

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

4

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1968

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ИЮЛЬ — АВГУСТ

МОСКВА

№ 4, 1968

СОДЕРЖАНИЕ

Б. Г. Поляк, Я. Б. Смирнов. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов	3
Л. В. Беляков. О роли давления поровых вод в механизме крупных надвиговых покровов	20
Т. Н. Симоненко, М. М. Толстихина. Блоковое строение складчатого фундамента европейской части СССР	37
М. В. Муратов, В. Г. Бондаренко, Л. Г. Плахотный, Н. И. Черняк. Строение складчатого основания равнинного Крыма	54
Б. К. Балавадзе, В. Е. Бураковский, И. А. Гаркаленко, В. И. Головинский, В. П. Гончаров, Б. Л. Гуревич, В. И. Корнеев, Я. П. Маловицкий, А. П. Милашин, Ю. П. Непрочнов, М. Р. Пустильников, В. Б. Соллогуб, Л. И. Церетели, А. В. Чекунов, Н. И. Черняк, М. В. Чирвинская, А. Н. Шарданов. Тектоника области Черного и Азовского морей	70
А. В. Мамедов. Условия залегания и происхождение утесов юрских пород предгорной зоны южного склона Большого Кавказа	85
Г. А. Кудрявцев, Ю. Г. Гатинский, А. В. Мишина, А. Н. Строганов. Некоторые черты тектоники Бирмы и Малаккского полуострова	99
В. С. Федоровский, А. М. Лейтес. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны	114

Краткие сообщения

Б. В. Григорьянц. Условия образования прерывистой складчатости в геосинклинальных областях на примере востока Большого Кавказа	128
Р. И. Гришкян. О механизме образования позднедокембрийских разрывных нарушений в кристаллических толщах центральной части Алданского щита	136

Хроника

Н. А. Беляевский. Симпозиум по мировой системе рифтов	140
---	-----

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

JULY — AUGUST

MOSCOW

№ 4, 1968

C O N T E N T S

B. G. Polyak and Ya. B. Smirnov. The heat flow and its relationship with the structure of the continental crust	3
L. V. Belyakov. On the role of pore water pressure in the mechanism of major overthrust sheets	20
T. N. Simonenko and M. M. Tolstikhina. Block pattern of the basement of European USSR	37
M. V. Mouratov, V. G. Bondarenko, L. G. Plakhotny and N. I. Chernyak. The structure of the basement of the crimean peninsula	54
B. K. Balavadze, V. E. Burakovsky, I. A. Garkalenko, V. I. Golovinsky, V. P. Goncharov, B. L. Gurevich, Yu. P. Neprochnov, V. I. Korneev, Ya. P. Malovitsky, A. P. Milashin, M. P. Pustilnikov, V. B. Sollogub, L. I. Tsereteli, A. V. Cherkunov, N. I. Chernyak, M. V. Chirvinskaya and A. N. Shardanov. The tectonics of the Black Sea — the Sea of Azov area	70
A. V. Mamedov. The mode of occurrence and origin of cliffs built of Jurassic rocks developed within the piedmont of the Great Caucasus southern side	85
G. A. Kudryavtsev, Yu. G. Gatinsky, A. V. Mishina and A. N. Stroganov. Some tectonic features of Burma and the Malacca Peninsula	99
V. S. Fedorovsky and A. M. Leytes. On the geosynclinal troughs in Early Proterozoic of the Olekma-Vitim highland	114

S h o r t C o m m u n i c a t i o n s

B. V. Grigoryants. The mechanism of intermittent folding formation in eastern Great Caucasus	128
P. I. Grishkyan. On the mechanism of Precambrian faulting in crystalline formations of central Aldan shield	136

C u r r e n t E v e n t s

N. A. Belyaevsky. A simposium on the world rift system	140
---	-----

УДК 551.24 + 550.361.2

Б. Г. ПОЛЯК, Я. Б. СМЕРНОВ

СВЯЗЬ ГЛУБИННОГО ТЕПЛОВОГО ПОТОКА С ТЕКТОНИЧЕСКИМ СТРОЕНИЕМ КОНТИНЕНТОВ

Исследовано распределение имеющихся экспериментальных данных о тепловом потоке на континентах. Установлено, что:

1. Тектонические области разного возраста характеризуются разными значениями средней величины теплового потока, возрастающей от древних структур к молодым. Для одновозрастных тектонических областей исследование как общей совокупности, так и частных, дает идентичные результаты.

2. Области докембрийской складчатости характеризуются средней величиной теплового потока, равной $0,93 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ каледонской — 1,11, герцинской — 1,24, мезозойской — 1,42. В этих областях распределение величин теплового потока не противоречит нормальному закону в 95%-ном доверительном интервале.

3. В областях кайнозойской складчатости и активизированных в кайнозой получено сложное многовершинное распределение, указывающее на неоднородность общей совокупности. Использование принципов тектонического районирования позволило разбить ее на однородные частные совокупности, соответствующие областям межгорных впадин и предгорных прогибов, горно-складчатым сооружениям миогеосинклинальных зон, районам кайнозойского вулканизма, рифтовым зонам. Эти совокупности характеризуются нормальным законом распределения со средними значениями теплового потока по первой из них $0,98 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$, по второй 1,75, по третьей 2,20. Ввиду недостаточного количества данных среднее по рифтовым зонам не выведено.

4. С учетом площадей тектонических областей разного возраста средний тепловой поток для континентов составляет $1,15 \pm 10\% \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$.

Тепловой поток из недр характеризует энергетический режим как Земли в целом, так и отдельных различно построенных участков земной коры и позволяет судить о направлении и интенсивности геологических процессов, каждый из которых сопровождается поглощением или генерацией энергии. Этот параметр дает важную информацию для решения вопросов природы глубинного тепла, термической эволюции Земли и ряда космогонических проблем.

Первые надежные экспериментальные определения теплового потока были сделаны в 1939 г. в Англии (Benfield, 1939; Anderson, 1939, 1940) и Южной Африки (Bullard, 1939). С тех пор по мере накопления новых данных разными исследователями предпринимались попытки оценки среднего планетарного значения теплового потока. Предлагались следующие величины ($\text{мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$): $1,3 \pm 0,1$ (Берч, Шерер, Спайсер, 1949), $1,2 \pm 0,6$ (Birch, 1954), 1,23 (Bullard, 1954), 0,86 (Красковский, 1961).

За последнее десятилетие число пунктов наблюдений резко возросло, главным образом благодаря проведению геотермических исследований на океанических площадях. Это побудило пересмотреть прежние оценки, причем теперь стало возможным наряду с планетарным средним определить отдельно средние значения теплового потока для суши и океана. Используя 73 индивидуальных значения теплового потока, полученных в континентальных областях, и 561 значение, установленное измерениями в дне океанов, В. Ли (Lee, 1963) предложил в качестве

континентального, океанического и мирового средних арифметических соответственно 1,43, 1,65 и 1,62 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. С помощью же сферического гармонического анализа Ли получил соответствующие значения 1,42, 1,55 и 1,50 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. В более поздней совместной работе В. Ли и Г. Макдональда (Lee, MacDonald, 1963) на основании 92 континентальных и 665 океанических определений даны оценки континентального, океанического и мирового средних арифметических значений соответственно 1,48, 1,63 и 1,61 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$; с использованием других методов диапазон средних оценен этими авторами как 1,63—1,65, 1,46—1,49 и 1,51—1,53 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ соответственно. Наконец, в последней работе В. Ли и С. Уеда (Lee, Uyeda, 1965), проанализировав 131 континентальное и 913 океанических наблюдений, предложили значения средних арифметических для континентов 1,43, для океанов 1,60, а для всего земного шара 1,58 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$; тем не менее в качестве наиболее достоверного мирового среднего эти авторы снова указали значение 1,50 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$.

Наиболее интересным и важным результатом этого этапа исследований было неожиданное сходство средних величин теплового потока, установленных для континентов и океанов. Подробный анализ океанических данных выходит за рамки данной статьи, заслуживая специального обсуждения. Резюмируя обзор оценок средних значений теплового потока, следует указать, что в большинстве геолого-геофизических построений пока используется цифра, данная Ф. Берчем на основании первых 65 наблюдений — 1,2 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, причем сам автор, считая ее лишь первым приближением к реальной действительности, оценивал ее точность в $\pm 50\%$, на что не всегда обращалось должное внимание.

В процессе анализа индивидуальных значений было отмечено, что различия между ними связаны не только со случайными отклонениями, но имеют более глубокий и закономерный характер. «Кажется вероятным,— писал Ф. Берч,— что имеются естественные („real“) вариации теплового потока, связанные со структурными и химическими вариациями регионального масштаба...» (Birch, 1954; (разрядка наша.— Б. П., Я. С.)). Еще более определенно в том же отношении несколько ранее высказывался П. Н. Кропоткин (1948). Как только накопление экспериментального материала дало возможность перейти к анализу пространственного распределения теплового потока, картина стала проясняться. Было установлено, что наименьшие величины теплового потока характерны для областей древних щитов; они здесь составляют в среднем 0,8—0,9 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ (Красковский, 1961), а по другим оценкам — 1,1 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ (Lee, 1963). Напротив, в пределах молодых горных сооружений тепловой поток увеличивается до 2 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ (Birch, 1950; Lee, 1963). Максимум эта величина достигает в районах кайнозойского вулканизма; например, в вулканических зонах Японии ее среднее значение равно 2,2 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ (Uyeda, Horai, 1964). В цитированной выше статье В. Ли и С. Уеда (Lee, Uyeda, 1965) приведены средние значения теплового потока в $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ в следующих областях: докембрийские щиты — $0,92 \pm 0,17$ с. о.¹, последокембрийские неорогенические («post-Precambrian non-orogenic») области — $1,54 \pm 0,38$ с. о., последокембрийские орогенические области — $1,48 \pm 0,56$ с. о. (в том числе палеозойские орогенические области — $1,23 \pm 0,40$ с. о. мезо-кайнозойские орогенические области — $1,92 \pm 0,49$ с. о., островные дуги — $1,36 \pm 0,54$ с. о.) области кайнозойского вулканизма — $2,16 \pm 0,46$ с. о.

Одновременно с исследованиями Ли и Уеда работа по изучению взаимосвязи теплового потока и геологической структуры проводилась в Геологическом институте АН СССР. При этом независимо были использованы сходные принципы обработки материала. Часть полученных

¹ с. о.— стандартное отклонение.

результатов, кратко изложенных в предыдущих публикациях (Поляк, Смирнов, 1966; Смирнов, 1966), подробно обсуждается ниже. Авторы выражают удовлетворение совпадением общих методологических принципов, но считают, что в исследованиях Ли и Уеда недостаточно для современной геолого-тектонической и геофизической изученности Земли были выполнены требования однородности и независимости анализируемых данных; в частности, вызывает возражения как общая схема тектонического районирования, принятая Ли и Уеда, так и ее детальность.

Таким образом, к настоящему времени наличие корреляции между особенностями геологического строения тех или иных районов и величиной теплового потока не вызывает сомнений. Следует отметить попытки увязать пространственные вариации теплового потока с другими факторами: с радиоактивностью (Birch, 1950; MacDonald, 1964; Uyeda, Horai, 1964 и др.), теплопроводностью горных масс (MacBirney, 1963) конфигурацией поверхности геоида (Scheffer, 1964), характером гравитационного поля (Lee, MacDonald, 1963; Wang Chi Y., 1964 и др.). Однако надежных однозначных решений в этих направлениях пока не получено.

К настоящему времени на территории континентов тепловой поток определен в 446 пунктах. Методика его определения обычно излагается при публикации полученных результатов и подробно освещается в обобщающих работах А. Д. Майснера и А. Е. Бека (Misener, Beck, 1960), Е. А. Любимовой (Любимова и др., 1964), А. Е. Бека (Beck, 1965). В подавляющем большинстве случаев индивидуальные значения теплового потока рассчитывались как произведения вертикального градиента температуры, измеренного в буровой скважине или другой горной выработке, и теплопроводности извлеченных из нее горных пород, определенной в лаборатории. Точность полученных результатов различна; для

Таблица 1

Географическое распределение данных о тепловом потоке на континентах

Континенты	Области докембрийской складчатости			Области палеозойской складчатости			Области мезозойской складчатости и активизированные в мезозое	Области кайнозойской складчатости и активизированные в кайнозое					Всего
	щиты	плиты	всего	области каледонской складчатости	области герцинской складчатости	всего		красные прогибы и нектарные впадины	горноскладчатые сооружения	области кайнозойского вулканизма	рифтовые зоны	всего	
Европа	24	3	27	7	63	70	—	13	15	17	—	45	142
Азия	1	5	6	8	—	8	—	43	18	19	11	91	105
Африка	8	—	8	—	4	4	3	—	—	—	1	1	16
Австралия	47	—	47	—	2	2	—	—	—	33	—	33	82
Америка	22	34	56	8	15	23	5	3	13	1	—	17	101
Всего	102	42	144	23	84	107	8	59	46	70	12	187	446

Примечание. При составлении таблицы использованы данные А. Л. Ананья (1966), А. С. Дашановой (1966), И. А. Зотикова (1961), И. Г. Кискина (1964), С. А. Красковского (1961), И. М. Кутасова (1966), Е. А. Любимовой (1966_{1,2}), Е. А. Любимовой, Ф. В. Фирсова (1966), Е. А. Любимовой (1966), Ф. А. Макаренко, Ш. Г. Чихрадзе (1965), Б. Г. Положа (1966), Г. М. Сухарева, О. Б. Барцева (1965), Г. М. Сухарева, С. П. Власовой, Ю. К. Тарапуха (1966), А. П. Шушпанова (1966), Е. М. Anderson (1939—40), А. Е. Beck (1962, 1964), А. E. Benfield (1939, 1947), F. Birch (1947, 1950, 1954), F. Birch, H. Clark (1945), M. Bossolasko, C. Palau (1965), E. C. Bullard (1939), E. C. Bullard, E. R. Niblett (1951), A. E. Carte (1954), P. Chadwick (1956), S. P. Clark (1957, 1961), S. P. Clark, E. R. Niblett (1956), H. P. Coster (1947), W. N. Diment, E. C. Robertson (1963), W. N. Diment, R. W. Werre, (1964), W. H. Diment and oth. (1965_{1,2}), G. D. Garland, D. H. Lennox (1962), D. J. Gough (1963), H. Greutzburg (1964), R. D. Hadmen, J. H. Sass (1966), S. R. Hart, J. S. Steinhart (1965), E. Herrin, S. P. Clark (1956), L. E. Howard, J. H. Sass (1964), A. M. Jessop (1964), W. B. Joyner (1960), W. H. K. Lee (1963), W. H. K. Lee, S. Hueda (1965), A. D. Misener, L.G.D. Thompson, R. J. Uffen (1951), A. C. Redfield (1965), R. F. Roy, E. R. Decker (1935), J. H. Sass (1964_{1,2}), J. H. Sass, A. E. Le Marne (1963), K. Schössler, J. Schwarzlose (1959), H. C. Spicer (1964), J. S. Steinhart, S. R. Hart (1965), S. Uyeda, K. Horai, (1964), R. K. Verma, R.U.M. Rao (1965).

всей совокупности данных в среднем ее можно принять, как это сделал и В. Ли (Lee, 1963), равной $\pm 10\%$.

Следует подчеркнуть, что некоторые значения теплового потока представляют собой средние из серии определений, выполненных в одной и той же скважине на различной глубине. В ряде таких случаев обнаруживаются определенные тенденции изменения величины потока в вертикальном направлении — постепенное возрастание теплового потока с

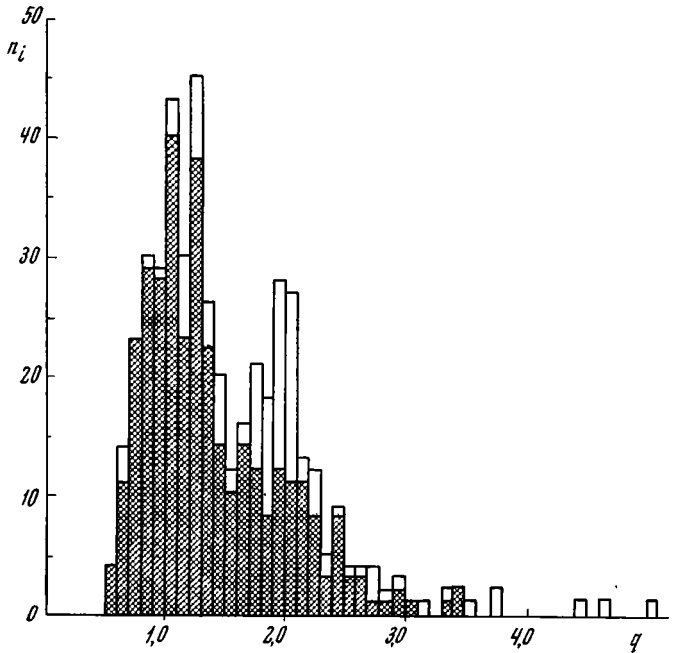


Рис. 1. Распределение 455 величин теплового потока на континентах

Затушеванная часть гистограммы отвечает совокупности 314 значений; учитываемых в дальнейших расчетах. n_i — частота; q — тепловой поток, $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$

увеличением глубины исследования или обратное явление. Причины этих закономерных изменений изучены пока недостаточно. В очагах разгрузки подземных вод ими могут быть гидродинамические факторы. В большинстве же случаев ниже зоны активного водообмена величина отклонений сопоставима с точностью измерений. В настоящее время эти тенденции практически не учитываются.

Географическое и геолого-структурное положения пунктов наблюдений указаны в табл. 1. Из континентов наиболее изучена Европа (143 определения) и Северная Америка (100). Несмотря на сравнительно большое число определений, указанных для Азии (105), ее изученность нельзя признать удовлетворительной, так как основная масса данных характеризует только область кайнозойской складчатости (главным образом, Японию, Ближний Восток, Закавказье). Часть данных, полученных в Австралии, не может быть использована в региональных обобщениях из-за неясной геолого-геотермической обстановки в пунктах наблюдений (Маунт-Айза и др.). Определения, сделанные в Африке (16), характеризуют только южную часть континента. Антарктида пока не охвачена измерениями; авторам известна лишь одна публикация о величине теплового потока на этом континенте (Зотиков, 1961).

Распределение всех имеющихся измерений теплового потока на континентах показано на сводной гистограмме (рис. 1). Оно многовер-

шинно и обладает значительной положительной асимметрией; арифметическое среднее общего распределения равно $1,57 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек.}$, а для черного поля — $1,46$. Приведенное среднее, так же как и другие, полученные этим методом (Lee, 1963; Lee, MacDonald, 1963; Lee, Uyeda, 1965), не отражает истинных потерь тепла через площадь континентов; величины таких средних зависят от числа измерений в тех или иных энергетически различных областях земной коры. Следовательно, общая совокупность имеющихся данных о тепловом потоке неоднородна, и характеристики распределения носят формальный характер. Для получения действительных потерь внутриземного тепла и для выяснения связи теплового поля с тектоническим строением различных блоков земной коры необходимо прежде всего составить достаточно однородные выборки теплового потока. Поскольку каждое индивидуальное значение теплового потока является в математическом понимании случайной величиной, для исследования таких выборок целесообразно применить метод вероятностно-статистического анализа. Основными требованиями, предъявляемыми теорией вероятности к исходному материалу, являются требования однородности и независимости анализируемых данных. При современной геолого-геофизической изученности земной коры в качестве критерия однородности в первом приближении можно принять наиболее общую геологическую характеристику различных ее участков — возраст тектогенеза. Выборки по однотипным в этом отношении областям, обладающим многими общими существенными признаками, подвергались дальнейшей обработке. Под независимостью опытных данных понимается отсутствие влияния предыдущих экспериментов на последующие (Ван дер Варден, 1960). Поэтому в приводимом ниже анализе всегда соблюдалась взаимная независимость величин теплового потока, ввиду чего оценочные значения, как правило, из расчета исключались.

Статистическая обработка однородных выборочных множеств как известно, заключается в следующем (см., например, Митропольский, 1961): выборка экспериментальных значений исследуемого параметра (здесь — теплового потока) объема n рассматривается как эмпирический ряд распределения случайной величины x . Основными параметрами этого ряда являются оценки среднего значения

$$\bar{x} = \sum_{i=1}^n x_i/n$$

и стандартного отклонения

$$s = \left[\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 / (n - 1) \right]^{1/2}.$$

Мерой точности этих оценок служат соответственно s/\sqrt{n} и $s/\sqrt{2n}$.

Каждому эмпирическому распределению можно поставить в соответствие теоретическую функцию, которая с определенной достоверностью будет описывать распределение вероятности изучаемого признака. С этой целью чаще всего употребляется функция нормального распределения

$$f(x) = (2\pi\sigma^2)^{-1/2} \exp - (x - \bar{x})^2 / 2\sigma^2; \quad -\infty < x < +\infty.$$

Как будет показано в дальнейшем, все распределения теплового потока в различных тектонических областях континентов с высокой вероятностью описываются нормальным законом. Это дополнительно свидетельствует о правильном выборе критерия однородности.

Согласие теоретических и эмпирических распределений проверялось при помощи критерия соответствия Пирсона

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^n (n_i - p_i)^2 / p_i,$$

где n_i и p_i представляют соответственно эмпирические и теоретические частоты. Для оценки соответствия распределений в малых выборках использовался наглядный графический метод И. В. Дунина-Барковского и Н. В. Смирнова (1955). Теоретическое распределение полагается не противоречащим эмпирическому, если теоретическая величина χ^2 превосходит эмпирическую при выбранном уровне значимости (5%) и соответствующем числе степеней свободы f . При условии несущественного расхождения между распределениями можно использовать все свойства теоретической функции распределения вероятностей и оценить надежность полученных параметров. Например, закон распределения позволяет вычислить вероятность получения любого значения теплового потока в той или иной выделенной совокупности, установить энергетически сходные области земной коры и т. д.

При составлении достаточно однородных выборочных множеств значений теплового потока нами использовались геологические и тектонические карты мира и отдельных континентов, опубликованные в «Физико-географическом атласе мира» (1964), Международная тектоническая карта Европы (1964), Тектоническая карта Евразии под ред. А. Л. Яншина (1966), Тектоническая карта Арктики под ред. Ю. М. Пущаровского (1963), карты новейших движений земной коры, сейсмической активности и т. п., а также сводные работы Н. С. Шатского, А. В. Пейве, В. В. Белоусова, П. Н. Кропоткина, М. В. Муратова, В. Е. Хаина, Н. П. Хераскова, С. Н. Бубнова, Г. Герта, Ф. Кинга, Г. Штилле и ряда других исследователей.

Имеющиеся данные о тепловом потоке на континентах позволили с помощью изложенных методов анализа охарактеризовать с энергетической стороны области докембрийской складчатости (в том числе отдельно щиты и плиты), каледонской, герцинской, мезозойской, а также области кайнозойской складчатости и активизированные в это время участки древних платформ (в том числе предгорные прогибы и межгорные впадины; горно-складчатые сооружения; районы кайнозойского вулканизма и некоторые рифтовые зоны).

В ряде случаев имеющиеся фактические данные при расчетах не учитывались: 1) при неясной тектонической принадлежности пункта наблюдения; 2) из-за методологических погрешностей измерения (например, наблюдения в мелких скважинах, расположенных в зоне активного водообмена); 3) при нахождении пункта измерения в пределах локальной термоаномалии. Иногда, если были основания считать группу измерений нарушающими однородность выборки и, вследствие этого, чрезмерно весомыми, такие данные предварительно осреднялись по площади.

ОБЛАСТИ ДОКЕМБРИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

В областях докембрийской складчатости выполнено 88 определений теплового потока, удовлетворяющих указанным выше требованиям. Из расчета исключены определения в районах Рам-Юнгл и Маунт-Айза в Австралии и осреднены по площади данные по западной части Украинского щита, а также Техасу и Солт-Вэлли (Сев. Америка). Распределение данных о тепловом потоке, принятых к расчету, приведено на гистограммах, характеризующих общую совокупность (рис. 2, а) и выборки по щитам (рис. 2, б) и плитам (рис. 2, в). По этим данным, тепловой поток в докембрийских структурах колеблется от 0,53 до 1,33 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Арифметическое среднее распределения составляет $0,93 \pm 0,02 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$., а стандартное отклонение $0,17 \pm 0,01$. Как показывают расчеты, эмпирическое распределение с высокой вероятностью не противоречит нормальному закону (табл. 2).

Две другие гистограммы (рис. 2, б, в) характеризуют еще более однородные выборочные совокупности, составленные по щитам и плитам.

Распределение 69 значений теплового потока на *щитах* (рис. 2, б) дает меньший интервал колебания величин — от 0,61 до 1,33 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек.}$, причем 82% всех значений заключается в еще более узком интервале — от 0,70 до 0,10 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек.}$ Эмпирическое распределение не противоречит нормальному закону (табл. 3) и имеет следующие параметры: среднее значение $0,89 \pm 0,02 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек.}$, стандартное отклонение $0,15 \pm 0,01$. Из нормального закона распределения теплового потока на *щитах* следует, что в интервале $0,89 \pm 0,30 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек.}$ ($\pm 2s$) содержится 95% от общей совокупности возможных значений. Экспериментальная же ошибка измерений равна в общем $\pm 10\%$, т. е. составляет в данном случае примерно $0,10 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек.}$ Поэтому на *щитах* отклонения величин теплового потока от среднего, вызванные влиянием искажающих природных факторов, не должны превышать 5% для 67% измерений и 20% для 95% измерений. Полученные величины отклонений теплового потока на *щитах*, учитывая тектоническую стабильность этих структур, могут служить основой для оценки роли конвективного теплопереноса. В частности, если приписать рассеивание только гидрогеологическому фактору, то в рассматриваемых областях лишь в пяти случаях из ста конвективная составляющая теплового потока превысит $\pm 0,20 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек.}$ Это хорошо согласуется с гидрогеологически обоснованными представлениями о слабой обводненности недр в этих регионах.

Рассмотрим распределение теплового потока по отдельным *щитам*. Выборки, составленные по ним, являются малыми, поэтому они анализировались методами микростатистики (Дунин-Барковский, Смирнов, 1955). Распределение 14 значений теплового потока на Балтийском *щите* дает среднее, равное $0,86 \pm 0,03 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек.}$ и стандартное отклонение, равное $0,07 \pm 0,01$. Для 24 значений, полученных на Канадском *щите*, арифметическое среднее составляет $0,91 \pm 0,03 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек.}$, а стандартное отклонение — $0,15 \pm 0,02$. Для Африканского и Австралийского *щитов* средние значения равны $0,97 \pm 0,07$ и $0,98 \pm 0,04 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек.}$, а стандартные отклонения — $0,20 \pm 0,05$ и $0,15 \pm 0,03$ соответственно.

Для всех перечисленных выборок, как показала графическая проверка, законы распределения не противоречат нормальному. Для выяснения закона распределения теплового потока по Украинскому *щиту* данных недостаточно; среднее арифметическое выборки из семи значений равняется $0,77 \pm 0,06 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек.}$ и стандартное отклонение $0,15 \pm 0,04$. Как видно из приведенных цифр, средние значения и стандартные отклонения общей совокупности данных по *щитам* и выборочных множеств довольно близки, хотя и несколько отличаются друг от друга. Оценку степени расхождения между двумя выборками можно произвести при помощи t — распределения Стьюдента. Критерий t вычисляется по формуле

$$t = (\bar{x}_1 - \bar{x}_2) \cdot \left(\frac{n_1 n_2}{n_1 + n_2} \right)^{1/2} \cdot \left[\frac{(n_1 - 1) s_1^2 + (n_2 - 1) s_2^2}{n_1 + n_2 - 1} \right]^{-1/2}$$

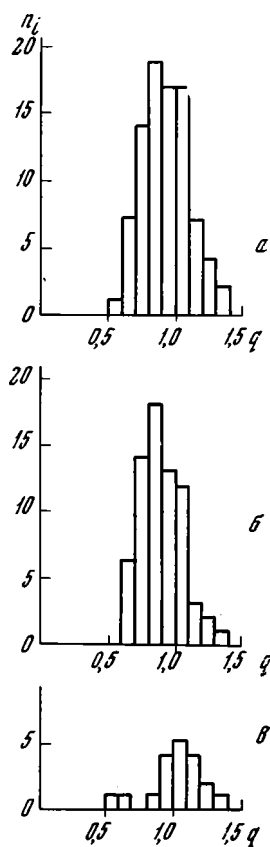


Рис. 2. Распределение величин теплового потока в областях докембрийской складчатости
а — общая совокупность; б — *щиты*; в — *плиты*. Обозначения те же, что и к рис. 1

Области докембрийской складчатости (нерасчлененные).
А. Проверка гипотезы нормального распределения теплового потока

q_i	0,55	0,65	0,75	0,85	0,95	1,05	1,15	1,25	1,35
n_i	1	7	14	19	17	17	7	4	2
p_i	8,0		12,1	18,5	20,0	15,7	8,7	4,7	
$(n_i - p_i)^2/p_i$	0,00		0,30	0,01	0,45	0,34	0,33	0,36	

Б. Оценки параметров распределения
 $n=89; \bar{q}=0,93; s=0,17; \alpha=0,26; i=-0,44; \chi^2=1,79; \chi_{5\%}^2=9,49; \text{при } f=4.$

Примечание. n — число значений, \bar{q} — среднее значение, s — стандартное отклонение, α — показатель асимметрии, i — показатель эксцесса, χ^2 — вычисленный критерий Пирсона, $\chi_{5\%}^2$ — табличное значение критерия Пирсона при 5%-ном уровне значимости, f — число степеней свободы, q_i — значение середины разряда, n_i — эмпирическая разрядная частота, p_i — теоретическая разрядная частота.

Полученная цифра сравнивается с табличным значением при соответствующем уровне значимости (5%) и числе степеней свободы, которое берется равным

$$f = n_1 + n_2 - 2.$$

Если вычисленное значение t не превышает табличное, то различие между средними полагается случайным. Поэтому вполне достаточно сравнить общую совокупность с той выборкой, которая дает среднее, максимально отличающееся от общего. Такова выборка по Австралийскому щиту. Критерий t , вычисленный для этой пары, равен 1,86, табличное же его значение при 82 степенях свободы и 5%-ном уровне значимости составляет 1,99. Это свидетельствует, что расхождения между средним и общей выборочных совокупностей являются статистически незначимыми. Следовательно, полученная средняя величина теплового потока для щитов, равная $0,93 \mu \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$, с высокой надежностью характеризует энергетический режим каждой из таких структур. Сравнение параметров выборок по отдельным щитам, проведенное тем же методом, показало, что различия между ними несутельственны. В то же время известно, что палеоклиматические условия на разных щитах были совершенно различны и можно было бы ожидать больших расхождений, связанных с искажениями теплового поля вследствие вариаций климата. Приходится признать, что эти искажения (и в том числе связанные с оледенением) не так уж велики и в данном случае, очевидно, сопоставимы с точностью наблюдений.

Таблица 3

Области докембрийской складчатости. Щиты.
А. Проверка гипотезы нормального распределения теплового потока

q_i	0,65	0,75	0,85	0,95	1,05	1,15	1,25	1,35
n_i	6	14	18	13	12	3	2	1
p_i	6,8	11,5	17,2	16,6	10,6	6,0		
$(n_i - p_i)^2/p_i$	0,10	0,54	0,05	0,78	0,18	0,00		

Б. Оценки параметров распределения
 $n=69; \bar{q}=0,89; s=0,15; \alpha=0,30; i=0,08; \chi^2=1,65; \chi_{5\%}^2=7,82; \text{при } f=3$

Примечание. Обозначения те же, что и в табл. 2.

Области докембрийской складчатости, покрытые платформенным чехлом (плиты), охарактеризованы сравнительно небольшим числом определений теплового потока. Распределение данных показано на гистограмме (рис. 2, в). Отметим, что в эту совокупность были включены три значения теплового потока, полученные в шельфовой части Северного

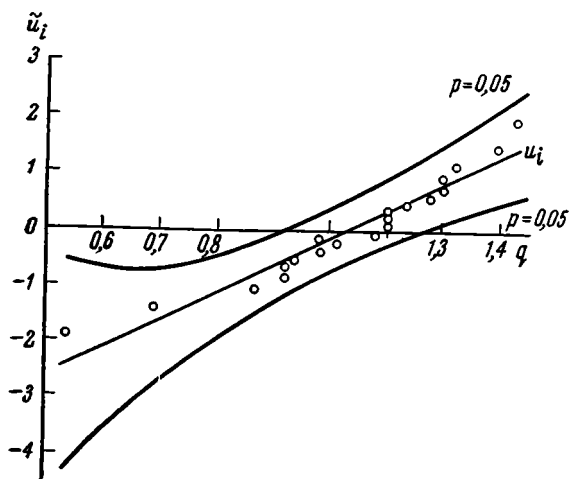


Рис. 3

Рис. 3. Области докембрийской складчатости. Плиты. Проверка гипотезы нормального распределения величин теплового потока

\tilde{u}_i — квантиль ступенчатой функции; u_i — теоретическая прямая; соответствующая нормальному закону; p — принятые границы случайного рассеивания; q — тепловой поток в $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$

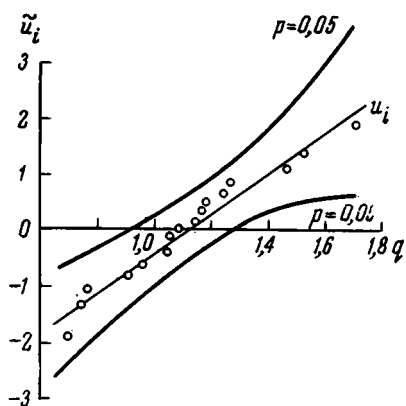


Рис. 4

Рис. 4. Области каледонской складчатости. Проверка гипотезы нормального распределения величин теплового потока

Обозначения те же, что и к рис. 3

Ледовитого океана, в тектоническом отношении являющейся докембрийской плитой. Распределение 19 значений теплового потока по докембрийским плитам имеет среднее значение $1,04 \pm 0,05 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ и стандартное отклонение $0,20 \pm 0,03$. Графическая проверка (рис. 3) подтвердила гипотезу нормального распределения теплового потока. Полученное среднее лишь немного превышает среднее по плитам, что может быть связано, в частности, с дополнительной генерацией радиогенного тепла в осадочной толще.

ОБЛАСТИ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Здесь выполнено довольно большое количество определений, что позволяет анализировать особенности распределения теплового потока в областях, сформированных в разные фазы палеозойского этапа тектогенеза.

Области каледонской¹ складчатости охарактеризованы 17 измерениями теплового потока, расположенными в СССР, Англии и Канаде. Минимальное и максимальное значения составляют 0,68 и 1,71 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Распределение значений не противоречит нормальному закону (рис. 4) и имеет следующие параметры: среднее значение $1,11 \pm 0,07 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, стандартное отклонение $0,28 \pm 0,05$. Существенных расхождений между величинами теплового потока в различных тектонических структурах каледонского возраста не наблюдается.

¹ В областях байкальской складчатости измерений не было, но есть основания считать, что средний тепловой поток в них близок к такому для каледонид.

Области герцинской складчатости.

А. Проверка гипотезы нормального распределения теплового потока

q_i	0,60	0,70	0,80	0,90	1,00	1,10	1,20	1,30	1,40	1,50	1,60	1,70	1,80	1,90
n_i	1	2	0	2	6	10	14	7	8	5	1	3	0	1
p_i	7,3				6,2	8,5	9,7	9,4	7,8	5,4	5,7			
$(n_i - p_i)^2/p_i$	0,72				0,00	0,25	1,91	0,62	0,00	0,03	0,09			

Б. Оценки параметров распределения

$n=60$; $\bar{q}=1,24$; $s=0,25$; $\alpha=0,05$; $i=0,5$; $\chi^2=3,62$; $\chi_{6\%}^2=11,1$ при $f=5$

Примечание. Обозначения те же, что и в табл. 2.

В областях герцинской складчатости имеется 60 значений теплового потока, полученных преимущественно в Европе и Северной Америке. Распределение величин, показанное на гистограмме (рис. 5), является нормальным (табл. 4), хотя и обладает незначительной положительной асимметрией. Минимальное и максимальное значение равны 0,60 и 1,91 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, модальное значение — 1,25 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Среднее значение распределения и стандартное отклонение равны соответственно $1,24 \pm 0,03$ и $0,25 \pm 0,02$. Средние величины теплового потока по различным областям герцинской складчатости весьма близки между собой. Например, для Скифской плиты среднее составляет 1,23 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, для герцинид Центральной Европы — 1,31 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, а для Аппалачской системы — 1,16 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$.

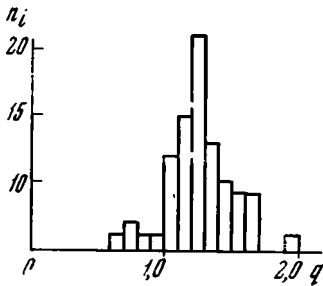


Рис. 5. Распределение величин теплового потока в областях герцинской складчатости

Обозначения те же, что и к рис. 1

В областях палеозойской складчатости рассеивание величин теплового потока около средних значений несколько больше, чем в докембрийских структурах. Если рассеивание происходит исключительно за счет действия гидрогеологических факторов, то в герцинских структурах конвективная составляющая лишь в пяти случаях из ста превысит 0,35 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ (т. е. составит около 30% от среднего), а в каледонских в том же числе случаев — 0,45 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ (примерно 40% от среднего). Судя по этим цифрам, роль конвективного теплопереноса в формировании поверхностного теплового поля в рассматриваемых тектонических областях также нельзя признать значительной.

ОБЛАСТИ МЕЗО-КАИНОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ И АКТИВИЗИРОВАННЫЕ ЧАСТИ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Пункты измерения теплового потока в этих тектонических областях расположены весьма неравномерно и сосредоточены преимущественно в районах кайнозойской складчатости Европы, Японских островов и Северной Америки.

Типичные области мезозойской складчатости охарактеризованы всего пятью значениями теплового потока, полученными в пределах Канадского краевого прогиба и горных сооружений Аляски. Среднее значение по этим измерениям составляет $1,47 \pm 0,14 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ и стандартное отклонение — $0,32 \pm 0,10$. Однако совокупность значений теплового потока

по областям мезозойской складчатости можно расширить, включив в нее измерения, проведенные в некоторых других районах. Для этого имеются определенные основания. Например, в ядрах Японских островов (центральный Хоккайдо, юго-восточный Хонсю) возраст складчатости и вулканизма датируется как мезозойский. Японские исследователи (см., например, Uyeda, Nogai, 1964) определенно считают эти районы мезозойскими тектоническими структурами. Как область мезозойского омоложения можно условно рассматривать и южную часть массива Драконовых гор в Африке (повсеместное распространение траппов верхнего триаса — нижней юры). Составленная с включением этих данных совокупность из 26 измерений имеет следующие параметры: среднее значение $1,42 \pm 0,06 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ и $0,31 \pm 0,04$. Графическая проверка подтвердила гипотезу нормального распределения (рис. 6). Все же полученное среднее значение теплового потока для областей мезозойской складчатости является в известной мере условным, и для более надежных суждений нужны дополнительные измерения.

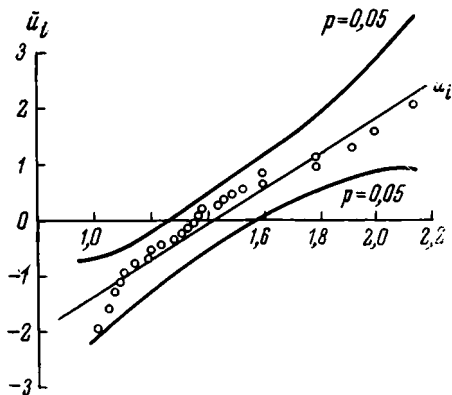


Рис. 6. Области мезозойской складчатости. Проверка гипотезы нормального распределения величин теплового потока

Обозначения те же, что и к рис. 3

Общее распределение теплового потока в области **кайнозойской** складчатости, как отмечалось нами ранее (Поляк, Смирнов, 1966), является неоднородным. В связи с этим приведенную в упомянутой статье цифру среднего теплового потока для этой области — $1,78 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$, а также значение, полученное В. Ли и С. Уеда (Lee, Uyeda, 1965) для областей мезокайнозойской складчатости ($1,92 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$), следует считать формальными. Анализ теплового поля в областях кайнозойской складчатости показал, что достаточно однородными являются выборки значений теплового потока по предгорным прогибам и межгорным впадинам, горно-складчатым сооружениям миогеосинклинальных зон (мегаантиклинории Альп, Большого Кавказа и т. п.), районам кайнозойского вулканизма. Совершенно аналогичное подразделение можно принять и для областей, активизированных в это время.

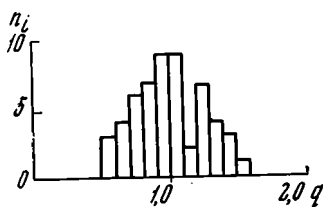


Рис. 7. Распределение величин теплового потока в областях кайнозойской складчатости и активизированных в кайнозое. Предгорные прогибы и межгорные впадины

Обозначения те же, что и к рис. 1

Распределение 55 значений теплового потока, установленных в *предгорных прогибах* и *межгорных впадинах* тектонически активных поясов, показано на гистограмме (рис. 7). Величины теплового потока по этим структурам колеблются от 0,52 до 1,58 $\text{мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Среднее значение распределения составляет $0,98 \pm 0,03 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$, а стандартное отклонение $0,24 \pm 0,02$. Проверка гипотезы нормального распределения (табл. 5) показала хорошее согласие эмпирического

распределения с нормальным законом. Средние величины теплового потока по отдельным структурам несколько различаются между собой. Так, для прогибов и впадин Тихоокеанского пояса среднее составляет $0,82 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ (в том числе для Токийской впадины 0,70), для Индо-

Области кайнозойской складчатости. Предгорные прогибы и межгорные впадины.

А. Проверка гипотезы нормального распределения теплового потока

q_i	0,6	0,8	1,0	1,2	1,4	1,6
n_i	7	14	18	11	4	1
p_i	6,4	13,9	18,2	11,8	4,7	
$(n_i - p_i)^2/p_i$	0,06	0,00	0,00	0,05	0,02	

Б. Оценки параметров распределения

$n=55$; $\bar{q}=0,98$; $s=0,24$; $\alpha=0,27$; $i=-0,50$; $\chi^2=0,13$; $\chi^2_{5\%}=5,99$ при $f=2$.

Примечание. Обозначения те же, что и в табл. 2.

ло-Кубанского прогиба 1,25, для Рионо-Куриной впадины 1,10 и т. д. Несмотря на эти различия, вызванные, очевидно, спецификой геологического развития конкретных структур, можно сделать вывод, что все предгорные прогибы и межгорные впадины тектонически активных поясов характеризуются относительно низкими значениями теплового потока. Наличие зон с низким тепловым потоком в наиболее энергетически на-

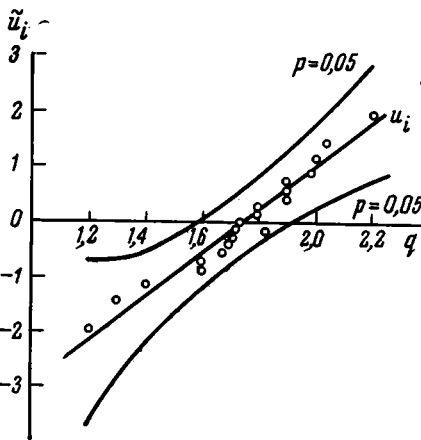


Рис. 8. Области кайнозойской складчатости и активизированные в кайнозое. Горно-складчатые сооружения миогеосинклинальных зон. Проверка гипотезы нормального распределения величин теплового потока

Обозначения те же, что и к рис. 3

пряженных областях земной коры представляет собой факт исключительного геологического и геофизического значения. В частности, это свидетельствует о значительной неоднородности распределения температур в земной коре и верхней мантии тектонически активных поясов. Низкая величина теплового потока в прогибах и впадинах ассоциируется с высокими отрицательными градиентами вертикальных тектонических движений и изостатической некомпенсированностью этих структур. С другой стороны, этот факт может рассматриваться как отражение активных энергоемких процессов в недрах этих районов, что требует специального анализа.

Величины теплового потока в горно-складчатых сооружениях миогеосинклинальных зон, по данным 19 значений, колеблются от 1,2 до 2,2 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Среднее значение и стандартное отклонение распределения соответственно равны $1,75 \pm 0,06$ и $0,25 \pm 0,04 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Эмпирическое распределение, как показала графическая проверка (рис. 8), не противоречит нормальному закону. Средние величины теплового потока по отдельным структурам очень близки между собой. Так, для системы Большого Кавказа среднее составляет $1,80 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, для системы Альп — $1,87$, для активизированных участков древних платформ — $1,71$. Высокие значения теплового потока в таких регионах ассоциируются с большими положительными градиентами вертикальных тектонических движений.

В районах кайнозойского вулканизма установлены наиболее высокие на континентах значения теплового потока. Распределение 55 известных значений показано на рис. 9. Минимальное и максимальное

значения составляют 1,20 и 3,49 $\mu\text{кал/см}^2\cdot\text{сек}$, а вблизи вулканических аппаратов тепловой поток повышается до 15 $\mu\text{кал/см}^2\cdot\text{сек}$ и более. Распределение имеет среднее значение, равное $2,19 \pm 0,06 \mu\text{кал/см}^2\cdot\text{сек}$, и стандартное отклонение $0,42 \pm 0,04$. Как видно из табл. 6, эмпирическое распределение с высокой доверительной вероятностью не противоречит нормальному закону. Рассмотренные отдельно различные районы области кайнозойского вулканизма характеризуются близкими значениями теплового потока, практически не отличающимися от приведенного среднего.

Следует обратить внимание на два весьма специфических участка: Венгерскую впадину и район Ставропольского свода. Среднее значение теплового потока в пределах Венгерской впадины составляет 2,47 $\mu\text{кал/см}^2\cdot\text{сек}$, т. е. даже немного выше, чем для области кайнозойского вулканизма в целом.

Поскольку во многих местах Венгерской впадины установлены значительные проявления кайнозойского вулканизма, можно считать, что тепловой режим ее недр связан именно с этим процессом. В то же время Венгерская впадина, как и все прогибы и впадины кайнозойской фазы складчатости, отличается высоким отрицательным градиентом вертикальных тектонических движений. В районе Ставропольского свода, где возраст фундамента считается палеозойским, установлены аномально высокие для таких областей величины теплового потока. Среднее значение его здесь составляет также около 2,0 $\mu\text{кал/см}^2\cdot\text{сек}$. Наличие поблизости третичных эффузивов (лакколиты Пятигорья) позволяет предположить, что тепловой режим и района Ставропольского свода также связан с кайнозойским вулканизмом, ареал влияния которого значительно больше, чем площадь поверхностных его проявлений.

Весьма интересно распределение теплового потока в *рифтовых зонах* материков. Оно изучалось в дне озер Байкала и Ньясы. Средние значения теплового потока по этим участкам составляют соответственно 2,40 (по данным 11 измерений) и 1,00 (по данным 20 измерений). Такое значительное расхождение величин теплового потока для столь сходных в тектоническом отношении районов совершенно непонятно и заставляет воздержаться от суждений об их тепловом режиме.

Результаты проведенного анализа распределения теплового потока на континентах суммированы в табл. 7. Эти данные, подтверждая существование глобальных вариаций теплового потока, позволяют уве-

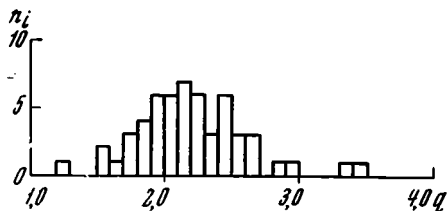


Рис. 9. Распределение величин теплового потока в областях кайнозойской складчатости и активизированных в кайнозое. Районы кайнозойского вулканизма

Обозначения те же, что и к рис. 1

Таблица 6

Области кайнозойского вулканизма.

А. Проверка гипотезы нормального распределения теплового потока

q_i	1,35	1,55	1,75	1,95	2,15	2,35	2,55	2,75	2,95	3,15	3,35	3,55
n_i	1	3	6	11	13	9	6	3	1	0	1	1
p_i	11,2			8,9	10,4	9,7	7,2	7,4				
$(n_i - p_i)^2/p_i$	0,13			0,50	0,65	0,50	0,20	0,26				

Б. Оценки параметров распределения

$n=55$; $\bar{q}=2,19$; $s=0,42$; $\alpha=0,79$; $i=1,80$; $\chi^2=2,24$; $\chi^2_{5\%}=7,82$ при $f=3$

Примечание. Обозначения те же, что и в табл. 2.

Распределение теплового потока в различных тектонических областях континентов

Тектонические области	<i>n</i>	<i>q</i> _{min}	<i>q</i> _{max}	\bar{q}	$\sigma_{\bar{q}}$	<i>s</i>	σ_s	Закон распределения
Области докембрийской складчатости (нерасчлененные)	88	0,53	1,33	0,93	±0,02	0,17	±0,01	Нормальный
Щиты	69	0,61	1,32	0,90	±0,02	0,15	±0,01	»
Плиты	19	0,53	1,33	1,04	±0,05	0,20	±0,03	»
Области каледонской складчатости	17	0,68	1,71	1,11	±0,07	0,28	±0,05	»
Области герцинской складчатости	60	0,60	1,90	1,24	±0,03	0,25	±0,02	»
Области мезозойской складчатости и активизированные в мезозое	26	1,00	2,12	1,42	±0,06	0,31	±0,04	»
Области кайнозойской складчатости и активизированные в кайнозое								
Предгорные прогибы и межгорные впадины	55	0,52	1,58	0,98	±0,03	0,24	±0,02	»
Горно-складчатые сооружения миеосинклинальных зон	19	1,20	2,20	1,75	±0,06	0,25	±0,04	»
Зоны кайнозойского вулканизма	55	1,20	3,49	2,20	±0,06	0,42	±0,04	»
Рифтовые зоны материков:								
Ньяса	20			1,00				Не установлен
Байкал	11	1,21	3,40	2,40	±0,18	0,59	±0,13	»

Примечание. *n* — число значений теплового потока, \bar{q} — среднее значение, $\sigma_{\bar{q}}$ — основная ошибка среднего, *s* — стандартное отклонение (дисперсия), σ_s — основная ошибка стандартного отклонения

ренно связывать эти вариации с возрастом тектогенеза (поэтому исследование теплового потока дают возможность установить время основного этапа консолидации и активизации земной коры в сложно построенных тектонических областях, судить о возрасте фундамента в закрытых структурах и т. д.). Закономерное возрастание теплового потока в более молодых структурах отражает динамику геологической эволюции, что ставит тепловой поток на особое место в ряду других геофизических параметров. С этой точки зрения, очевидно, справедливо огоривать относительность современных оценок теплового потока, допуская его изменчивость во времени. Дифференциация его значений в различных районах области кайнозойской складчатости и активизации свидетельствует в принципе о том же и может быть использована для реконструкции термической истории геосинклинали.

Руководствуясь установленными значениями теплового потока в различных тектонических областях континентов, можно подсчитать площади каждой из этих областей, установить действительные потери тепла через всю площадь континентов и средний тепловой поток. Расчеты показывают, что искомые величины равны соответственно $1,70 \cdot 10^{12}$ кал/сек и $1,15 \pm 10\%$ μ кал/см²·сек.

Анализ кондуктивного теплового потока позволяет также высказать некоторые суждения о роли конвективного теплопереноса в земной коре. Если считать отклонения реально зафиксированных величин теплового потока от вычисленного среднего для данной тектонической области вызванными только перераспределением тепла подземными водами, то дисперсия (см. табл. 7) могла бы дать основание для таких суждений. Но, как было уже отмечено, оказалось, что доля тепла, перераспределяемого конвективным путем, практически никогда не превышает 40%

от величины кондуктивного теплового потока, а в подавляющем большинстве случаев значительно меньше. Это несколько неожиданный факт. Следует, впрочем, иметь в виду, что, во-первых, эти оценки по условиям проведения анализируемых измерений характерны, скорее, для нижних гидродинамических зон — замедленного водообмена и относительно застойного водного режима; в верхней зоне активного водообмена роль конвективного теплопереноса существенно больше. Во-вторых, при этом анализе вообще не рассматривались участки гидрогеотермических аномалий, где конвективный теплоперенос проявляется особенно сильно и служит определяющим фактором в формировании теплового режима недр этих районов.

Литература

- Ананян А. Л. Некоторые особенности теплового поля района курорта Джермук. В кн. «Геотермические исследования и использование тепла Земли». Изд-во «Наука», 1966.
- Берч Ф., Шерер Дж., Спайсер Г. Справочник для геолога по физическим константам. Изд-во иностр. лит., 1949.
- Ван дер Варден Б. Л. Математическая статистика. Изд. иностр. лит., 1960.
- Джамалова А. С. О тепловом потоке в районе Изербашской антиклинали в Дагестане. В кн. «Геотермические исследования и использование тепла Земли», Изд-во АН СССР, 1966.
- Дунин-Барковский И. В., Смирнов Н. В. Теория вероятности и математическая статистика в технике (общая часть). Гостехиздат, 1955.
- Зотиков И. А. Измерение геотермического потока тепла в Антарктиде. Информ. бюл. Сов. антаркт. эксп., № 29, 1961.
- Киссин И. Г. Восточно-Предкавказский артезианский бассейн. Изд-во «Наука», 1964.
- Красковский С. А. О некоторых очередных задачах геотермических исследований в СССР. В кн. «Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли», т. 1, Изд-во АН СССР, 1959.
- Красковский С. А. О тепловом поле шитов. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 3, 1961.
- Кропоткин П. Н. Основные проблемы энергетики геологических процессов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1948.
- Кутасов И. М. Изучение тепловых процессов в буровых скважинах (канд. дис.). Институт физики Земли АН СССР, 1966.
- Любимова Е. А. Оценка распределения глубинного теплового потока для юга Европейской части СССР. К кн. «Проблемы глубинного теплового потока», Изд-во «Наука», 1966.
- Любимова Е. А. Исследования по термике Земли (докторская диссертация). Институт физики Земли АН СССР, 1966.
- Любимова Е. А., Фирсов Ф. В. Определение теплового потока в некоторых районах Средней Азии. В кн. «Проблемы глубинного теплового потока», Изд-во «Наука», 1966.
- Любимова Е. А., Фирсов Ф. В., Люсова Л. Н. Некоторые результаты определений теплового потока из земных недр и температура коры. В кн. «Геотермические исследования и использование тепла Земли», Изд-во «Наука», 1966.
- Макаренко Ф. А., Чихрадзе Ш. Г. Глубинный тепловой поток в Колхидской низменности. Докл. АН СССР, т. 160, № 4, 1965.
- Митропольский А. К. Техника статистических вычислений. Физматгиз, 1961.
- Поляк Б. Г. Геотермические особенности области современного вулканизма. Изд-во «Наука», 1966.
- Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Тепловой поток на континентах. Докл. АН СССР, т. 168, № 1, 1966.
- Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Особенности геотермического режима различных тектонических областей земной коры. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол., № 3, 1966.
- Смирнов Я. Б. Тепловой поток в дне акваторий. Докл. АН СССР, т. 168, № 2, 1966.
- Сухарев Г. М., Барцев О. Б. О температурных условиях и теплофизических свойствах горных пород, слагающих разрезы нефтегазовых месторождений Сахалина. Геология нефти и газа, № 7, 1965.
- Сухарев Г. М., Власова С. П., Тарануха Ю. К. Геотермическая характеристика и теплофизические параметры мезо-кайнозойских и палеозойских отложений Большого Кавказа и Предкавказья. В кн. «Тр. Совещания по физическим свойствам горных пород». Изд-во «Наука», 1966.
- Шушпанов А. П. О тепловом режиме Карпатской области СССР. В кн. «Проблемы глубинного теплового потока». Изд-во «Наука», 1966.
- Anderson E. M. The loss heat by conduction from the earth crust in Britan. Proc. Roy. Soc., Edinburg, v. 60, part 2, 1939—1940.

- Beck A. E. Terrestrial flow of heat near Flin Flon, Manitoba. *Nature*, v. 195, № 4839, 1962.
- Beck A. E. Terrestrial flow of heat in the Brent Crater. *Nature*, v. 201, № 4917 (1964).
- Benfield A. E. Terrestrial heat flow in Great Britain. *Proc. Roy. Soc. A.*, v. 173, № 955, 1939.
- Benfield A. E. A heat flow value for a well in California. *Amer. J. Sci.*, v. 245, № 1, 1947.
- Birch F. Temperature and heat flow in a well near Colorado Springs. *Amer. J. Sci.*, v. 245, № 12, 1947.
- Birch F. Flow of heat in the Front Range Colorado. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 61, № 6, 1950.
- Birch F. Thermal conductivity, climatic variation and heat flow near Calumet, Michigan. *Amer. J. Sci.*, v. 252, № 1, 1954.
- Birch F. The present state of geothermal investigation. *Geophysics*, v. 19, № 4, 1954.
- Birch F., Clark H. An estimate of the surface flow of heat in the West Texas Permian Basin. *Amer. J. Sci. A*, v. 243, 1945.
- Bossolasco M., Palau C. Il flusso geotermico sotto il Monte Bianco. *Geofis. e meteorol.* t. 14, № 5-6, 1965.
- Bullard E. C. Heat flow in the South Africa. *Proc. Roy. Soc. A*, 173, № 955, 1939.
- Bullard E. C. Heat flow and radioactivity. In: «The Earth as a Planet», University of Chicago Press, Chicago, 1954, pp. 105-122.
- Bullard E. C., Niblett E. R. Terrestrial heat flow in England. *Monthly Notices Roy. Astron. Soc., Geophys. Suppl.*, v. 6, № 4, 1951.
- Carte A. E. Heat flow in the Transvaal and Orange Free State. *Proc. Phys. Soc.*, v. 67, № 9, 1954.
- Chadwick P. Heat flow from the earth at Cambridge. *Nature*, v. 178, № 4524, 1956.
- Clark S. P. Heat flow at Grass Valley, California. *Trans. Amer. Geophys. Union*, v. 38, № 2, 1957.
- Clark S. P. Heat flow in the Austrian Alps. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, v. 6, № 1, 1961.
- Clark S. P., Niblett E. R. Terrestrial heat flow in the Swiss Alps. *Monthly Notices Roy. Astron. Soc., Geophys. Suppl.*, v. 7, № 4, 1956.
- Coster H. P. Terrestrial heat flow in Persia. *Monthly Notices Roy. Astron. Soc., Geophys. Suppl.*, v. 5, № 5, 1947.
- Diment W. H., Robertson E. C. Temperature, thermal conductivity and heat flow in a drilled hole near Oak Ridge, Tennessee. *J. Geophys. Res.*, t. 68, № 17, 1963.
- Diment W. H., Werre R. W. Terrestrial heat flow near Washington, D. C. *J. Geophys. Res.*, v. 69, № 10, 1964.
- Diment W. R., Raspert R., Mayhe M. A., Werre R. W. Terrestrial heat flow near Alberta, Virginia. *J. Geophys. Res.*, v. 70, № 4, 1965.
- Diment W. H., and other. Terrestrial heat flow at two localities near Vallenar, Chile. *Trans. Amer. Geophys. Union*, v. 46, № 1, 1965.
- Garland G. D., Lennox D. H. Heat flow in western Canada. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 6, № 2, 1962.
- Gough D. J. Heat flow in Southern Karoo. *Proceed. Roy. Soc. A*, 272, № 1349, 1963.
- Greutzburg H. Untersuchungen über den Wärmestrom der Erde in Westdeutschland. *Kali und Steinsalz*, B. 4, № 3, 1964.
- Hadmen R. D., Sassi J. H. Geothermal measurements at Mount Isa, Queensland. *J. Geophys. Res.*, v. 71, № 2, 1966.
- Hart S. R., Steinhart J. S. Terrestrial heat flow measurements in lake bottom. *Science*, v. 149, № 3691, 1965.
- Herrin E., Clark S. P. Heat flow in West Texas and Eastern New Mexico. *Geophysics*, v. 21, № 4, 1956.
- Howard L. E., Sassi J. H. Terrestrial heat flow in Australia. *J. Geophys. Res.*, v. 69, № 8, 1964.
- Jessop A. M. Geothermal research in Canada. *Canad. Mining and Metallurg. Bull.*, v. 57, № 622, 1964.
- Joyner W. B. Heat flow in Pennsylvania and West Virginia. *Geophysics*, v. 25, № 6, 1960.
- Lee W. H. K. Heat flow data analysis. *Rev. Geophys.*, v. 1, № 3, 1963.
- Lee W. H. K., Macdonald J. G. F. The global variation of terrestrial heat flow. *J. Geophys. Res.*, v. 68, № 24, 1963.
- Lee W. H. K., Uyeda S. Review of heat flow data. In: «Terrestrial heat flow», Geophysical Monograph series, № 8. Baltimore, 1965.
- Macbirney A. R. Conductivity variations and terrestrial heat flow distribution. *J. Geophys. Res.*, v. 68, № 23, 1963.
- Macdonald J. G. F. Dependence of the surface heat flow on the radioactivity of the earth. *J. Geophys. Res.*, v. 69, № 14, 1964.
- Misener A. D. Heat flow and depth of permafrost at Resolyte Bay, Cornwallis Island, N. W. T. Canada. *Trans. Amer. Geophys. Union*, v. 36, № 6, 1955.
- Misener A. D., Thompson L. G. D., Uffen R. J. Terrestrial heat flow in Ontario and Quebec. *Trans. Amer. Geophys. Union*, v. 32, 1951.

- Redfield A. C. Terrestrial heat flow through salt-marsh peat. *Science*, v. 148, № 3674, 1965.
- Roy R. F., Decker E. R. Heat flow in the White Mountains, New England. *Trans. Amer. Geophys. Union*, v. 46, № 1, 1965.
- Sass J. H. Heat flow values from the precambrian shield of Western Australia. *J. Geophys. Res.*, v. 69, № 2, 1964.
- Sass J. H. Heat flow values from the Eastern Australia. *J. Geophys. Res.*, v. 69, № 18, 1964₂.
- Sass J. H., Le Marne A. E. Heat flow at Broken Hill, New South Wales. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, v. 7, № 4, 1963.
- Scheffer V. The European Values of terrestrial heat flow. *Geofis. meteorol.*, v. 13, № 5—6, 1964.
- Schössler K., Schwarzlöse J. Geophysikalische Wärmeflussmessungen. *Freiberger Forschungsh. C*, № 75, 1959.
- Spicer H. C. Geothermal gradients and heat flow in the Salt Valley anticline, Utah. *Boll. geofis. teor. e appl.*, v. 6, № 23, 1964.
- Steinhart J. S., Hart S. R. A study of heat flow and thermal properties in Seneca Lake, Jew York. *Trans. Amer. Geophys. Union*, v. 46, № 1, 1965.
- Stenz E. Deep-well temperatures and geothermal gradient at Ciechocinek. *Acta geophys. polon.*, v. 2, № 4, 1954.
- Uyeda S., Horai K. Terrestrial heat flow in Japan. *J. Geophys. Res.*, v. 69, № 10, 1964.
- Verma R. K., Rao R. U. M. Terrestrial heat flow in Kolar gold field, India. *J. Geophys. Res.*, v. 70, № 6, 1965.
- Wang Chi Y. On the distribution of surface heat flow and the second-order variation in the earth gravity field. *Trans. Amer. Geophys. Union*, v. 44, № 4, 1964.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
29 декабря 1966 г.

B. G. POLYAK and YA. B. SMIRNOV

**THE HEAT FLOW AND ITS RELATIONSHIP
WITH THE STRUCTURE OF THE CONTINENTAL CRUST**

The distribution of available experimental data on the heat flow within the continents has been studied. It was found that:

(1) Tectonic areas of different ages are characterised by different values of the average heat flow, with an increase from older structures to younger. As to contemporaneous tectonic areas, the study of both the entirety of evidence and specific data (concerning individual continents) leads to identical results.

(2) The mean value of the heat flow equals 0.93 μ cal/sq. cm sec for the Precambrian orogenic zones, 1.11 μ cal/sq. cm. sec for the Caledonian orogenic zones, 1.24 μ cal/sq. cm sec for the Hercynian orogenic zones and 1—1.42 for the Mesozoic orogenic zones.

(3) In the Cenozoic of the areas of tectonic activity, there have been identified areas of intermountain depressions and marginal troughs (mean value of 0.98), areas of orogenic structures (1.75), regions of the Cenozoic volcanism (220) and others.

(4) Average heat flow for the continents is $1.15 \pm 10\%$ μ cal/sq. cm sec, with due account of the territory occupied by each of the above zones.

Geological Institute of Academy of Sciences of USSR.

УДК 551.240.089

Л. В. БЕЛЯКОВ

О РОЛИ ДАВЛЕНИЯ ПОРОВЫХ ВОД В МЕХАНИЗМЕ КРУПНЫХ НАДВИГОВЫХ ПОКРОВОВ

Рассматривается проблема механической парадоксальности больших надвиговых покровов, которую успешно решают Hubbert and Rabey (1959—1965), выдвинувшие гипотезу о влиянии давления поровых вод на величину трения в основании надвиговых покровов. Эксперименты ряда исследователей свидетельствуют о том, что уменьшение трения происходит не за счет снижения коэффициента трения, а в результате нейтрализации горного (геостатического) давления. Аномально высокое давление вод может не только устранить трение, но и уменьшает прочность пород, способствуя их хрупкому разрушению в условиях высоких всесторонних давлений на больших глубинах. Hubbert and Rabey (1959—1961) дают ошибочное объяснение физической сущности механизма воздействия давления жидкости (или газа) на механические свойства твердых тел, так как не учитывают влияния порового давления (нейтрального поля напряжений) на суммарную величину нормальных напряжений в межпоровых участках потенциальной поверхности скола. Их взгляды противоречат современным представлениям о физической природе трения. С учетом порового давления аналитическое выражение закона прочности Мора имеет вид:

$$\tau_{crit} = \tau_0 + [(S - p) + p(1 - f)] \tan \varphi.$$

Действительная причина нейтрализации нормальных напряжений вдоль соприкасающихся поверхностей (в том числе и поверхностей формирующихся сколов) заключается в малой (сотые доли %) площади действительного по сравнению с площадью кажущегося контакта и свойстве воды проникать в мельчайшие трещинки.

Надвиговые покровы с амплитудой горизонтального перемещения, равной десяткам и даже сотням километров, являются характерным элементом тектонической структуры многих складчатых областей различных континентов. Вполне понятен поэтому интерес, которым пользуются у геологов вопросы формирования этих «невероятных», на первый взгляд, тектонических форм. При изучении их основное внимание уделяют обычно геологическим соотношениям. Между тем проблема надвиговых покровов имеет и не менее важную тектонофизическую сторону. Этому вопросу посвящены статьи двух американских исследователей: М. К. Хабберта и В. В. Раби (Hubbert, Rabey, 1959, 1960, 1961_{1,2}, 1965; Rabey, Hubbert, 1959), представления которых о возможной роли давления поровых вод в механизме надвиговых покровов получили заметный резонанс в зарубежной геологической периодике (Birch, 1961; Bruce, 1965; Goguel, 1959; Handin a. oth., 1963; Heard, 1960; Jaeger, 1962; Laubscher, 1960; Moore, 1961; Platt, 1962; Raleigh, Griggs, 1963; Secor, 1965). В предлагаемой вниманию читателя статье рассмотрены некоторые положения этой гипотезы.

При изучении механизма крупных надвиговых покровов возникает ряд сложных вопросов, требующих привлечения аналитических методов. Важнейшей является проблема механической парадоксальности больших покровов в связи с громадными силами реактивного трения вдоль смесителей и ограниченной прочностью пород на сжатие. Первую попытку

ку рассчитать предельно возможную амплитуду покрова, образовавшегося под действием продольных сил, приложенных к его тыльной части, предпринял М. С. Смолуховский (Hubbert, Rabey, 1959), а позднее такие

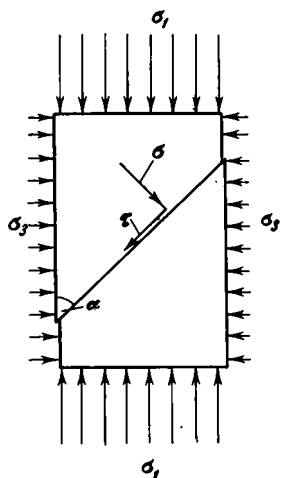


Рис. 1

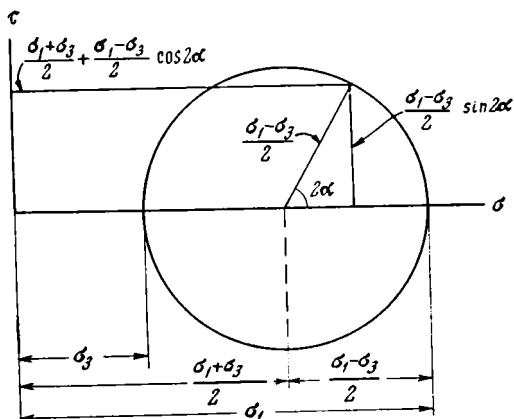


Рис. 2

Рис. 1. Главные напряжения и напряжения в плоскости скола в момент разрушения образца

Рис. 2. Диаграмма Мора нормальных σ и касательных τ напряжений в образце, обусловленных главными напряжениями (σ_1, σ_3)

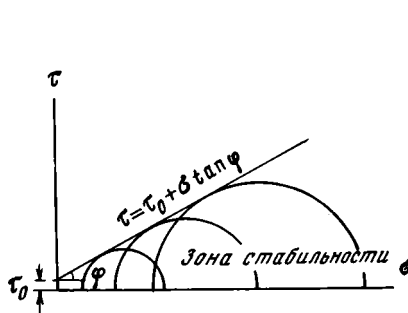


Рис. 3

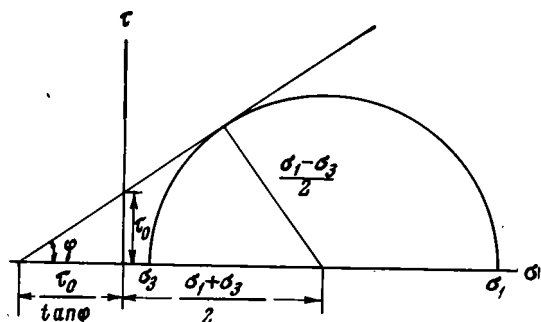


Рис. 4

Рис. 3. Касательная критических напряжений по результатам серии испытаний

Рис. 4. Диаграмма для перехода от системы координат σ, τ к σ_1, σ_3

расчеты проделали Р. Д. Олдхем (Oldham, 1921) и А. К. Лоусон (Lawson, 1922). Эти авторы исходили из очевидного факта, что по мере возрастания амплитуды перекрытия должна увеличиваться сила реактивного трения в основании покрова. В связи с ограниченной прочностью пород на сжатие протяженность покрова в направлении перемещения не может превысить определенной величины (например, 8—10 км при мощности покрова менее 1 км), при достижении которой неизбежно разрушение его тыльной части. В настоящее время расчеты эти представляют лишь исторический интерес. Наиболее существенным их недостатком является пренебрежение упрочнением пород по мере возрастания геостатических напряжений с глубиной.

Новые расчеты максимально возможной амплитуды надвиговых покровов были опубликованы М. К. Хаббертом и В. В. Раби (Hubbert, Rabey, 1959). Свой анализ они строят на большом экспериментальном ма-

териале о поведении пород в условиях трехосного сжатия, полученном за последние годы (Handin, 1958; Handin, Hager, 1957; Handin a. oth., 1963; Heard, 1960).

Испытания пород проводились следующим образом. Цилиндрический образец помещался в специальный прибор, в котором радиальное напряжение создавалось давлением жидкости, продольное — поршнем (рис. 1). Исследовалась прочность пород на сжатие. Наиболее удобным способом изображения результатов таких испытаний является диаграмма Мора (рис. 2)*, при построении которой сжимающие напряжения, в отличие от общего правила, принимаются положительными. Если постепенно увеличивать радиальное напряжение σ_3 , то продольное напряжение, вызывающее разрушение σ_1 , также будет возрастать. В результате получится серия кругов Мора. Касательная к ним (рис. 3) характеризует соотношение нормального σ и касательного τ напряжений в плоскости скола в момент разрушения образца:

$$\tau = \tau_0 + \sigma \tan \varphi, \quad (1)$$

где τ_0 — прочность образца на сдвиг; φ — угол трения; $\tan \varphi$ — коэффициент трения в плоскости скола.

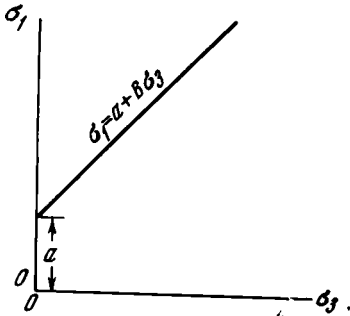


Рис. 5

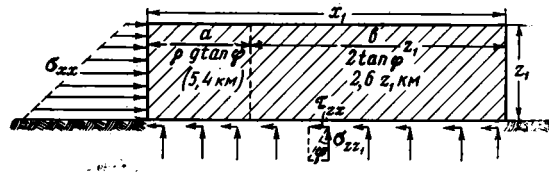


Рис. 6

Рис. 5. График зависимости продольного напряжения, вызывающего разрушение образца σ_1 , от величины радиального напряжения σ_3

Рис. 6. Модель надвигового блока на горизонтальной поверхности. Алгебраическое выражение и приблизительная величина слагаемых в правой части формулы

Существует простая зависимость между главными напряжениями, вызывающими разрушение (рис. 4)

$$(\sigma_1 - \sigma_3)/2 = [(\sigma_1 + \sigma_3)/2 + \tau_0/\tan \varphi] \sin \varphi. \quad (2)$$

Решая это уравнение, приходим к зависимости

$$\sigma_1 = 2\tau_0 \sqrt{(1 + \sin \varphi)/(1 - \sin \varphi)} + [(1 + \sin \varphi)/(1 - \sin \varphi)] \sigma_3. \quad (3)$$

Поскольку τ_0 и φ для каждой породы — физические константы, уравнение (3) является линейным, и его можно переписать в таком виде:

$$\sigma_1 = a + b\sigma_3, \quad (4)$$

где

$$a = 2\tau_0 \sqrt{b}, \quad (5)$$

$$b = (1 + \sin \varphi)/(1 - \sin \varphi). \quad (6)$$

В формулах (4 и 5) a — прочность пород на одноосное сжатие. Графическое изображение зависимости (4) дано на рис. 5.

* Рисунки 2—13 и 15—17 даны по М. К. Хабберту и В. В. Раби (Habbert, Rabey, 1959).

Рассмотрим блок пород, покоящийся на горизонтальной поверхности (рис. 6). Его мощность — z_1 ; x_1 — максимально возможная протяженность, при которой этот блок может перемещаться под действием сил, создающих напряжения σ_{xx} на его тыльной стороне. Эти напряжения равны прочности пород на сжатие, которая возрастает с глубиной. Параметры σ_{xx} и τ_{zx} — соответственно нормальное и касательное напряжения в основании блока. В момент начала его движения должно иметь место равновесие сил, ориентированных вдоль оси x :

$$\int_0^{z_1} \sigma_{xx} dz - \int_0^{x_1} \tau_{zx} dx = 0. \quad (7)$$

Как и всякий протяженный разрыв, сместитель покрова формируется постепенно, пересекая за малый промежуток времени относительно небольшой (по сравнению с x_1) участок пород. Поэтому при расчете реактивных касательных напряжений в основании блока (см. рис. 6) величиной τ_0 в формуле (1) можно пренебречь, учитывая только силы реактивного трения.

$$\left. \begin{aligned} \tau_{zx} &= \sigma_{zz_1} \tan \varphi \\ \sigma_{zz_1} &= \rho g z_1 \end{aligned} \right\}, \quad (8)$$

где ρ — средняя плотность пород, слагающих покров; g — ускорение силы тяжести. Таким образом,

$$\int_0^{x_1} \tau_{zx} dx = \int_0^{x_1} \rho g z_1 \tan \varphi dx = \rho g z_1 x_1 \tan \varphi. \quad (9)$$

Для расчета второго слагаемого в (7) используем (4):

$$\sigma_{xx} = a + b \sigma_{zz} = a + b \rho g z. \quad (10)$$

Следовательно,

$$\int_0^{z_1} \sigma_{xx} dz = \int_0^{z_1} (a + b \rho g z) dz = a z_1 + \frac{b \rho g z_1^2}{2}. \quad (11)$$

Сделав подстановку (9) и (11) в (7) и решив его относительно x_1 , получим выражение для максимально возможной амплитуды надвигового покрова см. рис. 6).

$$x_1 = \frac{a}{\rho g \tan \varphi} + \frac{b}{2 \tan \varphi} z_1. \quad (12)$$

По данным Д. Хендина и Р. В. Хагера (Handin, Hager, 1957; Handin a. oth., 1963) угол трения у большинства пород при напряжениях, соответствующих глубинам до 10 км, колеблется около 30°. По данным тех же авторов, прочность не испытавших динамометаморфизма осадочных пород на сдвиг τ_0 характеризуется значительной изменчивостью, но в среднем колеблется около 200 бар. Соответственно прочность пород на одноосное сжатие, равная $a \approx 7 \cdot 10^8$ дин/см², является наиболее представительной. С учетом этих данных и приняв среднюю плотность пород $\rho = 2,31$ г/см³, М. К. Хабберт и В. В. Раби (Hubbert, Rabey, 1959) дают следующую величину максимально возможной амплитуды покрова, изображенного на рис. 6

$$x_1 = 5,4 + 2,60 z_1 \text{ км}. \quad (13)$$

Формулы (12) и (13) являются приближенными, так как в них не учтены влияние температурного фактора и длительность действия сжимающих напряжений в реальных геологических условиях. На это обратил

внимание Ф. Берч (Birch, 1961). Внесение соответствующих поправок, по мнению М. К. Хабберта и В. В. Раби (Hubbert, Rabey, 1961₁), может иметь, однако, лишь второстепенное значение. Уменьшение угла трения за счет ползучести и высоких температур означало бы переход пород в пластическое состояние с неизбежным уменьшением параметров a и b . Следует учитывать также, что К. Б. Релей и Д. Т. Григгс (Raleigh, Griggs, 1963), применив тот же метод расчета, но учтя дополнительное сопротивление во фронтальной части покрова, показали, что отрицательное влияние этого сопротивления на величину x_1 , быстро возрастает при уменьшении $\tan \varphi$. Предположение о пластическом течении материала заведомо неприемлемо для покровов, вдоль сместителей которых происходило хрупкое перетиравание (милонитизация) и брекчирование пород. В качестве примера таких покровов можно привести покровы в хр. Каратау (Ю. Казахстан) (Беляков, 1966) и целый ряд других. Таким образом, надвиговой покров с амплитудой, например, 30 км при $z_1 = 1$ км с механической точки зрения необъясним.

Привлечением гравитационной гипотезы некоторые исследователи пытались устранить противоречие, связанное с недостаточной прочностью пород на сжатие. Но она, по мнению авторов (Hubbert, Rabey, 1959), наталкивается на новое затруднение: угол склона θ , по которому может скользить такой покров, должен быть не менее φ . Угол φ для большинства пород близок к 30° . Поэтому покровы, сместители которых имели малый наклон, около $5-10^\circ$, трудно объяснить гравитационным механизмом. Таким образом, независимо от того, каким из двух способов осуществлялось движение покровов, мы неизбежно сталкиваемся с необходимостью объяснить, почему в действительности, в природных условиях, наблюдается малая величина реактивного трения ($\sigma_{zz_1} \tan \varphi$) в их основании.

Поскольку породы содержат влагу, ей пытались приписать роль смазки. К. Терцаги (Terzaghi, 1950), однако, показал, что присутствие воды мало влияет на коэффициент трения $\tan \varphi$. М. С. Смолуховский (Smoluchowski, 1909) для объяснения надвиговых покровов пытался привлечь пластичные породы (каменную соль, гипс и т. д.). Но далеко не всегда пластичные породы присутствуют в основании покровов. По М. П. Рудскому (Rudzki, 1911), покровы формируются на больших глубинах в условиях высоких температур и размягчения пород. Р. Д. Олдхем (Oldham, 1921) предполагал, что перемещение покровов может осуществляться частями, наподобие движения гусеницы. Все эти гипотезы отличаются известной неопределенностью и могут иметь лишь частное значение, потому что во многих случаях вдоль сместителей надвиговых покровов не наблюдается никаких признаков воздействия высоких температур и высоких давлений.

Выход из казалось бы неразрешимых противоречий наметился лишь в последние годы, в результате исследований влияния давления поровых жидкостей на механические свойства пород, что позволило по-новому оценить роль высоких давлений водных растворов в земной коре. Дело в том, что породы, слагающие верхнюю часть литосферы, до глубины около нескольких километров сохраняют пористое строение. Ниже уровня грунтовых вод поры в породах заполнены водой. До глубины около 1—2 км давление вод является гидростатическим:

$$p = \rho_w g z, \quad (14)$$

где ρ_w — плотность воды;
 g — ускорение силы тяжести;
 z — глубина от уровня грунтовых вод.

На больших глубинах, особенно в тектонически активных и интенсивно прогибающихся областях, глубокие скважины нередко пересека-

ют слои с аномально высокими давлениями водных растворов. В ряде случаев эти давления столь высоки, что приближаются по величине к давлению, создаваемому весом пород (рис. 7). Последнее в буровой практике принято называть геостатическим (или горным):

$$S_{zz} = \rho_b g z, \quad (14a)$$

где ρ_b — средняя плотность насыщенных водой пород. Давление поровых вод обозначают иногда в виде отношения к соответствующему геостатическому давлению:

$$\lambda = S_{zz}/p. \quad (15)$$

Если p меняется от 0 до S , величина λ возрастает от 0 до 1.

М. К. Хабберт и В. В. Раби (Hubbert, Rabey, 1959) приводят сводку данных, относящихся к географически удаленным районам, не оставляющих сомнений в том, что аномальные давления поровых пород, почти равные давлению лежащих выше пород ($\lambda \geq 0,9$), существуют сейчас в земной коре, а следовательно, могли существовать и в геологическом прошлом. В настоящее время указывается несколько возможных причин аномальных давлений: быстрое захоронение осадков в прогибах, боковое тектоническое сдавливание пористых пород (Hubbert, Rabey, 1959; Rabey, Hubbert, 1959), магматические и метаморфические процессы (Platt, 1962; Rabey, Hubbert, 1959), осмотическое давление (Вгусе, 1965). Во всех случаях аномальные давления вод должны носить динамический



Рис. 7. Изменение с глубиной давления поровых вод и соответствующих значений λ в Кхаурфилд (Пакистан) (Керр and Ward, 1934)

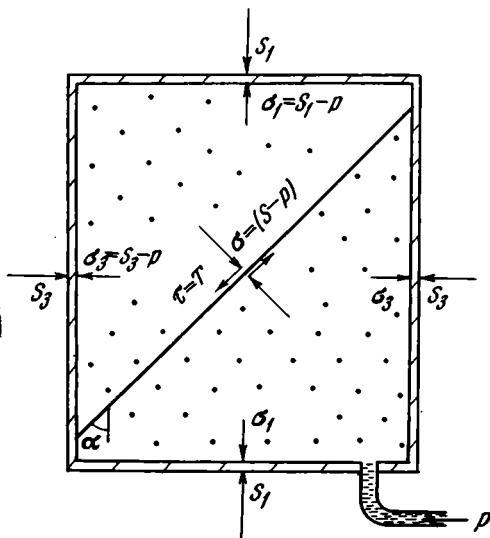


Рис. 8. Главные и эффективные напряжения в пористом образце с поровой жидкостью под давлением p , помещенном в непроницаемую эластичную оболочку

характер. Если причина аномального давления перестает действовать, оно падает, снижаясь до гидростатического, за счет оттока вод в зоны меньших давлений. При этом существенную роль играют величина градиента давлений водных растворов и водопроницаемость пород. Оптимальные условия для «рассасывания» аномально высоких давлений существуют на небольших глубинах, что хорошо подтверждается фактическими данными: почти все зафиксированные давления поровых вод с $\lambda \geq 0,9$ находятся на глубинах более 1 км от зеркала грунтовых вод.

**МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА НАСЫЩЕННЫХ ЖИДКОСТЬЮ
ПОРИСТЫХ ТЕЛ**

Большое значение всех этих данных с точки зрения рассматриваемой проблемы стало очевидно лишь в последние годы в результате изучения влияния давления поровых жидкостей на механические свойства бетона (McHenry, 1948) и горных пород (Handin, 1958; Handin a oth., 1963; Heard, 1960) в условиях трехосного сжатия. В результате многочисленных испытаний была установлена эмпирическая закономерность разрушения пород при различных давлениях поровой жидкости или газа:

$$\tau = \tau_0 + (S - p) \tan \varphi, \quad (16)$$

где S — общее нормальное напряжение в плоскости скола; p — давление жидкости. Остальные обозначения те же, что и в (1). Таким образом было доказано, что, повышая давление p до величины S , можно не только устранить трение в плоскости скола, но за счет этого полностью ликвидировать влияние фактора упрочения пород создаваемого всесторонним сжатием. Разность $S - p$ в дальнейшем будем называть эффективным напряжением, обозначая через параметр σ :

$$\sigma = S - p. \quad (17)$$

Для экспериментов с бетоном Д. Мак-Генри (McHenry, 1948) использовал специальный прибор, в который помещался цилиндрический образец диаметром до 15 см. Продольное напряжение S_1 создавалось поршнем, радиальное S_3 — давлением керосина, когда образец облекался эластичной непроницаемой оболочкой, внутри которой поддерживалось нужное давление поровой жидкости (рис. 8); или давлением азота при испытании незащищенных образцов. Во всех испытаниях главные эффективные напряжения были равны:

$$\left. \begin{aligned} \text{продольное } \sigma_1 &= S_1 - p \\ \text{радиальное } \sigma_3 &= S_3 - p \end{aligned} \right\}. \quad (18)$$

Нормальная S и касательная T составляющие общего напряжения в плоскости скола, образующей угол α с направлением продольного напряжения S_1 , соответственно равны (см. рис. 2):

$$\left. \begin{aligned} S &= \frac{S_1 + S_3}{2} + \frac{S_1 - S_3}{2} \cos 2\alpha \\ T &= \frac{S_1 - S_3}{2} \sin 2\alpha \end{aligned} \right\}. \quad (19)$$

При нулевом давлении поровой жидкости ($p = 0$) они же будут и эффективными напряжениями. С учетом порового давления внутри оболочки эффективные напряжения в плоскости скола по М. К. Хабберту и В. В. Раби (Hubbert, Rabey, 1959) иные, чем в формуле (19):

$$\left. \begin{aligned} \sigma &= \frac{(S_1 - p) + (S_3 - p)}{2} + \frac{(S_1 - p) - (S_3 - p)}{2} \cos 2\alpha \\ \tau &= \frac{(S_1 - p) - (S_3 - p)}{2} \sin 2\alpha. \end{aligned} \right\}. \quad (20)$$

Если раскрыть скобки и произвести сокращение, выражение (20) примет следующий вид:

$$\left. \begin{aligned} \sigma &= \left(\frac{S_1 + S_3}{2} + \frac{S_1 - S_3}{2} \cos 2\alpha - p \right) = S - p \\ \tau &= \frac{S_1 - S_3}{2} \sin 2\alpha = T \end{aligned} \right\}. \quad (21)$$

С учетом уравнений (2—4) от формулы зависимости τ от $S-p$ в выражении (16) можно перейти к равнозначной ей формуле соотношений главных эффективных напряжений, вызывающих образование скола в образце (S_1-p от S_3-p):

$$\left. \begin{aligned} S_1 - p &= a + b(S_3 - p) \\ \sigma_1 &= a + b\sigma_3 \end{aligned} \right\} \quad (22)$$

Результаты испытания образцов бетона в оболочке с нулевым давлением были сведены в виде диаграммы Мора. При построении графика

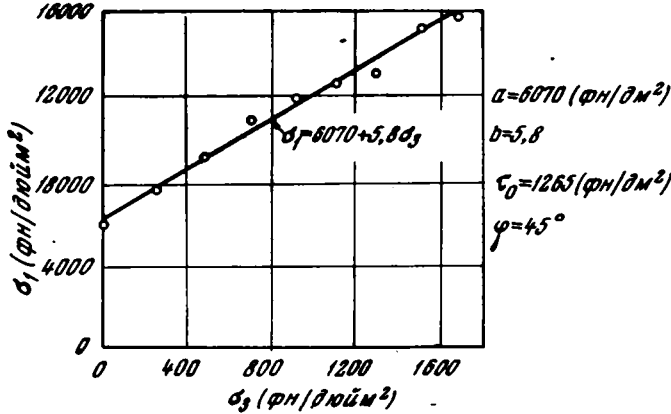


Рис. 9. Эксперименты Мак-Генри с образцами бетона в эластичной непроницаемой оболочке при нулевом давлении поровой жидкости внутри

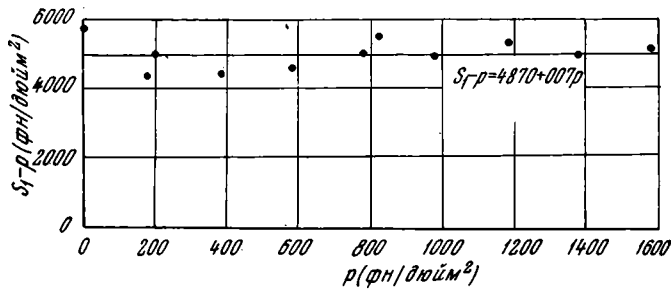


Рис. 10. Эксперименты Мак-Генри с образцами бетона без оболочки

зависимости $\sigma_1 = S_1$ от $\sigma_3 = S_3$ на основании тех же данных получилась прямая (рис. 9), соответствующая формуле (4) с постоянными: $a = 6070$ фунт/дюйм² и $b = 5,8$. Согласно выражениям (5) и (6), им соответствуют следующие значения τ_0 и φ : $\tau_0 = 1265$ фунт/дюйм², $\varphi = 45^\circ$.

На рис. 10 изображен график зависимости $\sigma_1 = S_1 - S_3$ от $\sigma_3 = S_3 - S_3 = 0$, при которых происходило разрушение незащищенных оболочкой образцов бетона. Напомним, что радиальное напряжение S_3 создавалось в этом случае давлением азота. Поровое давление внутри образца равнялось радиальному: $p = S_3$. Несмотря на то, что давление азота менялось от 0 до 1581 фунт/дюйм², разрушение образцов происходило при постоянном продольном эффективном напряжении $\sigma_1 = S_1 - p = 4926$ фунт/дюйм².

На рис. 11 изображен график зависимости напряжений $\sigma_1 = S_1 - p$ от $\sigma_3 = S_3 - p$ при различных давлениях поровой жидкости внутри оболочки:

$0 < p < S_3$. Результаты испытаний легли вдоль прямой линии независимо от величины порового давления p .

Эксперименты Д. Мак-Генри показали, что зависимость $T = \tau$, вызывающего разрушение образца, от величины нормального эффективного напряжения в плоскости скола $\sigma = S - p$ (и соответственно $\sigma_1 = S_1 - p$ от $\sigma_3 = S_3 - p$) такая же, как и при нулевом давлении поровой жидкости ($p = 0$).

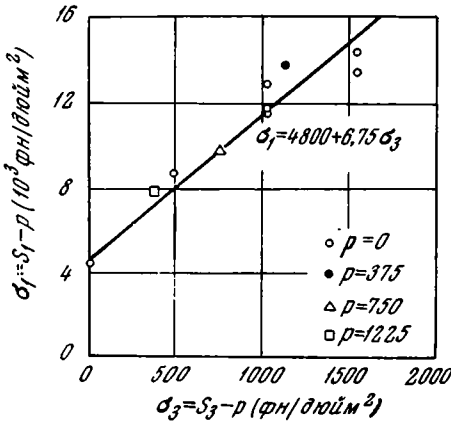


Рис. 11

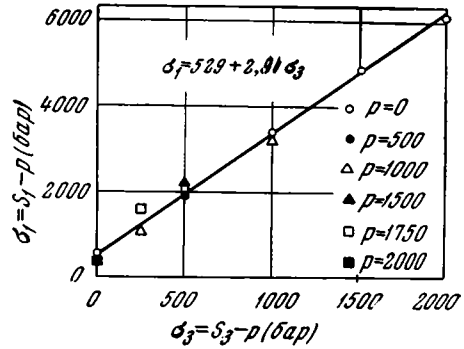


Рис. 12

Рис. 11. Эксперименты Мак-Генри с образцами бетона в эластичной непроницаемой оболочке при различных давлениях поровой жидкости внутри

Рис. 12. Эксперименты Хендина с образцами песчаника (Berea Sandstone) при различных давлениях поровой жидкости внутри оболочки

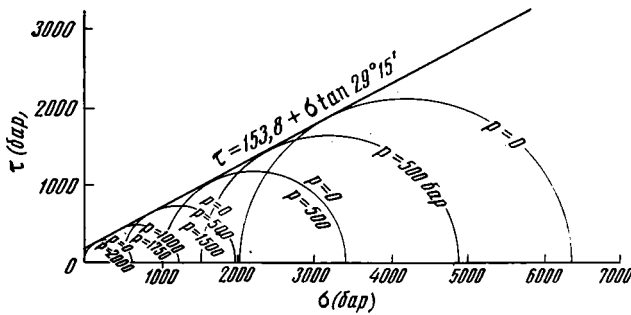


Рис. 13. Диаграмма Мора, построенная на основании тех же данных, что и график на рис. 12

Д. Хендин (Handin, 1958; Handin a. oth., 1963) проделал такие же испытания с осадочными породами, но при большем диапазоне поровых давлений. Результаты испытаний песчаника (Berea Sandstone) показаны на рис. 12 и 13. График на рис. 12 отражает зависимость эффективных напряжений $\sigma_1 = S_1 - p$ от $\sigma_3 = S_3 - p$, при которых происходило разрушение песчаника в диапазоне давлений поровой жидкости от 0 до 2000 бар. Результаты отдельных испытаний для всего диапазона давлений дали великолепную прямую с постоянными: $a = 529$ бар и $b = 2,91$, которым соответствуют: $\tau_0 = 154$ бар и $\varphi = 29,25^\circ$ (рис. 13).

Эксперименты Д. Мак-Генри с бетоном и Д. Хендина с горными породами дополнили результаты проделанных ранее испытаний мягких грунтов (Taylor, 1948; Terzaghi, Peck, 1948) в результате чего закон раз-

рушения Мора для насыщенных жидкостью пористых тел принял иное выражение, чем в уравнении (1):

$$\tau_{crit} = \tau_0 + (S - p) \tan \varphi. \quad (23)$$

Эксперименты Хендина показали, что этот закон сохраняет свою силу при давлениях поровых вод от 0 до $2000 \cdot 10^6$ *дин/см²*. Соответствующие геостатические напряжения, обусловленные весом пород, имеют место на глубине до 8—10 км. Таким образом, этот закон (23) можно смело использовать при механическом анализе тектонических деформаций пористых пород в земной коре.

ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ЭКСПЕРИМЕНТОВ

В теоретической оценке рассмотренных экспериментов имеются два подхода, которые отражают существующие расхождения во взглядах на величину и характер сил, влияющих на деформацию насыщенных жид-

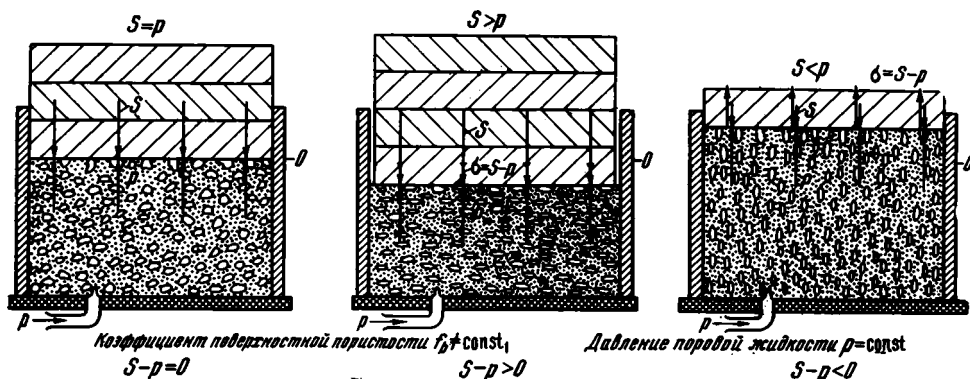


Рис. 14. Деформация резиновой губки при постоянном давлении воды в порах под действием меняющейся нагрузки (мысленный эксперимент)

костью двухфазных пористых сред. В чем заключаются эти расхождения можно показать на следующем воображаемом эксперименте. В непроницаемый сосуд с подвижными стенками поместим пористое тело (рис. 14). Пусть для наглядности это будет резиновая губка. На ней покоятся плитки, которые не дают воде просачиваться через верхние поры. Специальное отверстие в дне сосуда позволяет поддерживать постоянное давление воды. Рассмотрим три случая. В первом случае напряжение S , создаваемое весом плиток на контакте с губкой равно по величине давлению жидкости p , во втором — оно больше p , в третьем — меньше p . Очевидно, что во всех трех случаях поровое давление воды будет уменьшать способность S деформировать губку. Какова подъемная сила этого давления? Именно по этому вопросу мнения исследователей разошлись.

Согласно К. Терцаги (Terzaghi, 1932, 1936, 1943, 1945, 1950) и его многочисленным последователям (Bishop, Eldin, 1950—1951; Laubscher, 1960; McHenry, 1948; Moore, 1961; Taylor, 1948, и др.) эффективное нормальное напряжение в основании нижней плитки определяется разностью:

$$\sigma = S - f_b p, \quad (24)$$

где f_b — коэффициент поверхностной пористости губки. К. Терцаги исходит при этом из предположения, что поровое давление не может влиять на величину эффективных напряжений вне участков соприкосновения жидкости с твердой фазой поверхности контакта. Проанализи-

ровав напряжения, создаваемые в межпоровых участках давлением жидкости, М. К. Хабберт и В. В. Раби (Hubbert, Rabey, 1959) убедительно показали, что эти напряжения не имеют касательных составляющих и по величине равны давлению самой жидкости. Поскольку давление p действует во всем объеме пористого тела, $f_b p$ в формуле (24), по их мнению, следует заменить на p независимо от коэффициента пористости, лишь бы поры сообщались между собой и давление жидкости в них было одинаково:

$$\sigma = S - p. \quad (25)$$

Таким образом, в первом случае уплотнения губки не произойдет ($S - p = 0$), во втором случае она сожмется ($S - p > 0$), в третьем начнет растягиваться, пока упругие напряжения в резине не уравновесят эффективное напряжение ($S - p < 0$).

Установив ошибку в представлениях Терцаги о величине подъемного давления поровой жидкости ($p_u \neq f_b p$, $p_u = p$), М. К. Хабберт и В. В. Раби внесли поправку и в формулу зависимости прочности пород от давления поровой жидкости. По К. Терцаги (Terzaghi, 1943, 1945, 1950) и ряду других авторов, аналитическое выражение этой зависимости следующее:

$$\tau_{crit} = \tau_0 + (S - f_b p) \tan \varphi. \quad (26)$$

В соответствии с уравнением (25), М. К. Хабберт и В. В. Раби произвели замену $S - f_b p$ на $S - p$, в результате чего формула (26) приняла иной вид:

$$\tau_{crit} = \tau_0 + (S - p) \tan \varphi. \quad (27)$$

Выводы авторов подтверждаются экспериментами (Handin, 1958; Handin a oth., 1963; McHenry, 1948). Однако в рассуждениях М. К. Хабберта и В. В. Раби имеется одно серьезное упущение. Согласно закону Амантона, получившему теоретическое обоснование в работах советских ученых (Дерягин, 1952), напряжение трения на контакте между соприкасающимися телами равно коэффициенту трения $\tan \varphi$, умноженному на нормальное напряжение на поверхности контакта. Из того факта, что в определенных условиях ($S \geq p$) гидростатическое давление поровой жидкости не может деформировать пористого тела, вовсе не следует, что оно столь же нейтрально и в отношении трения. Нормальные напряжения, обусловленные давлением жидкости в твердой фазе пористого тела (а следовательно, и в межпоровых участках поверхности контакта), по М. К. Хабберту и В. В. Раби, Hubbert, Rabey, 1959, 1961_{1, 2}), такие же, как и в самой жидкости, т. е. равны p . Если мы учтем эти напряжения, то вместо формулы (27) получим следующую зависимость:

$$\tau_{crit} = \tau_0 + [(S - p) + p(1 - f)] \tan \varphi, \quad (28)$$

где f — коэффициент заполнения жидкостью поверхности скола.

Возвращаясь к эксперименту с резиновой губкой, мы должны признать что ни в одном из трех случаев трение между плитками и губкой не долж быть равно нулю:

$$\left. \begin{aligned} \tau'_{fr} &= [(S - p) + p(1 - f_b)] \tan \varphi = (S - f_b p) \tan \varphi \\ \tau''_{fr} &= [(S - p) + p(1 - f_b)] \tan \varphi = (S - f_b p) \tan \varphi \\ \tau'''_{fr} &= [p(1 - f_b) - (p - S)] \tan \varphi = (S - f_b p) \tan \varphi \end{aligned} \right\} \quad (29)$$

$$0 < \tau'''_{fr} < \tau'_{fr} < \tau''_{fr}.$$

Устранить трение можно лишь, разъединив губку и плитки. А этого можно добиться при условии:

$$pf_b \geq S. \quad (30)$$

Таким образом, последовательный анализ теоретических предпосылок, на которых строят свои выводы М. К. Хабберт и В. В. Раби, приводит к формулам зависимости трения (29) и прочности пород (28) от порового давления, которые были впервые сформулированы К. Терцаги (Terzaghi, 1943, 1945, 1950).

Следует отметить, что Д. Мак-Генри (McHenry, 1948) строил свои эксперименты с бетоном, исходя именно из теоретических представлений Терцаги. Цель, которую он перед собой ставил, заключалась в определении коэффициента поверхностной пористости бетона f_b в уравнении (26). Но несмотря на то, что в изотропном пористом теле поверхностная пористость должна равняться объемной, а последняя у бетона не более 0,12, статистическая обработка результатов 337 испытаний бетона дала значение $f_b \approx 1$. К. Терцаги не удалось объяснить причину этого явного противоречия.

Правильное объяснение этого и аналогичных «несоответствий» в экспериментах Хендина дал впервые Г. П. Лобшер (Laubscher, 1960), который обратил внимание на сложный динамический характер процесса образования скола в образце.

Дело в том, что не только уравнение (26) противоречит данным экспериментов, но и закон разрушения Мора в его первоначальном виде (1) должен казаться внутренне противоречивым, если его рассматривать в качестве статической зависимости: $\tau = \tau_0 + \sigma \tan \varphi$. Трение в плоскости скола $\sigma \cdot \tan \varphi$ возникает лишь после нарушения кристаллических связей, прочность которых определяется параметром τ_0 (прочностью на сдвиг). Но если скол возник, то τ_0 становится равным 0. Следовательно, статически одновременное влияние на прочность материалов τ_0 и $\sigma \cdot \tan \varphi$ в формуле (1) требует объяснения.

Правильный ответ можно найти в работах целого ряда исследователей (Июффе, 1929; Ребиндер, 1958; Griffith, 1921, 1924; Jaeger, 1962; Secong, 1965) и, в частности, Г. Р. Ирвина, (Irvin, 1958), на которого ссылается Г. П. Лобшер (Laubscher, 1960).

Дело в том, что поверхность скола в образце формируется не сразу, а постепенно, за счет разрастания микроскопических трещин в ослабленных участках. В момент, непосредственно предшествующий разрушению образца, этот процесс приобретает лавинообразный характер. Перед окончательным оформлением плоскости скола ненарушенными остаются лишь ничтожно малые по площади участки, прочность которых приближается к теоретической. Последняя, как известно (Июффе, 1929; Ребиндер, 1958), в тысячи и десятки тысяч раз больше прочности, наблюдаемой во время испытаний. Следовательно, τ_0 является суммарной прочностью этих ненарушенных перемычек, отнесенной ко всей плоскости скола. Между перемычками окончательному разрушению образца противодействуют силы трения $\sigma \cdot \tan \varphi$. Таким образом, физическое содержание статического закона прочности Мора становится понятным лишь с учетом сложной динамики процесса формирования разрывов. Она же раскрывает причину несоответствий, о которых говорилось выше. Жидкость должна проникать в формирующиеся трещины. По данным микроскопических исследований (Irvin, 1958), стенки трещин обладают неровными поверхностями с выступами и углублениями. Поэтому площадь действительного контакта твердой фазы в плоскости скола даже в непористых телах будет всегда во много раз меньше площади кажущегося контакта. Следовательно, коэффициент заполнения жидкостью (или газом) трещины скола f всегда намного больше коэффициента пористости f_b .

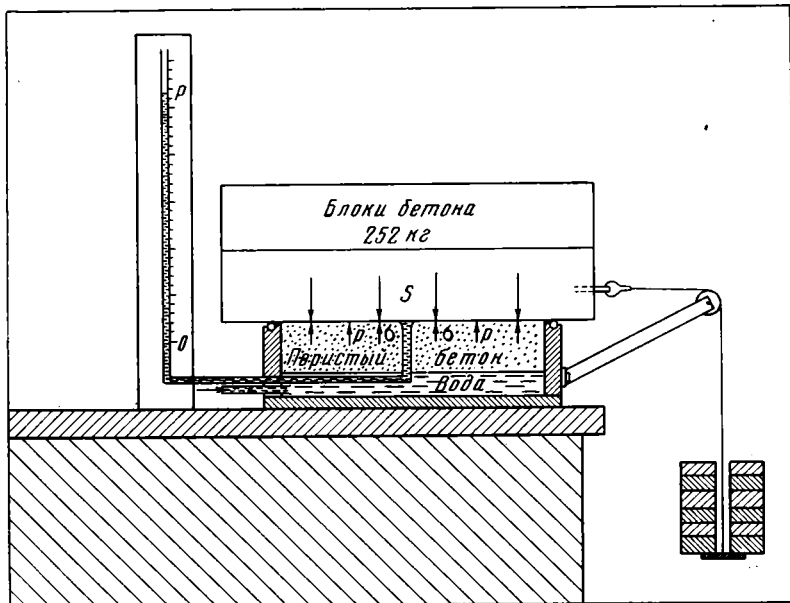


Рис. 15. Эксперимент Хабберта и Раби с блоками бетона

От смешения площади действительного с площадью кажущегося контакта предостерегает Б. В. Дерягин (1952): «первая всегда во много раз меньше последней, так как даже искусственным путем не удастся придать соприкасающимся поверхностям достаточно плоскую и гладкую форму». Далее он указывает (стр. 154), что площадь действительного контакта составляет лишь несколько сотых или даже тысячные доли процента от кажущегося контакта.

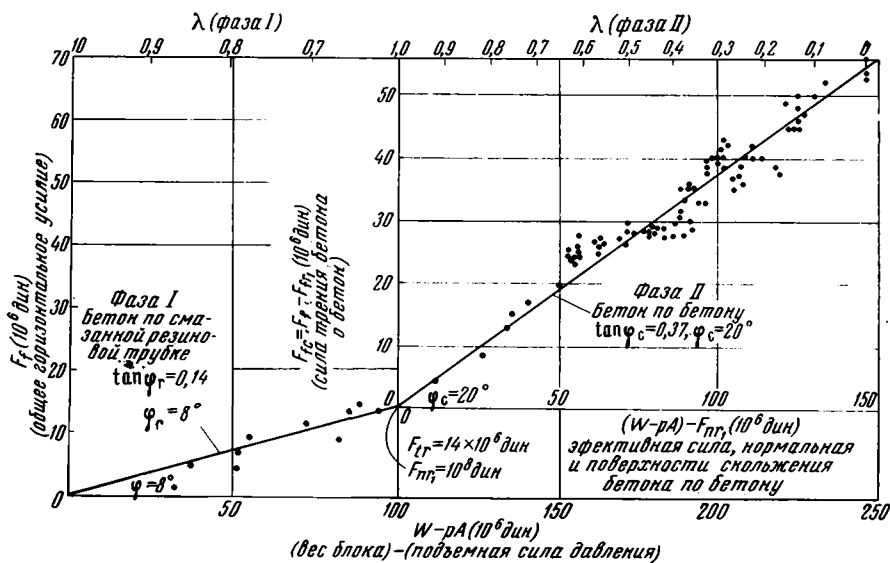


Рис. 16. Графическое изображение результатов эксперимента Хабберта и Раби со скользящими блоками бетона (рис. 15)

Существенное влияние на площадь действительного контакта в сторону ее уменьшения может оказывать также сама вода, пленки которой, по П. А. Ребиндеру (1944), проникают в мельчайшие щели, создавая в

местах их сужения расклинивающее давление в сотни и даже тысячи атмосфер. Поэтому не только в плоскости скола, но и вдоль любой поверхности контакта между хрупкими пористыми телами коэффициент пористости f_b не определяет величины коэффициента жидкого заполнения контакта f . Последний почти не отличается от единицы ($1-f \leq \leq 0,0001$). Поэтому, уменьшая эффективные нормальные напряжения ($S-p$), давление жидкости само не может вызвать заметного трения, величина которого, согласно формуле (28) $\leq 0,0001 p \tan \varphi$.

Кроме экспериментов Д. Хендина и Д. Мак-Генри, справедливость этого вывода подтверждается экспериментом со скользящими блоками бетона, осуществленным М. К. Хаббертом и В. В. Раби (Hubbert, Rabey, 1959).

Блок пористого бетона (рис. 15) они клали в непроницаемый ящик, в котором через специальное отверстие создавалось нужное давление воды. На плоской горизонтальной поверхности этого блока помещались два других блока бетона. Резиновая трубка предохраняла воду от утечки. Целью эксперимента было установить зависимость между давлением жидкости и величиной силы, способной вызвать скольжение верхних блоков по нижнему. Результаты замеров хорошо согласуются с изложенными выше теоретическими предпосылками. На их основании были построены линейные графики зависимости горизонтальной силы, вызывающей скольжение F_f , от эффективного веса верхних блоков бетона ($W-pA$). Несмотря на разброс точек 131 замера, все они легли на эти линии или около них (рис. 16). По мере увеличения давления жидкости сила, вызывавшая скольжение, уменьшалась настолько, что без особого напряжения одной рукой можно было сдвинуть блоки.

РОЛЬ ДАВЛЕНИЯ ПОРОВЫХ ВОД В МЕХАНИЗМЕ НАДВИГОВЫХ ПОКРОВОВ

Как уже отмечалось выше, решить проблему механической парадоксальности надвиговых покровов — значит установить причину малого трения вдоль их основания.

Значение давления поровых вод как раз и заключается в том, что оно могло являться важным фактором уменьшения трения. С учетом давления поровых вод нормальное эффективное напряжение вдоль сместителя покрова (рис. 17) $\sigma_{zz_1} = \rho g z_1$, придется заменить в формуле (8) иным выражением, которое, согласно формуле (25), имеет следующий вид:

$$\sigma_{zz_1} = S_{zz_1} - p = (1 - \lambda_1) S_{zz_1} = (1 - \lambda_1) \rho_b g z_1, \quad (31)$$

где S_{zz_1} — общее геостатическое напряжение в основании покрова, p — давление поровых вод, $\lambda_1 = p/S_{zz_1}$.

С учетом уравнения (31) новое выражение для реактивного трения в основании покрова будет таким:

$$\tau_{zx} = (S_{zz_1} - p) \tan \varphi = (1 - \lambda_1) \rho_b g z_1 \tan \varphi. \quad (32)$$

Из формулы (32) видно, что при $p \rightarrow S_{zz_1}$ ($\lambda_1 \rightarrow 1$) трение $\tau_{zx} \rightarrow 0$ *.

М. К. Хабберт и В. В. Раби (Hubbert, Rabey, 1959), дают следующую формулу максимально возможной протяженности надвигового блока (рис. 17) с учетом порового давления вод:

$$x_1 = \frac{1}{1 - \lambda_1} \left[\frac{a}{\rho_b g \tan \varphi} + \frac{b + (1 - b) \lambda_1}{2 \tan \varphi} z_1 \right]. \quad (33)$$

* Формула (32) является приближенной. Из выражений (29) и (28) видно, что в действительности τ_{zx} будет стремиться не к 0, а к очень малой величине порядка $0,0001 p \tan \varphi$.

Д. Т. Григгс и К. В. Релей (Raleigh, Griggs, 1963) учли дополнительное сопротивление во фронтальной части покрова (*toe*) и получили почти вдвое меньшую, чем в формуле (33) величину x_1 . Но и в этом случае поровое давление помогает понять механизм надвиговых покровов с амплитудой горизонтального перекрытия, составляющей десятки километров.

Угол наклона, при котором становится возможным скольжение блоков пород под действием силы тяжести, также может значительно

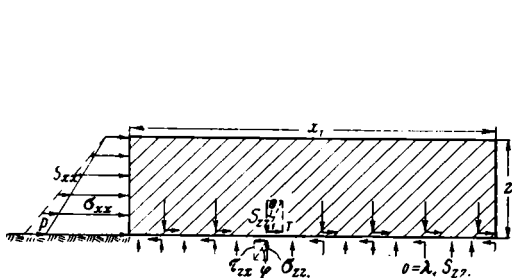


Рис. 17

Рис. 17. Напряжения в подошве и тыльной стороне блока с поровой жидкостью, находящейся под давлением p , в момент начала скольжения

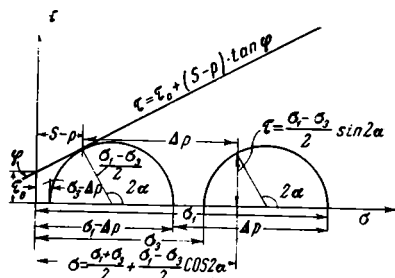


Рис. 1

Рис. 18. Образование разрыва вследствие увеличения давления поровых вод (Δp)

уменьшаться за счет порового давления вод (Hubbert, Rabey, 1959; Raleigh, Griggs, 1963). Но давление поровых вод делает понятными не только большие амплитуды перекрытия и малые углы наклона склонов, по которым перемещались гравитационные покровы. Серьезные затруднения могут возникнуть при выяснении условий образования брекчий и милонитов трения, которые нередко встречаются вдоль смесителей покровов (Беляков, 1966). На глубинах $> 2,5$ км, в условиях больших геостатических напряжений, высоких температур и ползучести, возможность хрупкого разрушения пород может быть подвергнута сомнению. В связи с этим исключительный интерес представляют данные Д. Хендина (Handin, a oth., 1963), Х. К. Харда (Heard, 1960) и Д. Т. Секора (Secor, 1965), согласно которым поровое давление может не только снижать влияние фактора упрочнения пород с глубиной, но и способствовать их хрупкому разрушению. Таким образом, брекчии и милониты трения в некоторых случаях могут являться индикаторами высоких давлений вод вдоль смесителей покровов.

Наконец, давление вод может разрушать породы (Hubbert, Rabey, 1960; Secor, 1965). Увеличение порового давления отразится на диаграмме Мора в смещении круга главных эффективных напряжений (σ_1, σ_3) влево (рис. 18). К моменту его касания с линией предельных напряжений прочность породы уменьшается настолько, что становится возможным образование разрыва при напряжениях, которые ранее не могли вызвать.

Таким образом, давление вод является важнейшим тектонофизическим фактором глубинных процессов в земной коре, и дальнейшее изучение этого явления может привести нас к разгадке механизма надвиговых покровов с амплитудой горизонтального перемещения на десятки и сотни километров.

Литература

- Беляков Л. В. Механизм надвиговых покровов на примере хр. Каратау (Южный Казахстан). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Сер. геол., № 5, 1966.
 Дерягин Б. В. Что такое трение. Изд-во АН СССР, 1952.
 Иоффе А. Ф. Физика кристаллов. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1929.

- Ребиндер П. А. Понижители твердости в бурении. Физико-химический метод облегчения механического разрушения твердых горных пород при бурении. Изд-во АН СССР, 1944.
- Ребиндер П. А. Физико-химическая механика. Изд-во «Знание», Сер. IV, № 39 и 40, 1958.
- Birch F. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting: Discussion. Geol. Soc. America. Bull., v. 72, p. 1441—1444, 1961.
- Bishop A. W., Eldin G. Andreined triaxial tests on saturated sands and their significance in the general theory of shear strength. Géotechnique, v. 11, p. 13—32, 1950—1951.
- Bruce B. H. Osmotic equilibrium and overthrust faulting. Geol. Soc. America. Bull., v. 76, p. 1379—1386, 1965.
- Goguel J. Le rôle de la pression fluide dans les déformations tectoniques. Bull. Soc. géol. France, 1, No. 6, 571—573, 1959 (1960).
- Griffith A. A. The phenomena of rupture and flow in solids. Roy. Soc. London Philos. Trans., A, v. 221, p. 163—198, 1921.
- Griffith A. A. The theory of rupture. Internat. Cong. Appl. Mech., Ist. Delft, Proc., p. 347—364, 1924.
- Handin J. H. Effects of pore pressure on the experimental deformation of some sedimentary rocks (Abstract). Geol. Soc. America Bull., v. 69, p. 15/6, 1958.
- Handin J. and Hager R. V., Jr. Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: Tests at room temperature on dry samples. Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 41, p. 1—50, 1957.
- Handin J. H., Hager R. V., Jr., Fridman M. and Feather J. N. Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: pore pressure tests. Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 47, p. 717—755, 1963.
- Harza Z. F. The significance of pore pressure in hydraulic structures. Amer. Soc. Civil Engineers Trans., v. 144, p. 193—214; Discussion, p. 215—289, 1949.
- Heard H. C. Transition from brittle fracture to ductile flow in Solenhofen limestone as a function of temperature, confining pressure and interstitial fluid pressure. Mem. Geol. Soc. America, No. 79, p. 193—226, 1960.
- Henkel D. J. and Bishop A. W. The measurement of soil properties in the triaxial test. London, Edward Arnold, 190 p., 1957.
- Hubbert M. K. and Rabey W. W. The role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. Geol. Soc. America Bull., v. 70, p. 115—166, 1959.
- Hubbert M. K. and Rabey W. W. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting: reply to discussion by Hans P. Laubscher. Geol. Soc. America Bull., v. 71, p. 617—628, 1960.
- Hubbert M. K. and Rabey W. W. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting: reply to discussion by Francis Birch. Geol. Soc. America Bull., v. 72, p. 14, No. 9, 1961.
- Hubbert M. K. and Rabey W. W. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting: a reply to discussion by Walter L. Moore. Geol. Soc. America Bull., v. 72, p. 1587—1594, 1961.
- Hubbert M. K. and Rabey W. W. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting: a reply to discussion by Gregory, A. Devis. Geol. Soc. America Bull., v. 76, p. 469—474, 1965.
- Irvin G. R. Fracture; p. 551—590 in Encyclopedia of physics, v. VI: Springer — Verlag, Berlin — Göttingen — Heidelberg, 1958.
- Jaeger J. C. Elasticity, fracture and flow with engineering and geological applications. London, N. Y., 1962.
- Laubscher H. P. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting: Discussion. Geol. Soc. America. Bull., v. 71, p. 611—616, 1960.
- Lawson A. C. Isostatic compensation considered as a cause of thrusting. Geol. Soc. America Bull., v. 33, p. 337—351, 1922.
- McHenry D. The effect of uplift pressure on the shear strength of concrete. 3d Congress des Grands Barrages, Stockholm, C. R., v. 1, Question no. 8, R. 48, p. 1—24, 1948.
- Moore W. L. Role of fluid pressure in overthrust faulting: A discussion. Geol. Soc. America Bull., v. 72, p. 1581—1586, 1961.
- Oidham R. D. Eatton, «Know your faults» (Presidential address). Proc. Geol. Soc. London. in Geol. Soc. London Quart. J. v. LXXVII, pt. 1, p. IXXVII—XCII, 1921.
- Platt L. B. Fluid pressure in thrust faulting, a corollary. Amer. J. Sci., v. 260, p. 107—114, 1962.
- Raleigh C. B. and Criggs D. T. Effect of the toe in the mechanics of overthrust faulting. Geol. Soc. America Bull., v. 74, p. 819—830, 1963.
- Rabey W. W. and Hubbert M. K. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, II. Overthrust belt in geosynclinal area of western Wyoming in light of fluid-pressure hypothesis. Geol. Soc. America Bull., v. 70, p. 167—205, 1959.
- Rudzki M. P. Physik der Erde. Leipzig, Chr. Herm. Tauchnitz, 584 p., 1911.

- Ses or D. T. Role of fluid pressure in jointing. Amer. J. of Sci., v. 263, p. 633 (646, 1965.
- Smoluchowski M. S. Some remarks on the mechanics of overthrust. Geol. Mag., new ser., dec. V, v. VI, p. 204—205, 1909.
- Taylor D. W. Fundamentals of soil mechanics. N. Y. John Wiley and Sons, 700 p., 1948.
- Terzaghi K. Tragfähigkeit der Flachgründungen (Bearing Capacity of Shallow Foundations). Prelim. Pub. First Cong., Internat. Assoc. Brige and Structural End., p. 659—683, 1932.
- Terzaghi K. Simple tests determine hydrostatic uplift. Engineering News—Record, v. 116, June 18, p. 872—875, 1936.
- Terzaghi K. Theoretical soil mechanics. N. Y., John Wiley and Sons, 510 p., 1943.
- Terzaghi K. Stress conditions for the failure of saturated concrete and rock. Am. Soc. Testing Materials Proc., v. 45, p. 777—792; Discussion, p. 793—801, 1945.
- Terzaghi K. Mechanism of landslides, p. 83—123 in Paige, Sidney, Editor, Application of geology to engineering practice (Berkey Volume). Geol. Soc. America, 327 p., 1950.
- Walsh T. B. and McClintock F. A. Friction on Griffith cracks in rocks under pressure. Natl. Cong. Appl. Mech., 4th, Berkeley, California, Proc., p. 1015—1021, 1962.

Университет Дружбы народов
им. Патриса Лумумбы

Статья поступила
5 июля 1966 г.

L. V. BELYAKOV

**ON THE ROLE OF PORE WATER PRESSURE
IN THE MECHANISM OF MAJOR OVERTHRUST SHEETS**

The problem of mechanical paradoxicality of major overthrust sheets is discussed, this being successfully solved by Hubbert and Rabey (1959—1965) who have advanced a hypothesis of the influence of pore water pressure on the friction value at the base of overthrust sheets. Experiments conducted by McHenry (1948), Handin (1958), Handin, Hager, Fridman and Feather (1963) show that the diminution of friction is not due to a lower friction factor, but is the result of rock (geostatic) pressure neutralisation. Abnormally high water pressure may not only eliminate friction but also lessen the rock strength, promoting rock fragile destruction under high confining pressures at great depths. Hubbert and Rabey (1959—1961) give an erroneous explanation of the physical nature of the mechanism with which the fluid (or gas) pressure affects mechanical properties of solids, since they do not take into account the pore pressure influence (the pressure of the neutral stress field) on the total value of normal stresses in the interpore parts of the shearing surface. Their views contradict to the recent ideas concerning the physical nature of friction (B. V. Deryagin «What is friction?», 1952). Bearing in mind pore pressure, an analytical expression of the Moore's strength law is as follows:

$$\tau_{crit} = \tau_0 + \{(S - p) + p(1 - f)\} \tan \varphi.$$

An actual reason of normal stresses neutralisation along contacting surfaces, including those of shears under formation, is a small area (hundredths per cent) of an actual contact relatively to the area of an apparent one, and a property of water to penetrate into minute joints (P. A. Rebinder, 1944, 1958).

Patrice Lumumba University
Moscow

УДК 551.240(47)

Т. Н. СИМОНЕНКО, М. М. ТОЛСТИХИНА**БЛОКОВОЕ СТРОЕНИЕ СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА
ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР**

Рассмотрены принципы выделения блоков земной коры по особенностям магнитного и гравитационного полей и даны результаты районирования геофизических полей европейской части СССР, на основании которых выделены крупные блоки коры с поперечником около нескольких сотен километров (Тимано-Печорский блок, Волго-Уральский, Прикаспийский и др.). Выделенные блоки соответствуют крупнейшим структурно-морфологическим элементам складчатого фундамента рассматриваемой территории. Структурный план фундамента платформы заметно отличен к северу и к югу от Московско-Кировской шовной зоны. Намечается связь между блоковым строением фундамента и проявлением неотектонических движений.

Рассмотрение мощности осадочных образований, накопившихся в пределах отдельных блоков фундамента за определенный отрезок геологического времени, свидетельствует о различной подвижности блоков в процессе развития платформы.

ВВЕДЕНИЕ

Строение кристаллического фундамента Русской платформы и характер его сочленения со складчатыми областями в сильной степени маскируется мощным покровом осадочных, относительно слабо дислоцированных отложений. В связи с этим интерес представляет построение такой схемы глубинного строения территории, которая позволила бы показать основные черты строения консолидированной (складчатой, кристаллической) земной коры. Для этой цели естественно было рассмотреть прежде всего закономерности распределения магнитного и гравитационного полей Русской платформы и прилегающих складчатых областей. Результаты такого анализа выявили блоковое строение фундамента платформы и позволили уточнить положение его границ.

Для Европейской части СССР и прилегающих областей были использованы результаты геофизических съемок и некоторые другие материалы следующих организаций Министерства геологии СССР: ВНИИ Геофизики (Н. Б. Сажина, В. М. Рыманов), треста «Укргеофизразведка» (М. В. Чирвинская, А. Н. Тесленко), Западного геофизического треста (В. Н. Зандер, Я. Г. Воробьев, Е. А. Маева), Новосибирского геофизического треста (Г. А. Кукин, Р. А. Гафаров, Р. Г. Антонович), Уральского геологического управления (Е. М. Ананьева).

**ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ БЛОКОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ
ПО ОСОБЕННОСТЯМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ**

Под блоком земной коры мы понимаем участок коры, характеризующийся однотипными гравитационными и магнитными полями, ограниченный относительно узкими (по сравнению с размерами участка) зонами крутопадающих, иногда более пологих разломов различной глубинности. Как это следует из работ И. В. Литвиненко (1963, 1965), результаты глубинного сейсмического зондирования восточной части Балтий-

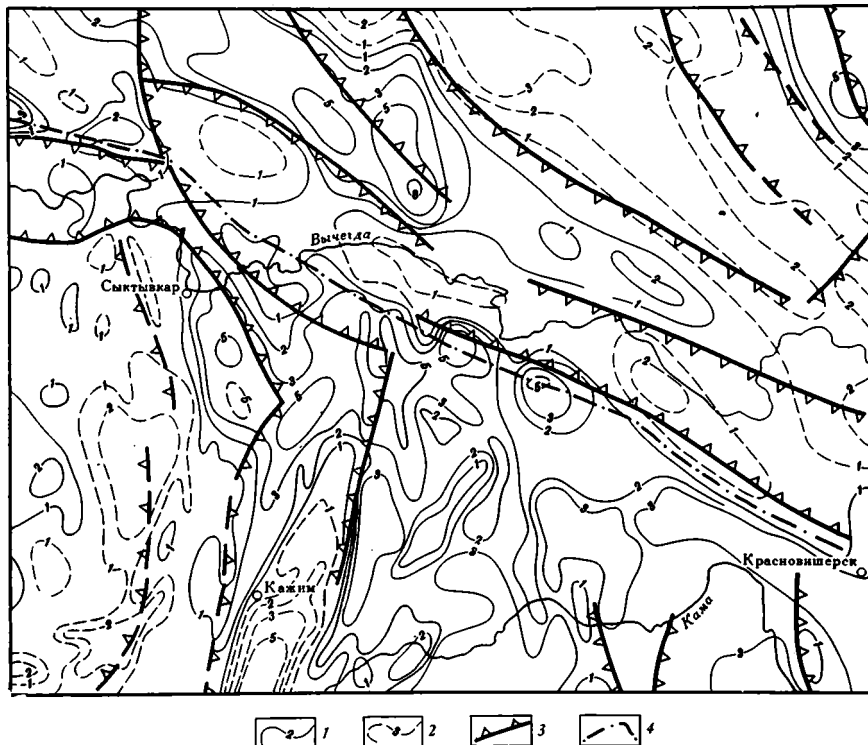


Рис. 1. Аномальное магнитное поле и основные гравитационные ступени в районе Сыктывкар — Красновишерск

1 — изолинии положительного магнитного поля (ΔT_a) в миллиэрстедах; 2 — изолинии отрицательного поля (ΔT_a) в миллиэрстедах; 3 — основные гравитационные ступени; 4 — линия стыка различно ориентированных аномалий (предполагаемая граница блоков)

ского щита показали, что разломы, пронизывающие толщу земной коры, точно соответствуют известным структурно-фациальным зонам щита и совпадают с областями развития относительно молодых изверженных пород и тектоническими нарушениями, отмечаемыми при геологических съемках. Совпадение границ блока с границами структурно-фациальных зон говорит, очевидно, о том, что участок земной коры, называемый блоком, должен характеризоваться единством тектонического развития на протяжении, если не всей истории своего существования, то во всяком случае на длительных отрезках геологического времени.

Результаты глубинного сейсмического зондирования северного и южного склонов Украинского кристаллического массива также выявили приуроченность разломов коры к границам известных крупных тектонических структур (Субботин и др., 1963), находящих отражение в особенностях гравитационных и магнитных полей. Следовательно, выделяя в геофизических полях участки со специфическим характером аномалий, мы можем наметить контуры блоков земной коры различного порядка и в известной степени прогнозировать поведение глубинных границ коры в пределах отдельных блоков.

При рассмотрении особенностей геофизических полей прежде всего выделялись участки с однотипным характером полей (например, участки преобладания линейных или мозаичных аномалий, участки преимущественно спокойных полей с минимальными горизонтальными градиентами) и подчеркивались те элементы полей, которые связаны с разрывными нарушениями консолидированной коры. Сочетание протяженной

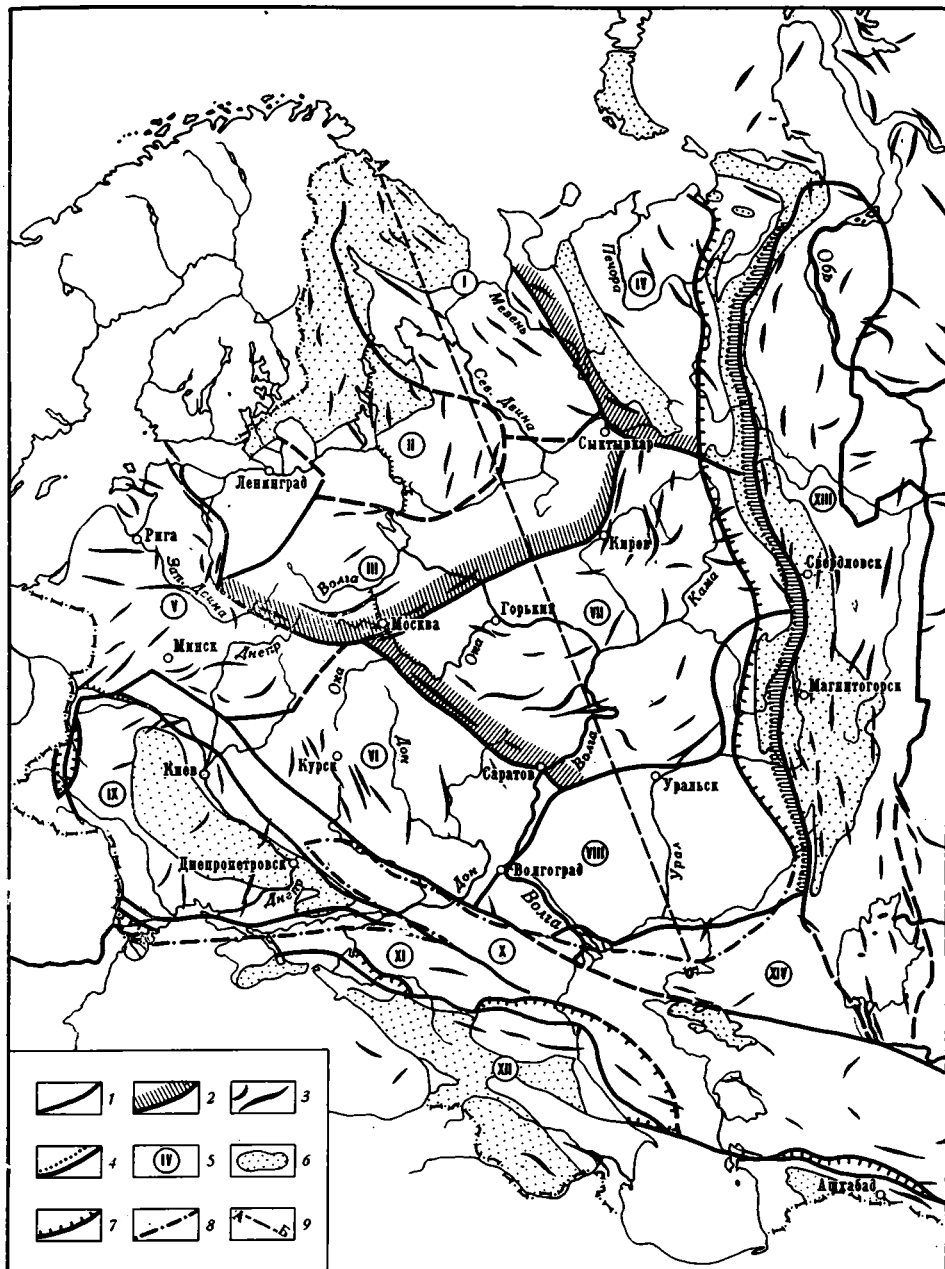


Рис. 2. Схема основных блоков фундамента европейской части СССР. (Составили Т. Н. Симоненко, М. М. Толстихина, при участии Г. И. Мартыновой, Т. В. Спрыгиной и Е. М. Ананьевой, 1966 г.)

1 — границы основных блоков (разломы), намеченные по результатам геофизических съемок; 2 — шовные зоны фундамента; 3 — обобщенные простирания положительных магнитных аномалий; 4 — Уральская переходная зона аномального магнитного поля; 5 — блоки фундамента; I — Кольско-Мезенский, II — Карельский, III — Рыбинско-Котласский, IV — Тимано-Печорский, V — Прибалтийско-Белорусский, VI — Курско-Воронежский, VII — Волго-Уральский, VIII — Прикаспийский, IX — Украинский, X — Днепро-Донецкий, XI — Предкавказский, XII — Кавказский, XIII — Уральский, XIV — Северо-Устьюртский; 6 — выходы складчатых образований на поверхность (по Н. С. Шатскому); 7 — границы предгорных прогибов; 8 — южная граница Русской платформы (по Н. С. Шатскому); 9 — профиль АБ, использованный для подсчета мощности осадочного чехла

гравитационной ступени с положительными магнитными аномалиями, приуроченными к ступени и имеющими (в случае их линейности) одинаковое с нею простирание, принималось, как обычно, в качестве одного из основных критериев для выделения зоны глубинного разлома коры. Контуры блоков намечались по глубинным разломам: по гравитационным ступеням, ограничивающим участки однотипных магнитных и гравитационных полей, или — в ряде случаев — по линии стыка гравитационных и магнитных аномалий, имеющих различную ориентировку.

В качестве примера покажем, как была выделена линия раздела блоков коры по особенностям геофизических полей в районе Сыктывкар — Красновишерск. На рис. 1 показаны изолинии поля $(\Delta T)_a$ и ступени аномального гравитационного поля в редукции Буге. Здесь можно увидеть стык магнитных и гравитационных аномалий, имеющих различную ориентировку. Линия стыка аномалий проведена примерно к северу от г. Сыктывкара в направлении на г. Красновишерск. Севернее этой линии магнитные и гравитационные аномалии имеют отчетливое северо-западное простирание, а южнее ее простирание аномалий преимущественно меридиональное. Указанная линия стыка полей соответствует глубинному разлому, разделяющему крупные блоки земной коры.

Аналогичным образом, по особенностям магнитных и гравитационных полей, были намечены границы основных блоков Русской платформы и прилегающих областей (рис. 2). Как правило, результаты районирования магнитных и гравитационных полей хорошо совпадают между собой. Однако иногда наблюдается явное расхождение в закономерностях расположения магнитных и гравитационных аномалий, что указывает на расхождение структурных планов ранней и более поздней тектоники региона. В этих случаях, стремясь показать на схеме контуры современных блоков земной коры, мы брали за основу гравитационные данные (аномалии Буге), так как именно в поле силы тяжести находят свое отражение контуры крупных приподнятых и опущенных блоков и положение глубинных границ коры, различное в пределах отдельных блоков. Кроме того, в аномалиях Буге отражаются и особенности строения осадочного покрова (валы, прогибы, флексуры в осадочных образованиях, приуроченные к тем или иным блокам или к разделам между ними), благодаря чему в поле силы тяжести дополнительно, весьма рельефно подчеркиваются контуры современных блоков земной коры. Наиболее яркий пример в этом отношении — выделение блока коры, связанного с Прикаспийской впадиной — будет рассмотрен ниже.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ БЛОКОВОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

В результате районирования геофизических полей намечены крупные участки земной коры, каждый из которых представляет собой систему относительно более мелких блоков с поперечником в несколько десятков километров, объединяемых относительным сходством аномальных полей (формой и размерами аномалий, их амплитудой). Например, Украинский блок докембрийского фундамента (см. рис. 2) по представлению С. И. Субботина (1960), разбит системой глубинных разломов на более мелкие блоки. На рис. 2 показаны контуры только наиболее крупных (основных) блоков земной коры европейской части СССР.

На территории Русской платформы выделяются крупные блоки коры, имеющие примерно изометричную полигональную форму с поперечником размером несколько сотен километров. С востока эти блоки, относящиеся к фундаменту платформы, срезаются крупным блоком коры, связанным с Уральской складчатостью, а с юга — линейно вытянутым блоком, относящимся к Скифской платформе (Предкавказский блок), который, в свою очередь, с юга ограничен блоком коры, связанным со

складчатой зоной Кавказа. При этом границы крупных блоков складчатых областей, обрамляющих фундамент Русской платформы, не всюду совпадают с границами платформы, принятыми на существующих тектонических картах (Международная тектоническая карта Европы, 1964; Тектоническая карта СССР, 1956).

Наряду с крупными полигональными блоками, на территории Русской платформы выделяются и относительно узкие вытянутые блоки, которые можно рассматривать как шовные зоны, расположенные между полигональными блоками. Весьма отчетливо выражена в геофизических полях протяженная Московско-Кировская шовная зона, имеющая, по-видимому, фундаментальное значение в тектоническом развитии Русской платформы (Симоненко и др., 1965; Толстихина, 1964). Эта зона, имеющая вид дуги, обращенной выпуклостью к юго-востоку, прослеживается по линейным положительным аномалиям (ΔT)_a интенсивностью несколько сотен *гамм* (иногда — более тысячи) на восток от верховьев р. Днепра через район Вязьма — Москва — Иваново — Киров. К полосе повышенных значений (ΔT)_a здесь приурочено пониженное гравитационное поле. С севера Московско-Кировская полоса положительных магнитных аномалий сопровождается широкой (до 80—100 км в поперечнике) полосой отрицательных значений (ΔT)_a до —200 *гамм*, совпадающей с положительными аномалиями Буге. На рис. 2 Московско-Кировская шовная зона показана непрерывной вплоть до района г. Сыктывкара, однако надо заметить, что в районе г. Киров — ст. Мураши геофизические данные не являются достаточно полными для уверенного прослеживания шовной зоны.

Структурный план фундамента Русской платформы заметно отличен к северу и к югу от Московско-Кировской шовной зоны. На северо-западе платформы выделены Кольско-Мезенский, Карельский и Рыбинско-Котласский блоки (см. рис. 2). Для Кольско-Мезенского блока характерны отчетливые северо-западные простирания магнитных и гравитационных аномалий. Наибольшая интенсивность аномалий (до 1300 *гамм* при высоте полета около 200 м) наблюдается в центральной части Кольского полуострова, где Кольско-Кейвский синклиниорий выделяется линейными положительными магнитными аномалиями и пониженным гравитационным полем. Интересно заметить, что над Мурманским антиклинорием, где на всей его площади геологической съемкой закартирована однородная область распространения архейских (или нижнепротерозойских) гранитов и их мигматитов, наблюдается заметное изменение магнитного поля. В западной части антиклинория значения (ΔT)_a достигают 1200 *гамм*, а к востоку от р. Харловки магнитное поле близко к нормальному. Интенсивная магнитная аномалия протягивается с Кольского полуострова от районов выхода на поверхность архейских интрузий основного и ультраосновного состава через Кандалакшский залив, Белое море к восточному побережью Двинской губы. С погружением кристаллического фундамента (к юго-востоку от Кольского полуострова) под осадочный покров убывает интенсивность аномалий и уменьшаются градиенты поля. Имеющиеся (не вполне достаточные) геофизические данные позволяют предполагать, что аномалии геофизических полей, характерные для бассейна р. Мезени, сходятся в едином тектоническом узле — в районе, расположенном примерно в 60 км к северу от г. Сыктывкара. Это обстоятельство, а также резкое изменение в районе г. Котласа простираний аномалий, тянущихся от побережья Двинской губы, позволяет предположительно наметить южную границу Кольско-Мезенского блока (или только восточной части его) примерно по широте г. Сыктывкара. Такое районирование геофизических полей северной части Русской платформы не вполне соответствует схеме Р. А. Гафарова (1963), который, опираясь преимущественно на магнитные данные, допускает возможность поворота всей Кольско-Ме-

зенской зоны на юго-запад. Граница между Кольско-Мезенским и Карельским блоком прсведена по юго-западной границе области распространения беломорских гнейсов, характеризующихся повышенным гравитационным полем и отрицательным магнитным полем, близким к нормальному.

Карельский блок характеризуется общим понижением гравитационного поля по направлению на запад и простираем аномальных зон магнитного и гравитационного полей, близким к меридиональным. Карельский блок с юга опоясывается протяженным Рыбинско-Котласским блоком, к которому с запада примыкает Ленинградский блок¹ (Гафаров, 1963; Симоненко и др., 1965).

В северо-восточном углу европейской части СССР обособляется Тимано-Печорский блок, характеризующийся чередованием полос относительного повышения и понижения гравитационного и магнитного поля, вытянутых в северо-западном направлении; при этом Тиманскому кряжу соответствуют отрицательное поле (ΔT)_a до 300 *гамм* и повышенное гравитационное поле. С юго-запада к Тиманскому кряжу примыкает полоса (шириной 70—100 *км*) повышенного магнитного и пониженного гравитационного полей, которую обычно связывают с Предтимаанским прогибом. Восточнее Сыктывкара к указанной полосе с юга подходят в стык магнитные и гравитационные аномалии примерно меридионального простираения. На этом основании граница всего Тимано-Печорского блока проводится нами по юго-западной границе полосы положительного магнитного поля, связанной с Предтимаанским прогибом, которую, возможно, следует рассматривать как шовную зону, ограничивающую северо-восточный край фундамента Русской платформы.

К югу от Московско-Кировской шовной зоны расположены блоки: Прибалтийско-Белорусский, Курско-Воронежский и Волго-Уральский. В пределах Прибалтийско-Белорусского и Волго-Уральского блоков отмечается дугообразное расположение аномальных зон, а также сложная мозаика геофизических полей. На территории Прибалтики отчетливо выделяются интенсивные магнитные (до 2000 *гамм*) и гравитационные аномалии, охватывающие в виде незамкнутого кольца Рижский залив, на участке которого значения (ΔT)_a достигают 1500 *гамм*. Следует при этом отметить, что Лиепая-Елгавская зона положительных гравитационных аномалий характеризуется нормальным магнитным полем, что позволяет высказать предположение о развитии в этой зоне пород основного состава, не содержащих магнетита. На территории Белоруссии преобладают северо-восточные простираения геофизических аномалий, истолкование которых было дано в работах Ж. П. Хотько и Б. В. Бондаренко (1956).

В Волго-Уральском блоке, так же как и в Прибалтике, отчетливо видны дуги интенсивных магнитных и гравитационных аномалий, обращенные выпуклостью к юго-востоку и охватывающие район г. Горького. Зоны повышенных гравитационных полей совпадают здесь с зонами положительных магнитных аномалий, достигающих 1800 *гамм*. К зонам понижения гравитационного поля приурочены отрицательные значения (ΔT)_a. Основываясь на данных буровых скважин, вскрывших кристаллический фундамент этого региона, Н. В. Подоба и А. Д. Серова (1962) объясняют чередование зон повышения и понижения силы тяжести наличием в фундаменте участков преимущественного развития гнейсов с повышенным содержанием темноцветных минералов (и с интрузиями основных пород) и участков преимущественного распространения гранито-гнейсов и биотито-плагиоклазовых гнейсов. Это объяснение, по-видимому, может быть принято и в отношении чередования зон магнитных аномалий.

¹ На рис. 2 Ленинградский блок не имеет специального обозначения.

В западной части Курско-Воронежского блока, имеющего в целом северо-западную ориентировку, можно было бы дополнительно выделить зону в общем пониженного гравитационного поля, заключающую в себе участок Курской магнитной аномалии. Восточная часть Курско-Воронежского блока характеризуется в общем спокойным пониженным магнитным полем (до 300 гамм) в соответствии с широким развитием в фундаменте платформы практически немагнитных гранитов (Варда-нянц, 1960). Курско-Воронежский блок отделен от Волго-Уральского блока Рязано-Саратовской шовной зоной, геофизическая характеристика которой подробно рассмотрена А. Ш. Файтельсоном (1954, 1965).

Украинский блок отделен от Прибалтийско-Белорусского и Курско-Воронежского блока относительно узким Днепровско-Донецким блоком, на всем своем протяжении характеризующимся отсутствием заметных магнитных аномалий и в основном повышенным гравитационным полем. Юго-восточное продолжение этого блока протягивается через п-ов Мангышлак в пределы Средней Азии. Общие контуры Украинского блока вытянуты, как и контуры Украинского кристаллического массива, примерно в широтном направлении, в то время как магнитные аномалии и участки пониженного «безаномального» поля, характеризующие данный блок, ориентированы в основном в меридиональном направлении. Южная граница Украинского блока (а следовательно, и южная граница Русской платформы) определяется по стыку меридиональных аномалий Украинского блока с широтными полосами геофизических аномалий, относящимися к Скифской платформе и протягивающимися с территории Предкавказья через Азовское море, Крым и северную часть Черного моря к району г. Измаила на западном побережье Черного моря (Предкавказский блок на рис. 2). На юго-западе Украинский блок отделяется отчетливой гравитационной ступенью от Карпат.

Граница блока земной коры, связанного с зоной Кавказа и — далее к востоку — с зоной Копетдага, проведена по отчетливой гравитационной ступени, фиксирующей значительное понижение поля в редукции Буге, связанное с увеличением мощности коры в области альпийской складчатости. Надо отметить, что граница указанного блока проходит примерно по оси Индоло-Кубанского, Терско-Каспийского и Предкопетдагского прогибов, показанных на тектонической карте (Тектоническая карта СССР, 1956). Эту границу Кавказского блока не следует отождествлять с границей между эпигерцинской платформой и альпийской складчатостью. Она отмечает собой лишь появление крутого уступа в поверхности складчатого фундамента. Северная граница Кавказской складчатой зоны проходит, вероятно, по скрытой зоне разлома в южной части Терско-Каспийского прогиба, которая характеризуется положительными магнитными аномалиями, протягивающимися через Моздок, Грозный и Хасав-Юрт в пределы акватории Каспийского моря.

В юго-восточной части Русской платформы выделен крупный блок земной коры — Прикаспийский, связанный с Прикаспийской впадиной. Результаты районирования гравитационного и магнитного полей Прикаспия не совпадают между собой (рис. 3). Западный борт впадины в современном ее очертании трассируется по гравитационной ступени, по линии Волгоград — Камышин — Ершов, пересекающей область распространения спокойного, преимущественно отрицательного магнитного поля, вытянутую в северо-западном направлении. Этот участок поля шириною около 350 км непосредственно связан с однородным отрицательным полем (ΔT)_a Прикаспийской впадины и является как бы его заливом. Контур этого залива по магнитным данным проводится в северо-западном направлении по линии Ершов — Саратов — Тамбов и далее поворачивает в южном направлении вдоль Новохоперской зоны говы-

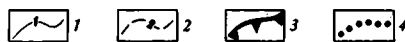
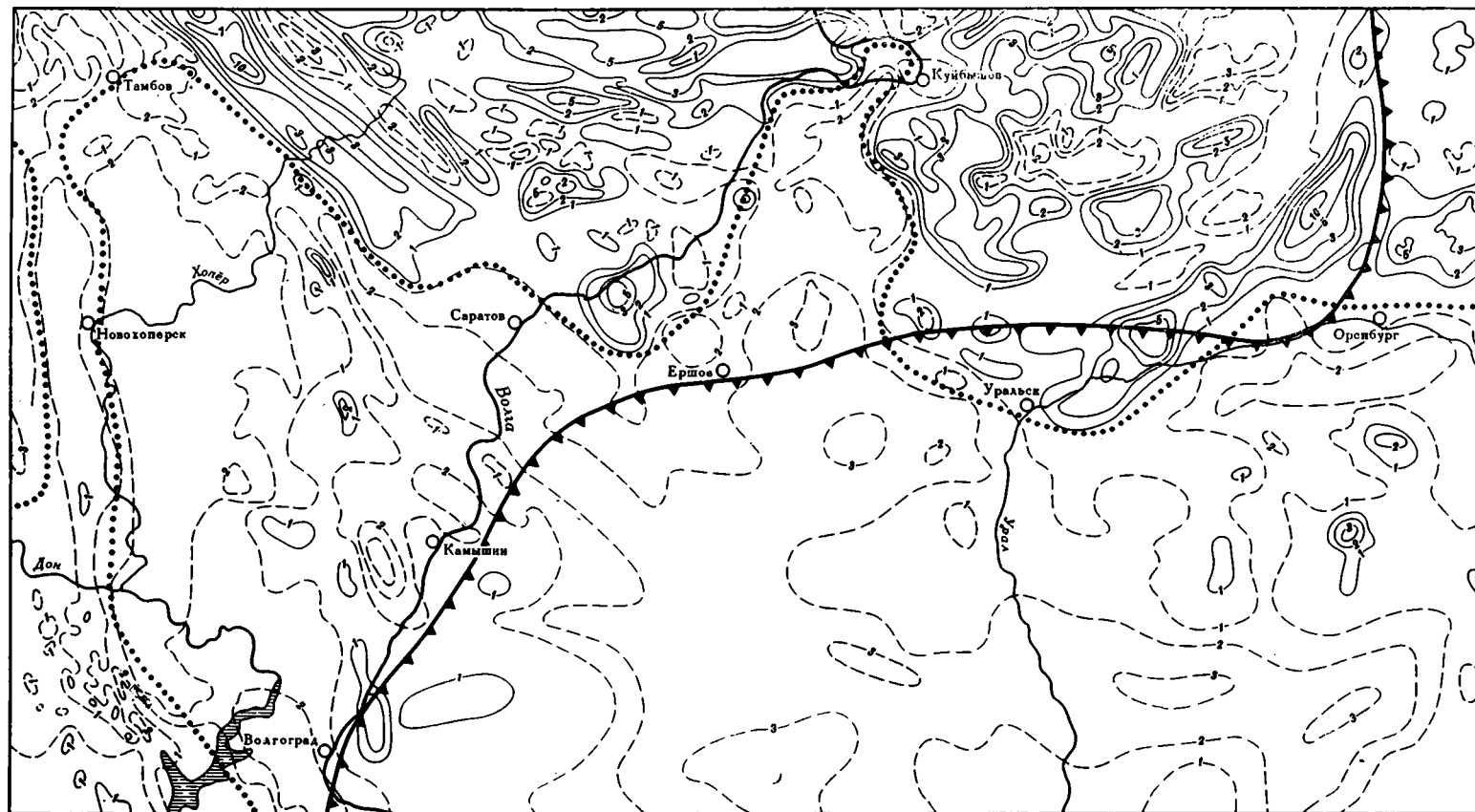


Рис. 3. Аномальное магнитное поле северо-западной части Прикаспийской впадины
 1 — изолинии положительного магнитного поля (ΔT)_д в миллиэрстедах; 2 — изолинии отрицательного поля (ΔT)_д в миллиэрстедах; 3 — основная гравитационная ступень; 4 — обобщенная граница спокойного, преимущественно отрицательного поля (ΔT)_д

шенного магнитного поля. Как показало рассмотрение литолого-палеогеографических карт (Атлас, 1961, 1962), построенных без учета геофизических данных, Новохоперская зона совпадала с границей моря и суши или границей фаций (целиком или частично) в течение позднего девона, средней юры, раннего и позднего мела, палеогена и неогена. Аналогичным образом по магнитным данным в районе современного северного борта Прикаспийского блока выделяется Ершовско-Куйбышевский «заллив» однородного отрицательного магнитного поля, с поперечником примерно до 150 км, вытянутый в общем в меридиональном направлении и пересекающийся известной широтной ступенью гравитационного поля по 51°5 с. ш. Эта ступень поля проходит примерно в 60—70 км севернее г. Уральска, и далее на значительном протяжении, вплоть до района г. Оренбурга, совпадает с северной границей распространения спокойного, слабо отрицательного магнитного поля. Контуры Ершовско-Куйбышевского «залива» отрицательного магнитного поля, свойственного Прикаспийской впадине в целом, достаточно отчетливо проявляются на литолого-палеогеографических картах — главным образом, в виде поднятия в ранние эпохи среднего девона, раннего и среднего карбона, ранней и поздней перми, средней и поздней юры, раннего и позднего мела, а также в палеогене и неогене.

Прикаспийская впадина в современных ее очертаниях проявляется резким уменьшением силы тяжести от ее бортов по направлению к центру. Судя по литолого-палеогеографическим данным, западный и северный борта впадины стали отчетливо оформляться начиная с перми, и при этом в другие отрезки геологического времени, отличные от тех, в течение которых проявились Камышинско-Тамбовский и Ершовско-Куйбышевский участки спокойного, преимущественно отрицательного магнитного поля. Таким образом, в данном случае мы можем связать несогласованность в распределении особенностей гравитационного и магнитного полей с одновременным проявлением тектонических движений региона. Заметим, что наблюдающаяся в рассмотренных случаях достаточно тесная связь особенностей аномального магнитного поля с границами моря и суши или с границами фаций указывает на возможность использования структуры поля в качестве дополнительного критерия при проведении границ на литолого-палеогеографических картах. Этот важный вопрос должен явиться предметом специального исследования.

Рассмотрим теперь контуры Уральского блока, выделенного по геофизическим полям, и особенно соотношение его западной границы с Предуральским прогибом и контурами Уральской складчатости, показанными на тектонической карте (Тектоническая карта СССР, 1956). На границе фундамента Русской платформы с Уральской складчатой областью отсутствует шовная зона, которая отмечалась бы полосой магнитных аномалий, подобных аномалиям, например, Московско-Кировской зоны. По материалам магнитных съемок, Е. М. Ананьева намечает переходную зону магнитного поля, примерно совпадающую с Центрально-Уральским антиклинорием. В этой переходной зоне на крупные, примерно изометричные аномалии, связанные с глубоко погруженным фундаментом, накладываются узкие локальные аномалии Уральского простириания. Таким образом, западная граница Уральского блока, выделенного по геофизическим данным, на всем своем протяжении почти совпадает с восточной границей Центрального уральского антиклинория.

Северная часть Предуральского прогиба расположена на юго-восточном продолжении Тимано-Печерского блока (см. рис. 2). По имеющимся данным, аномалии Тимано-Печорской области прослеживаются и над западной частью Уральской складчатости. Южнее Тимано-Печорского блока Предуральский прогиб наложен на разнородные блоки фундамента Русской платформы. Южная часть Предуральского прогиба и примыкающая к нему миогеосинклинальная часть Уральской

складчатости расположены на фундаменте восточной части Прикаспийского блока, а также на его северном «отроге».

Таким образом, вся миогеосинклинальная часть Уральской складчатой зоны является как бы прозрачной для геофизических полей, связанных с кристаллическим гетерогенным фундаментом европейской части СССР. В то время как «геологический» Урал резко поворачивает у Байдарацкой губы на северо-запад, образуя Пай-Хойский антиклинорий, «геофизический» Урал замыкается, подходя к Байдарацкой губе (к югу от 68° с. ш.).

Южное замыкание Урала, согласно тектонической карте, происходит в районе Чушкакульской антиклинали. Однако, по геофизическим данным, западная граница Уральского блока прослеживается далеко на юг. вплоть до гор Султан-Уиздаг, как это было отмечено в работе Р. Г. Гарецкого и В. И. Шрайбмана (1960). К этому же району с северо-запада подходит отчетливо выраженная в геофизических полях зона разломов земной коры, протягивающаяся по северному борту Днепровско-Донецкой впадины, через северную часть Каспийского моря и п-ова Мангышлак, впервые описанная Н. Ю. Успенской (1961). На схеме (см. рис. 2) эта зона разломов совместно с южным окончанием Уральского блока подчеркивает, по нашему мнению, острый угол древнего фундамента (Северо-Устюртский блок), неразрывно спаянного с фундаментом Русской платформы.

Блоки складчатого фундамента западной части Средней Азии характеризуются отчетливо выраженным северо-западным простиранием, и, по-видимому, срезают меридиональный Уральский блок. Район г. Нукуса на южном окончании Уральского блока является наиболее сложным тектоническим узлом, где сходятся различно ориентированные блоки земной коры.

Выделенные по характеру геофизических полей крупные блоки фундамента находят соответствующее отражение и в положении глубинных границ земной коры, как это доказано работами И. В. Литвиненко (1963, 1965), С. И. Субботина (1960, 1963), Ю. Н. Демиденко и других (1963). Однако существующие схемы мощности земной коры для всей территории СССР не являются достаточно детальными, чтобы обеспечить возможность выявления блокового характера строения поверхности Мохоровичича. Мощность земной коры всех блоков территории Русской платформы, согласно схеме А. А. Борисова (1964), составляет 35—40 км, несколько больше 40 км — для Прикаспийского и Предкавказского блоков и более 55 км — для Кавказского блока.

ДИНАМИКА БЛОКОВ ФУНДАМЕНТА

Районирование фундамента Русской платформы по геофизическим характеристикам отдельных блоков находит подтверждение в истории развития этих блоков в платформенный этап. О подвижности блоков в процессе развития платформы наиболее отчетливо и достоверно свидетельствуют мощности осадочных образований, накопившихся за определенный отрезок геологического времени. Этот критерий не может считаться абсолютно точным, так как не дает необходимого материала для суждения об амплитуде движений тех блоков, которые в течение своего развития испытывали устойчивую тенденцию к поднятию. Однако сравнительный анализ мощности осадочных образований отдельных блоков до некоторой степени может дать представление об интенсивности движений и их главенствующей направленности. Для получения такого сравнительного материала нами был составлен график мощностей осадочных образований разного возраста, известных на нескольких соседних блоках фундамента. Для этого на карте блоков была проведена прямая

линия в направлении от Мурманска на Гурьев. Она пересекла Кольско-Мезенский и Карельский блоки в их погруженной части в направлении с ССЗ на ЮЮВ, Рыбинско-Котласский блок и Московско-Кировскую шовную зону, Волго-Уральский и Прикаспийский блоки.

Из Атласа литолого-палеографических карт Русской платформы (1961, 1962) были взяты максимальные мощности отдельных стратиграфических подразделений, от венда до верхнего мела включительно, которые попали на условную прямую, пересекающую основные блоки платформы в ее восточной части (см. рис. 2). Мощности отдельных горизонтов были суммированы и таким образом получены мощности для систем, указанные в табл. 1.

Таблица 1

Мощности осадочных образований в пределах отдельных блоков Русской платформы, м (по условной линии А — Б)

Блоки	Wd	Сm	D	С	P	T	J	Cr ₁	Cr ₂
Кольско-Мезенский	300	300	60	—	—	—	—	—	—
Карельский	500	350	—	275	630	—	—	—	—
Рыбинско-Котласский с	—	—	425	—	—	—	—	—	—
Московско-Кировской зо-	900	300	690	620	815	100	125	25	—
ной	—	—	1025	1725	980	50	235	310	95
Волго-Уральский	—	—	1150	1800	3100	420	880	950	905
Прикаспийский	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Только для Прикаспийского блока мощности девона, карбона и отчасти перми взяты с сейсмического профиля Ю. Н. Година, так как других, более точных данных по этому району в нашем распоряжении не было. Не учтены и не использованы мощности более древних, чем девон образований Прикаспийского блока, показанные на том же сейсмическом профиле, поскольку стратиграфическое сопоставление их с одно-возрастными образованиями других блоков в настоящее время невозможно. Не учтены также мощности додевонских образований Волго-Уральского блока, поскольку на этой территории они развиты спорадически, на ограниченных площадях, только в глубоких депрессиях по краям блока, а условная прямая, с которой были взяты мощности, не подсекала этих образований.

На рис. 4 по вертикальной оси были отложены мощности в метрах отдельных стратиграфических подразделений, приведенные в табл. 1, а по горизонтальной оси — продолжительность отдельных периодов в абсолютном летоисчислении, как она дана в последней советской геохронологической шкале (Геохронологическая шкала, 1964). При этом допущены некоторые условности. Длительность венда условно принята в 100×10^6 лет, кембрия 75×10^6 лет, девона — 50×10^6 лет, карбона 75×10^6 лет, опущены все допуски ($\pm 5 \times 10^6$ лет и т. д.) для отдельных периодов.

Из сравнения мощностей отдельных стратиграфических подразделений (с учетом времени их формирования) отчетливо видно, что развитие отдельных блоков шло по-разному. На Кольско-Мезенском блоке накопились наименьшие мощности осадочных образований, а отложения моложе девона (из рассматриваемых нами) здесь вообще отсутствуют.

На Карельском блоке отсутствуют отложения моложе перми, а мощность более ранних образований здесь больше, чем на Кольско-Мезенском. Рыбинско-Котласский блок с Московско-Кировской шовной зоной развиваются в палеозое в том же направлении, как и Кольский блок, но мощность соответствующих осадочных образований здесь больше, а накопление осадков продолжается дольше, вплоть до нижнего мела включительно.

Волго-Уральский и Прикаспийский блоки развиваются в несколько другом плане. В девоне и карбоне развитие их идет параллельно и мощности осадочных образований закономерно увеличиваются. В перми наблюдается резкое расхождение в направленности развития. Мощность перми на Волго-Уральском блоке, по сравнению с мощностью карбона на нем же, уменьшается почти вдвое. Таким образом, в перми Прикаспийский блок испытал крупное опускание, а Волго-Уральский — относительное поднятие.

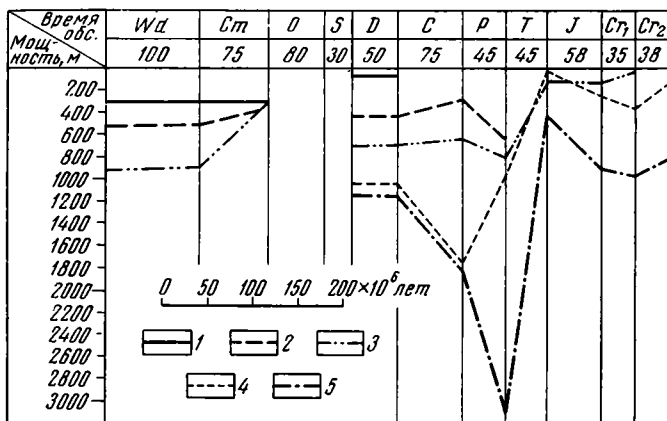


Рис. 4. График изменения мощности осадочных образований на отдельных блоках Русской платформы

Блоки: 1 — Кольско-Мезенский; 2 — Карельский; 3 — Рыбинско-Котласский, включая Московско-Кировскую шовную зону; 4 — Волго-Уральский; 5 — Прикаспийский

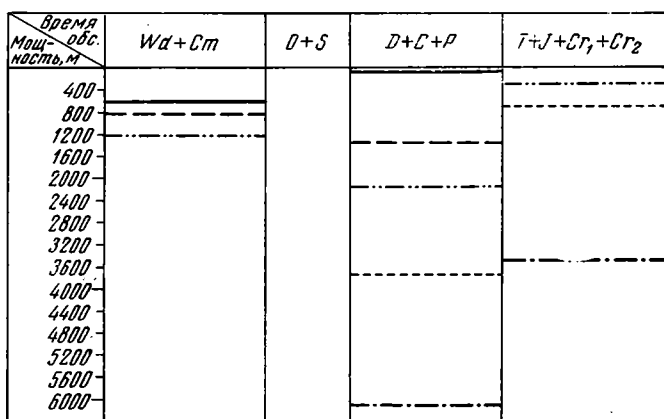


Рис. 5. График суммарных мощностей осадочных образований Wd+Cm, O+S, D+C+P, T+J+Cr в пределах отдельных блоков Русской платформы

Условные обозначения см. к рис 4

Интересно отметить, что мощность карбона на Карельском и Рыбинско-Котласском блоках (вместе с Московско-Кировской шовной зоной) по сравнению с мощностью девона там же — меньше, а на Волго-Уральском и Прикаспийском блоках мощности карбона по сравнению с мощностями девона — значительно больше; что позволяет говорить о разной направленности развития этих блоков в карбоне по сравнению с девонем.

В мезозое развитие Рыбинско-Котласского (с Московско-Кировской шовной зоной), Волго-Уральского и Прикаспийского блоков шло в од-

ном направлении, но мощность мезозойских образований на этих блоках весьма различна, следовательно, динамика развития их в мезозое тоже была различной (табл. 2).

Из табл. 2 и рис. 5, построенного на основании данной таблицы, видно, что в венде и кембрии развитие трех северных блоков из описываемых нами шло параллельно, мощности осадочных образований сравнительно

Таблица 2

Суммарные мощности отложений для венда и кембрия, палеозоя и мезозоя, м

Блоки	Wd+Cm	D+C+P	Tr+J+Cr
Кольско-Мезенский	600	60	—
Карельский	850	1330	—
Рыбинско-Котласский с Московско-Кировской шовной зоной	1200	2125	250
Волго-Уральский	—	3725	690
Прикаспийский	—	6050	3055

небольшие. Максимальная мощность приходится на Рыбинско-Котласский блок, что позволяет предполагать тесную связь его в процессе развития с Тиманской (байкальской) геосинклинальной областью, поскольку мощность древнейших осадочных образований увеличивается с ЮЗ на СВ в сторону Тимана. Наибольшие мощности на всех блоках, кроме Кольско-Мезенского, присущи отложениям среднего и верхнего палеозоя. Максимальные мощности при этом накапливались на Волго-Уральском и Прикаспийском блоках, что, несомненно, говорит о тесной связи развития их с блоками Уральской герцинской геосинклинали.

Мезозойские отложения на Кольско-Мезенском и Карельском блоках отсутствуют. На Рыбинско-Котласском и Волго-Уральском блоках мощность их незначительна, и только в пределах Прикаспийского блока она достигает более 3000 м. Это позволяет сделать вывод о тесных взаимосвязях Прикаспийского блока со среднеземноморской геосинклинальной областью в мезозое.

Конечно, приведенный материал нельзя рассматривать как абсолютно точный. В нем много условного и даже случайного. Во-первых, анализ мощностей позволяет лишь приблизительно судить об интенсивности опускания тех или других блоков (поскольку не все первоначальные мощности осадочных образований сохранились до настоящего времени). Во-вторых, материалов для прямого суждения об интенсивности поднятий в нашем распоряжении нет. В-третьих, сам метод подсчета мощностей отложений на отдельных блоках достаточно примитивен. Однако этот материал все же позволяет выявить разную направленность движения отдельных блоков и качественно оценить интенсивность этого движения.

СООТНОШЕНИЕ БЛОКОВОГО СТРОЕНИЯ ФУНДАМЕНТА С РЕЛЬЕФОМ ЕГО ПОВЕРХНОСТИ

Блоковое строение фундамента Русской платформы — результат сложного развития этой территории как в доплатформенный, так и в платформенный этапы. Вместе с тем оно является производным преимущественно глубинных процессов и закономерностей, которые имели место в земной коре и в мантии земли в течение очень длительного времени, измеряемого несколькими миллиардами лет.

Формирование поверхности фундамента было обусловлено процессами и закономерностями, имевшими место в приповерхностных участ-

ках земной коры и на ее поверхности. Процесс этот по времени более поздний, чем формирование блокового строения фундамента. Поэтому взаимосвязи между отдельными блоками и особенностями поверхности кристаллического фундамента обычно сложные.

Эти связи бывают простыми в тех случаях, когда отдельный блок или несколько блоков в течение длительного времени развивались в одном направлении. Например, Волго-Уральский блок в целом в течение длительного времени, измеряемом миллиардом лет, развивался как поднятие фундамента (Волго-Уральская антеклиза Н. С. Шатского). В настоящее время поверхность его достаточно сложна и состоит из нескольких сводов (Татарский, Токмовский, Жигулевско-Пугачевский, Котельнический, Оренбургский и др.), разделенных депрессиями (Мелекесской, Ставропольской и т. д.). Она осложнена также более мелкими структурно-морфологическими формами.

Карельский и Кольско-Мезенский блоки в совокупности являются восточной частью крупнейшего поднятия Европы — Балтийского щита. В платформенный этап, в течение длительного времени, измеряемом величиной $1,5 \times 10^6$ лет, развитие его происходило главным образом в одном направлении (Виноградов и др., 1960). Об этом свидетельствует глубокий эрозионный срез поверхности щита, почти полное отсутствие осадочных образований чехла на обширной его территории и появление их либо в сравнительно узких и небольших по площади тектонических депрессиях, либо на погружении щита, на его склонах. Рельеф поверхности в присводовой, наиболее приподнятой части щита характеризуется отметками до 1200 м, большой амплитудой и постепенно сглаживается по мере погружения его склонов.

Рыбинско-Котласский блок в совокупности с Московско-Кировской шовной зоной характеризуется глубоким погружением поверхности фундамента. В общих чертах они совпадают по площади с крупнейшей синклинальной структурой Русской платформы — Московской синеклизой. Московско-Кировская шовная зона в разные этапы развития синеклизы либо ограничивала ее с юга и юго-востока (в раннем палеозое), либо совпадала с приосевой ее частью (в мезозое). Эта структура (эти блоки) характеризуется однонаправленным развитием в течение по крайней мере полумиллиарда лет.

Поверхность фундамента формировалась не только в результате развития платформы, но и под воздействием окаймляющих платформу геосинклинальных областей. Например, весь восточный край платформы глубоко погружается в восточном направлении, как бы уходя под складчатые структуры западного склона Урала. Очень интересна в этом отношении восточная часть Волго-Уральского блока, которую можно рассматривать как самостоятельный более мелкий — Кудымкарско-Кунгурский блок. Западная, большая часть его, относительно приподнята и образует так называемый Верхнекамский свод с отметками в присводовой части минус 1800—2000 м. Восточная часть блока постепенно погружается до минус 6000—7000 м, уходя под Предуральский прогиб и под западный склон Урала.

Очень резко погружение поверхности фундамента выражено в юго-восточном углу платформы. Оно проявилось в формировании крупной Прикаспийской синеклизы и безусловно связано с развитием герцинских геосинклиналей к востоку и к югу от платформы и особенно альпийской геосинклинали. Именно глубокое погружение Прикаспийского блока создало специфику его гравитационного и магнитного полей. В данном конкретном случае взаимосвязь между блоками и рельефом поверхности фундамента особенно тесная и отчетливая.

Наложённые процессы развития, более поздние, чем формирование самих блоков и поверхности фундамента в целом, в ряде случаев осложнили прямые связи между блоками и рельефом их поверхности. Напри-

мер, Украинский и Курско-Воронежский блоки в течение длительного времени, возможно около миллиарда лет, развивались как единое крупное поднятие — Сарматский щит. Об этом говорит глубокий эрозионный срез их поверхности, отсутствие допалеозойских и нижнепалеозойских осадочных образований чехла на этих территориях, сокращенный разрез палеозойских и более молодых образований, особенно на Украинском массиве, малые мощности отдельных горизонтов осадочных образований по сравнению с такими отложениями соседних районов и многое другое.

Формирование Днепровско-Донецкого авлакогена осложнило прямые генетические связи между блоковой природой щита и рельефом его поверхности, поскольку возникла крупная наложенная депрессия, секущая первоначальную структуру щита, где поверхность фундамента погружена на большую глубину.

В целом тесные генетические связи между блоками фундамента и особенностями его поверхности очевидны. По мере более глубокого познания глубинного строения платформы эти связи будут проявляться все более отчетливо.

СООТНОШЕНИЕ БЛОКОВОГО СТРОЕНИЯ ФУНДАМЕНТА И ЯВЛЕНИЙ НЕОТЕКТОНИКИ

Формирование блокового строения Русской платформы отделено от проявлений новейших тектонических движений чрезвычайно длительным промежутком времени, около полутора миллиарда лет, в течение которых происходило сложное развитие платформы под воздействием различных факторов и закономерностей. Поэтому нет оснований предполагать, что все блоки фундамента проявятся одинаково отчетливо в процессе новейших тектонических движений. Однако в той или иной форме блоковое строение фундамента отражается на локализации и интенсивности процесса неотектогенеза.

Например, в пределах Кольско-Мезенского и Карельского блоков изолинии суммарных деформаций донеогеновой поверхности за неоген и четвертичный период имеют отчетливое северо-западное простирание, аналогичное или близкое простиранию самих блоков и отдельных геологических структур внутри последних. Величина градиента или интенсивность суммарной деформации также подчинена определенной закономерности, будучи наиболее значительной в северо-западной, наиболее высокоподнятой частях блоков и постепенно затухая к юго-востоку, в сторону погружения их. На погружении блоков наблюдается чередование полос с различными градиентами суммарной деформации, и все эти полосы также вытянуты в направлении с СЗ на ЮВ.

Очень интересна и значительна роль Московско-Кировской шовной зоны в проявлении новейших движений и их интенсивности на Русской платформе. В целом эта зона делит платформу на две части: северную, где суммарная деформация донеогеновой поверхности меньше 100 м, и южную, где она больше 100 м. В своем простирании Московско-Кировская шовная зона на некоторых участках точно совпадает с простиранием изолинии суммарных деформаций, например между меридианами городов Калинина и Горького. На других участках она идет в направлении, близком к простиранию изолинии, например к северо-востоку от г. Котельнича, и только в западной своей части, к западу от меридиана г. Калинина, Московско-Кировская шовная зона сечет изолинии суммарных деформаций.

Весьма своеобразно проявляется на карте неотектоники Рязано-Саратовская шовная зона. На некотором протяжении к востоку от р. Цны простирание зоны совпадает с простиранием изолинии суммарных деформаций. К западу от г. Пензы зона включает удлинённый замкнутый

контур северо-западного простирания, ограниченный изолиниями суммарной деформации 250—300 м. В современном рельефе этот участок является наиболее приподнятым и служит водоразделом рек Цны и Мокши, текущих на север, и Вороны и Хопра, текущих на юг, т. е. водоразделом бассейнов рек Волги и Дона. В своей западной части Рязано-Саратовская шовная зона сечет Тамбовскую низменность, отделяя при этом область значительной четвертичной аккумуляции на севере низменности от области значительной неогеновой и четвертичной аккумуляции на юге ее, как они показаны на карте неотектоники (Карта новейшей тектоники СССР, 1959).

Украинский блок в целом проявляется как область значительных (для платформ) суммарных деформаций (поднятий), которые достигают наибольших значений в присводовой части его и уменьшаются на склонах, особенно интенсивно на южном. Простирание изолиний деформаций близко к простиранию самого блока, но сечет простирание внутренних его структур.

В пределах Днепровско-Донецкой зоны простирания изолиний деформаций на всем протяжении зоны совпадает с простиранием самой зоны, хотя меняется знак деформаций и их значение в больших пределах. Прикаспийский блок в большей своей части является областью относительных интенсивных проявлений неотектонических движений (опусканий) в неоген-четвертичное время и вместе с тем областью значительного осадконакопления.

Из изложенного материала видно, что между блоковым строением фундамента и проявлением неотектонических движений имеются закономерные связи. Однако выявление этих связей для отдельных блоков, а тем более для платформы в целом, требует специальных исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании рассмотренного материала можно сделать некоторые основные выводы.

1. Консолидированный (складчатый) фундамент европейской части СССР представляет собою систему крупных блоков, разделенных глубинными разломами или шовными зонами.

2. В процессе развития территории в целом нисходящие движения (опускание) одних блоков и накопление на них больших мощностей осадочных образований вызывали восходящие движения (всплывание) соседних блоков и накопление маломощного осадочного покрова на них. Наиболее отчетливы эти соотношения для палеозоя и особенно для перми Волго-Уральского и Прикаспийского блоков.

3. Выделенные по совокупности геофизических данных, ограниченные глубинными разломами крупнейшие блоки фундамента являются вместе с тем и крупнейшими структурами (структурно-морфологическими элементами) фундамента. Так, Волго-Уральский блок в целом совпадает с древней Волго-Уральской антеклизой, Курско-Воронежский блок — с Воронежской антеклизой. Рыбинско-Котласский блок с ограничивающей его с юга Московско-Кировской шовной зоной — это Московская синеклиза, а Прикаспийский блок — Прикаспийская синеклиза и т. д.

4. Пространственное расположение крупнейших структур (структурно-морфологических элементов) складчатого фундамента подтверждает вывод о взаимосвязи развития отдельных блоков, поскольку на платформе области поднятия (щиты, антеклизы) чередуются с областями прогибания (синеклизы, прогибы).

5. Характер развития европейской части СССР в платформенный этап определялся двумя основными факторами:

а) блоковым строением складчатого фундамента, б) воздействием обрамляющих платформу геосинклиналей.

Литература

- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Ч. I, Поздний докембрий и палеозой, 1961. Ч. II, Мезозой и кайнозой, Гл. ред. А. П. Виноградов. м. 1 : 5 000 000, Госгеолтехиздат, 1962.
- Борисов А. А. Морфология поверхности Мохоровичича и ее структурное значение. Сов. геология, № 4, 1964.
- Варданянц Л. А. Геологическая карта докембрийского фундамента Русской платформы м. 1 : 5 000 000 с объяснительной запиской. Госгеолтехиздат, 1960.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И., Кнорре К. Г., Бибилова К. В., Лебедев В. И. О возрасте кристаллического основания Русской платформы. Докл. сов. геол. на XXI сес. Междунар. геол. конгр. В кн.: «Определение абсолютного возраста дочетвертичных информаций», Изд-во АН СССР, 1960.
- Гафаров Р. А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. Изд-во АН СССР, 1963.
- Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Тургайской плиты. Изд-во АН СССР, 1960.
- Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр. Абсол. возр. геол. форм. Изд-во «Наука», 1964.
- Демиденко Ю. Н., Манюта М. Г., Лысенко В. А., Спихина Л. М. Результаты сейсмических исследований глубинного строения земной коры в пределах Восточной Украины. Геофиз. сб. «Вопросы теории и методики геофизических исследований», вып. 5(7). Изд-во АН УССР, Киев, 1963.
- Карта новейшей тектоники СССР м. 1 : 5 000 000. Гл. ред. Н. И. Николаев и С. С. Шульц, Госгеолтехиздат, 1959.
- Литвиненко И. В. Новые сейсмические данные о строении земной коры Балтийского щита. Докл. АН СССР, т. 149, № 6, 1963.
- Литвиненко И. В. Особенности строения земной коры восточной части Балтийского щита. Сб. «Геол. результаты прикл. геофизики». Изд-во «Недра», 1965.
- Международная тектоническая карта Европы м. 1 : 2 500 000. Изд. ГУГК, 1964.
- Подоба Н. В., Серова А. Д. Состав и строение складчатого основания восточной части Русской платформы. Прикл. геофизика, вып. 34, 1962.
- Симоненко Т. Н., Толстихина М. М. Некоторые закономерности глубинного строения территории СССР. Сов. геология, № 4, 1965.
- Субботин С. И. Глубинная структура территории Украинской ССР по данным геофизических исследований. Докл. Сов. геол. на XXI сес. Междунар. геол. конгр. Сб. «Геол. результ. прикл. геофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Субботин С. И., Соллогуб Б. Б., Чекунов А. В. Строение земной коры основных геоструктурных элементов территории Украины. Докл. АН СССР, т. 153, № 2, 1963.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Под ред. Н. С. Шатского, Госгеолтехиздат, 1956.
- Толстихина М. М. О блоковом строении фундамента Русской платформы. Тезисы доклада на годичной сессии ученого совета ВСЕГЕИ 11—14 мая 1964 г. Программа и тезисы докладов, ОНТИ, 1964.
- Успенская Н. Ю. Пояс крупных разломов в пределах платформы юга европейской части СССР и Средней Азии. Сов. геология, № 3, 1961.
- Файтельсон А. Ш. Некоторые положения геологического истолкования результатов гравиразведки. Развед. и промыслов. геофизика, вып. 8, 1954.
- Файтельсон А. Ш. Генетическая классификация платформенных тектонических структур и палеотектонические построения по геофизическим данным о глыбовой структуре фундамента. Сов. геология, № 1, 1965.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
Министерства геологии СССР
г. Ленинград

Статья поступила
8 мая 1966 г.

T. N. SIMONENKO and M. M. TOLSTIKHINA

BLOCK PATTERN OF THE BASEMENT OF EUROPEAN USSR

Large blocks of the Earth's crust are outlined by zoning of the geomagnetic and gravity fields of European USSR. These blocks are shown to be also the largest structural and morphological features of the basement within the studied territory. An analysis of general history of the blocks during the platform episode confirms the zoning of the basement on the basis of the geophysical characteristics of individual blocks.

All-Union Geological Research Institute
Leningrad

УДК 551.24 (477.9)

М. В. МУРАТОВ, В. Г. БОНДАРЕНКО, Л. Г. ПЛАХОТНЫЙ,
Н. И. ЧЕРНЯК

СТРОЕНИЕ СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ РАВНИННОГО КРЫМА

В итоге изучения большого материала бурения, проводившегося в последние годы, в складчатом основании равнинного Крыма удается выделить зоны, различные по составу слагающих пород и их метаморфизму. К востоку от Симферополя вдоль предгорий и в районе Нижнегорска выделяется область, сложенная наиболее метаморфизированными породами хлорит-серпичитовыми и близкими к ним сланцами, которые авторы относят на основе сравнения с Добруджей к рифею. Сложенную ими складчатую зону они относят к байкальским системам и называют Средне-Крымским срединным массивом. В районе Новоселовского поднятия вскрыты складчатые, но менее метаморфизированные породы — эффузивы, глинистые сланцы, песчаники, образующие палеозойский геосинклинальный комплекс. В ряде мест по периферии Новоселовского поднятия и за его пределами вскрыты сланцы и песчаники неизвестного возраста (предположительно палеозойского). Палеозойский складчатый комплекс авторы считают прямым продолжением герцинских складчатых структур Добруджи и называют Добруджинско-Тарханкутской системой.

К третьему комплексу авторы относят известняки перми или триаса, вскрытые в районе Евпатории, а также, вероятно присутствующие на глубине в Альминской впадине, пермские и среднекаменноугольные известняки, глыбы которых известны по окраинам горного Крыма. Это комплекс герцинского заключительного этапа. На основе всех имеющихся данных выделяются верхнепротерозойские и палеозойские геосинклинальные зоны в фундаменте равнинного Крыма, в итоге развития которых образовались байкальские и герцинские складчатые системы.

ИТОГИ НОВЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РАВНИННОГО КРЫМА

В равнинной части Крыма за последние 10—15 лет были пробурены многочисленные скважины, прошедшие всю толщу осадочного чехла и вскрывшие породы складчатого основания. В отдельных случаях последнее было пройдено на глубину несколько десятков и даже сотен метров (скважина 2=Р у с. Красновки в интервале от 870 до 3020 м, скважина 6=Р в районе Нижнегорска в интервале 2750—3207 м).

Вскрытые скважинами породы складчатого основания были изучены и описаны многочисленными исследователями, так что в настоящее время можно составить представление о характере пород, слагающих это основание на значительной территории, и сделать предварительные выводы об их возрасте. Данные о них уже опубликованы во многих монографиях (Дикенштейн, 1957; Лычагин, 1957; Щерик, 1958; Бурштар, 1960), а также в ряде статей — М. С. Бурштара и А. Е. Каменецкого (1962), А. Е. Каменецкого (1963), А. Я. Дубинского и Л. А. Варданянца (1961), Э. А. Новикова (1962, 1963), Н. И. Черняк (1959, 1963, 1964) и других исследователей. Керновый материал бурения изучался также авторами.

Достаточно много ценных данных накопилось о палеозойских и докембрийских породах, распространенных в виде глыб и галек среди глинистых и конгломератовых толщ триаса, юры и нижнего мела горного Крыма. Впервые их описали еще К. К. Фохт (1904) и А. Лагорио

(1894), О. Г. Туманская (1935), а затем специально изучали А. Д. Миклухо-Маклай (Миклухо-Маклай, Муратов, 1958), Т. И. Добровольская (1964), Т. И. Добровольская и О. В. Снегирева (1962), В. И. Лебединский и Т. И. Добровольская (1962), Ю. Ю. Юрк, Т. И. Добровольская (1964) и другие исследователи.

Все эти данные дают материал, позволяющий наметить общие черты распространения в пределах складчатого основания Крыма пород различного состава и возраста и сделать попытку наметить в предварительной форме основные элементы тектоники фундамента равнинного Крыма и прилегающих областей, а также сравнить его строение с Добруджей и Северным Кавказом.

Большинство скважин, вскрывших складчатое основание равнинного Крыма, расположено в трех районах. Первый — к северо-востоку от Симферополя, близ с. Зуя, в пределах склона Симферопольского выступа фундамента; второй — северо-восточнее Евпатории, в области крупнейшего в Крыму Новоселовского блокового поднятия складчатого основания; третий — в районе Октябрьской и Западно-Октябрьской антиклиналей, осложняющих строение Тарханкутского вала. Кроме того, складчатое основание вскрыто в западной части Тарханкутского вала на Меловой антиклинали и в районе с. Березовка (Березовское поднятие севернее Новоселовки). Несколько скважин вскрывают также фундамент в пределах северного крыла обширной Каркинитско-Сивашской впадины, расположенной в пределах северной части Крыма между Новоселовским поднятием и склоном Украинского кристаллического массива. Здесь одна группа скважин находится в районе Ново-Алексеевки и Геническа, другая — у Балашевки на южном берегу Сиваша и одна скважина — на Арабатской стрелке близ с. Стрелкового. Кроме того, одна скважина вскрывает фундамент в пределах крупного Новоцарицынского поднятия, ограничивающего с запада Индоло-Кубанский краевой прогиб, и расположена севернее Белогорска, у с. Нижнегорск. Остальные скважины вскрывают основание в пределах седловины между Симферопольским и Новоселовским поднятиями у с. Мельничное и Найденовка и, наконец, ряд скважин — в северном крыле Альминской впадины у Евпатории, Сак и на берегу моря близ с. Николаевка.

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ РАВНИННОГО КРЫМА

Наиболее глубоко метаморфизованные и, по-видимому, самые древние в равнинном Крыму породы вскрыты в пределах Новоцарицынского погребенного выступа в районе г. Нижнегорска (скв. № 6) и на Симферопольском поднятии близ с. Зуя. Толща метаморфических пород в районе с. Нижнегорск вскрыта в интервале глубин 2750—3200 м. На основе изучения шлифов А. А. Савицкая описала отсюда альбитово-хлоритовые, хлорит-актинолит-серицитовые, кварцево-хлоритовые и серицит-хлоритовые сланцы. Под ними скважина прошла интрузивное тело габбро-диабазов.

В районе Зуи древние породы залегают на сравнительно небольшой глубине от поверхности (215—370 м) и представлены зелеными хлорито-кварцево-карбонатными, хлорит-эпидот-карбонатными и тальково-кварцево-хлоритовыми сланцами с прослоем черных кварцево-карбонатных сланцев.

Возраст зеленокаменных пород в равнинном Крыму точно не установлен. М. В. Муратов (1960) высказывал предположение, что зеленые сланцы района с. Зуя могут оказаться, скорее всего, нижнепалеозойскими или протерозойскими. Аналогичное мнение высказывали также О. В. Снегирева и А. Е. Каменецкий (1965) в отношении возраста пород Симферопольского и Новоцарицынского выступов.

Подтверждением этих предположений является сходство пород, вскрытых в районе Зуи и Нижнегорска, с зелеными сланцами Южной Добруджи, которые относят к верхнему протерозою. Наконец, недавно Н. П. Семененко (1964) опубликовал данные о радиометрическом определении возраста валунов из конгломератов таврической серии, приннесенных из равнинного Крыма и имеющих возраст в интервале 820—900 млн. лет.

Таким образом, сейчас есть достаточно данных считать, что складчатое основание южной части Симферопольского выступа (район Зуи) и Новоцарицынского поднятия сложено верхнедокембрийскими породами и должно быть отнесено по времени формирования к байкальским складчатым структурам. Такой же возраст складчатого основания всей восточной части предгорий — от Симферополя до района Старого Крыма подтверждается составом галек в конгломератах юры и нижнего мела.

Среднеюрские конгломераты битакской свиты близ Симферополя содержат, по данным Т. И. Добровольской и О. В. Снегиревой (1962), многочисленную гальку кварцево-серицитовых, кварцево-хлорит-мусковитовых и других сланцев, полимиктовых песчаников, порфиритов, диоритов, окремелых туфов. Готерив-барремские конгломераты района Белогорска содержат гальку из хлорит-серицитовых сланцев и кварцитов и иногда целые глыбы этих пород. Такие же гальки очень обильны и в нижнемеловых конгломератах района Старого Крыма (Муратов, 1937). Эти гальки из среднеюрских и нижнемеловых конгломератов похожи по составу на породы, вскрытые скважинами в районе с. Зуи, и можно думать, что они происходят за счет размыва докембрийских, пород, слагающих основание прилегающей части равнинного Крыма.

Следует также отметить, что в составе складчатого основания равнинного Крыма помимо этих пород несомненно участвуют и изверженные породы — гранитоиды. На это указывают находки гранитных галек в конгломератах юры и мела.

Зеленые сланцы района с. Нижнегорска принадлежат, по всей вероятности, к наиболее древним породам. Они характеризуются наиболее сильно выраженным метаморфизмом. Сложенные ими структурные элементы фундамента в районе Новоцарицынского выступа обладают северо-восточным простиранием, чем отличаются от основания Симферопольского выступа, где простирание северо-западное и почти широтное. Это находит отражение и в наблюдаемом и остаточном гравитационном полях. Положительные остаточные гравитационные аномалии прослеживаются в виде цепочек от Азовского моря в направлении г. Белогорска, а также с. Тополевки и дер. Богатое. Как раз здесь в Предгорной гряде известны крупные глыбы зеленых сланцев в нижнемеловых конгломератах. Аномалии отвечают, по-видимому, простиранию участков, сложенных структурами байкальской складчатости в фундаменте, намечая Белогорско-Западно-Азовскую зону простираний (Л. Г. Плехотный).

Остаются пока неясными взаимоотношения структур фундамента Новоцарицынского и Симферопольского выступов, хотя и предполагается принадлежность их к единой древней тектонической зоне и одновозрастность слагающих их зеленокаменных пород. Несмотря на почти одинаковую степень метаморфизма, не исключено, что зуйские зеленые сланцы могут оказаться несколько моложе нижегорских, если учесть, что в скв. № 29 под ними вскрывались черные кварцево-карбонатные сланцы, сходные с породами палеозойского разреза.

Несомненно, совершенно другой, значительно более молодой комплекс сероцветных терригенных и карбонатных, а также магматических пород был вскрыт многими скважинами в пределах Новоселовского поднятия и на северных склонах Симферопольского выступа. В этом комплексе присутствуют несколько литологически различных толщ. По-

видимому, наиболее древняя толща аспидных сланцев сложена темно-серыми, почти черными, зачастую плейчатými углисто-серицито-кварцево-мусковитовыми и стально-серыми кварцево-слюдистыми сланцами с прослоями зеленых эпидот-хлоритовых и хлоритово-слюдистых сланцев (Новоселовская скважина № 3). Такая же толща аспидных сланцев образует нижнюю часть разреза Красновской скважины № 1 (интервал 1920—3020 м), весь разрез домеловых отложений мощностью 1200 м у с. Мельничного (северо-восточный склон Симферопольского поднятия) и, по-видимому, низы разрезов, вскрытых Новоселовскими скважинами № 3 и № 9.

В разрезах скважин Красновской № 1, Новоселовских № 1 и № 3 выше толщи аспидных сланцев выделяется другая толща, состоявшая из тонкого ритмичного переслаивания мелкозернистых серых известняков и кварцево-слюдисто-карбонатно-углистых сланцев. У с. Тарасовка (скв. № 1 и № 5) эта флишеподобная толща слагает весь вскрытый домеловой разрез мощностью 700 м.

Выше тонкослоистой толщи в скважинах № 1 и № 3 Новоселовских залегает третья толща полимиктовых разномасштабных песчаников, углисто-глинистых сланцев с прослоями песчаных зеленовато-серых и серых известняков и с прослоями в нижней части конгломерато-брекчий. Обломки и галька последних представлены псевдооолитовыми известняками и карбонатно-кремнистыми породами. Среди этой толщи глинисто-песчано-карбонатных пород встречаются многочисленные интрузивные тела (дайки и силлы) основного и среднего состава: кварцевых диабазов и габбро-диабазов, микродиоритов, кварцевых порфиритов и др.

Перекрываются метаморфические породы в скв. № 1 и № 3 Новоселовских маломощной пачкой слабоизмененных терригенных пород, относимых большинством исследователей к юре.

Наконец, в разрезе скв. Красновской № 1 толща переслаивания глинисто-песчано-карбонатных пород отсутствует, и здесь прямо на глинисто-карбонатную флишеидную толщу налегает толща эффузивов, представленных андезитовыми порфиритами и кварцевыми порфирами мощностью до 300 м.

В породах нижней толщи аспидных сланцев из скв. Новоселовской № 3 (интервал — 2348—2464 м) М. В. Жаркова определила споры *Trilobosonotriletes* sp., *Seiotriletes* sp., *Eurysonotriletes* sp., на основании присутствия которых эти породы были отнесены к карбону (Бурштар, 1960). Органические остатки — пыльца древних хвойных и споры вышших растений из группы *Zonotriletes* — обнаружены также в сланцах из интервалов 741—746 м скв. Красновской № 3. По заключению Е. М. Андреевой, они напоминают споры и пыльцу из отложений нижнего — среднего карбона Кузнецкого бассейна и Казахстана.

Описанный комплекс сероцветных метаморфических и эффузивных пород равнинного Крыма литологически весьма сходен с палеозойскими образованиями, вскрытыми в Западном Предкавказье (Песчанокопская, Ипатовская и другие скважины). Из прослоев известняков среди терригенных пород из Песчанокопской скважины № 1 Н. Ю. Редичкин определил фауну фораминифер, позволяющую отнести их к нижнему карбону (турне — визе).

Эти данные свидетельствуют о том, что по возрасту толщи аспидных сланцев и тонкого переслаивания терригенно-карбонатных пород описанных разрезов Новоселовских и Красновских скважин, скорее всего, относятся к нижнему, а может быть к среднему карбону. Верхняя толща переслаивания глинисто-песчано-карбонатных пород в разрезах скважин Новоселовских № 1, № 3 и Тарасовских № 1, № 5, по-видимому, также должна быть отнесена к карбону.

В пределах Новоселовского поднятия присутствуют и более сильно метаморфизованные зеленокаменные породы, вскрытые скв. № 2 у

с. Елизаветинка. Наблюдаемые в них реликтовые порфиристая и призматическая структуры позволяют предполагать, что зеленые актинолит-эпидотовые сланцы этого разреза образовались большей частью вследствие метаморфизма магматических пород основного и среднего состава. Подстилаются эти образования в скважине № 2 зеленовато-серыми и серыми хлорит-карбонатными, углисто-карбонатно-кварцевыми, кварцево-мусковито-гальковыми сланцами и известняками.

Зеленокаменные породы района с. Елизаветинка относятся, скорее всего, к среднему палеозою (девон — нижний карбон?). В пользу этого свидетельствует более слабый, чем в разрезе описанной выше Нижнегорской скважины, метаморфизм зеленых сланцев, а также наличие под ними прослоев углисто-карбонатно-кварцевых сланцев, характерных для нижнекаменноугольных отложений, вскрытых под нижним мелом южнее и восточнее с. Елизаветинки. Вместе с тем, конечно, не исключена возможность более древнего возраста этих сланцев (силур — нижний палеозой). Первично магматический состав зеленых сланцев позволяет рассматривать их в качестве образований начальной стадии развития палеозойского геосинклинального прогиба.

В нескольких пунктах равнинного Крыма под нижним мелом вскрыты породы, которые могут быть отнесены к палеозойскому комплексу с меньшей уверенностью — на основании редких находок органических остатков и петрографических особенностей отложений.

Севернее г. Евпатории, в западной части Новоселовского поднятия, близ с. Крыловка, пройдена мощная толща (около 600 м) своеобразных светло- и розовато-серых массивных окварцованных песчаников, ниже которой вскрыты брекчиевидные хлоритизированные зеленые аргиллиты, палеотипные андезито-базальты, андезитовые порфириты и туфы. Эффузивная толща залегает под углами 45—50°. Возраст ее не установлен, однако, судя по условиям залегания, она скорее всего также является палеозойской и тоже связана с начальным вулканизмом геосинклинали.

Вероятно, к палеозою относится толща довольно сильно дислоцированных карбонатных пород, вскрытых в фундаменте Березовского поднятия, севернее Новоселовского выступа, в районе с. Березовка. В скважинах № 2 и № 3 они представлены зеленовато-серыми тонкослоистыми, кварцево-карбонатно-слюдистыми сланцами и доломитами мощностью более 120 м, а в скважине № 1 — доломитами, переслаивающимися с песчаниками и алевролитами на карбонатном цементе. Ниже последних в скважине № 1 встречены кварцевый диабаз и темно-серый карбонатно-мусковитовый сланец.

Южнее Новоселовского поднятия, уже в пределах центральной части Альминской впадины, под меловыми отложениями у с. Николаевка, скважиной в прошлом году пройдена толща терригенных пород мощностью свыше 2000 м, представленных глинистыми сланцами, песчаниками и алевролитами.

В нижней части разреза выделяется пачка серых мелко- и среднезернистых окварцованных песчаников, с подчиненными прослоями глинистых сланцев (мощностью 200 м). Верхняя часть разреза сложена, в основном, глинистыми сланцами и слабоизвестковистыми аргиллитами, с тонкими (несколько сантиметров) прослоями песчаников. Породы слабо изменены — стадия раннего метатенеза. Углы падения по керну колеблются от 10—15 до 40—70°, возрастая с глубиной. Фаунистических остатков в породах Николаевского разреза не обнаружено.

Из интервала 3190—3195 м Николаевской скважины Е. М. Андреева определила споры и пыльцу растений: *Trachytriletes minutus* Ischenko, *Zeiotriletes pulvigerus* Ischenko, *Z. ficilis* Ischenko, *Podocarpites* sp. По ее заключению, этот комплекс растительных остатков характеризует возраст пород как верхний палеозой.

Литологически сходные породы пройдены у с. Найденовки, как раз в пределах седловины между Симферопольским и Новоселовским поднятиями.

Слабометаморфизованные глинистые сланцы стально-серого цвета вскрывались также в пределах северо-западных склонов Симферопольского выступа у с. Гвардейского. Эти породы залегают почти вертикально. Возраст их условно определяется как палеозойский.

В южной части Тарханкутского полуострова, в районе сел Октябрьского и Громова, в пределах брахиантиклиналей, осложняющих строение Тарханкутского вала, многими скважинами под нижним мелом вскрыта толща сланцев, состоящая из чередования углисто-глинистых, кремнисто-глинистых сланцев с прослоями полимиктовых песчаников и алевролитов. Среди них есть редкие прослои измененных порфиритов. Некоторые разновидности сланцев (Западно-Октябрьское поднятие, скв. № 35) очень сходны с однотипными породами Николаевского разреза. Отложения сравнительно слабо изменены процессами динамометаморфизма (катаклиз, окварцевание и частичная перекристаллизация цемента). Углы падения по керну колеблются от 10—30 до 50—60°. Мощность прослоев песчаников, играющих значительную роль в разрезе, достигает десятков метров.

Толща пронизана маломощными дайками и силлами основного и среднего состава. Участками породы интенсивно брекчированы, а в районе с. Октябрьского ороговикованы, что, вероятно, вызвано воздействием интрузивных тел кислого состава, залегающих здесь на больших глубинах. По-видимому, одна из таких интрузий вскрыта под нижним мелом несколько западнее, у с. Мелового. Породы интрузивного тела представлены светло-зеленовато-серыми гранодиоритами, отличающимися интенсивным катаклизом, милонитизацией, окварцеванием, хлоритизацией. Они очень сходны с верхнепалеозойскими биотитовыми гранодиоритами Ширванской площади в Западном Предкавказье.

Согласно данным Э. А. Новикова (1963), радиометрический возраст песчаников из скважины Октябрьской № 1 (интервал 2780—2784 м) составляет 186 млн. лет, что отвечает ранней юре по шкале 1964 г., изверженных пород из скважины № 2 (интервал 2939—2942 м) — 158 млн. лет (средняя юра), а кордиерит-кварцево-слюдистых сланцев из скв. № 4 (интервал 2654—2656 м) — 153 млн. лет. В результате определения калий-аргоновым методом радиометрического возраста гранодиоритов из скважины Меловой № 1 (интервал 3895—3899 м), выполненного при любезном содействии А. И. Шалимова в лаборатории ВСЕГЕИ, получены цифры радиометрического возраста 120+10 млн. лет, отвечающие раннему мелу.

Приведенные данные не могут считаться решающими при установлении возраста пород, так как исследованию подвергались или роговиковый биотит (в осадочных породах), или микроклин, являющийся продуктом калиевого метасоматоза гранодиоритов. Нельзя не учитывать, того, что известные в пределах основания Скифской плиты гранитные интрузии, как правило, не поднимаются в возрастном отношении выше палеозоя. С учетом этого важного обстоятельства приходится допускать возможность того, что рассматриваемый терригенный комплекс пород относится к верхнему палеозою. Следует, кроме того, отметить, что описанные образования литологически однотипны с породами Николаевского разреза и отличаются от них наличием интрузий и характером вторичных преобразований.

В Северном Присивашье у с. Балашовки под нижним мелом вскрыта толща интенсивно ороговикованных пород. Скважина № 5 прошла 350 м по ороговикованным аргиллитам (узловатым сланцам) и песчаникам, превращенным процессами контактного метаморфизма в кордиерит-слюдисто-амфиболовые роговики. Контактный метаморфизм вызван, по-

видимому, внедрением крупного интрузивного тела кислого состава, о наличии которого свидетельствуют жилки розового гранита микропегматитовой и аплитовой структуры, поднятые в шламе с глубины 2960 м в скв. № 5.

Описанная толща пород залегает под углами 30—60°. Возраст ее, судя по присутствию гранитных внедрений и метаморфизму, скорее всего верхнепалеозойский.

В пределах западного погружения Азовского вала у с. Стрелковое под нижним мелом вскрыты андезитовые порфириды и габбро-порфириды мощностью свыше 200 м, ороговикованные в верхней части толщи. Эти эффузивные породы могут быть отнесены предположительно к палеозойским, скорее всего среднепалеозойским.

Что касается толщи андезитовых порфиритов, вскрытых у с. Красновка, включающих пачки кварцевых порфиров, слагающих нижнюю часть толщи, то они, вероятно, более молодые. Наличие среди них прослоев глинистых сланцев и известняков, таких же, как и в подстилающей сланцево-карбонатной толще, относимой предположительно к карбону, позволяет считать их верхнепалеозойскими; в пользу этого же предположения свидетельствует относительно сильный характер вторичных изменений эффузивных пород. Однако не исключено, что они могут оказаться и еще более молодыми — нижнемезозойскими.

Все выявленные скважинами описанные породы палеозоя, а также относимые к палеозою предположительно распространены, как видно, в пределах Тарханкутского вала, Новоселовского поднятия, склонов Симферопольского поднятия, северной части Альминской впадины и, наконец, в пределах Северного Присивашья. Область их распространения занимает, следовательно, в целом значительную северную часть равнинного Крыма.

По общему характеру пород и их невысокому метаморфизму комплекс этих дислоцированных пород, протягивающийся в широтном направлении вдоль Новоселовского поднятия и Тарханкутского полуострова, напоминает палеозойские породы, вскрытые скважинами в Северном Предкавказье. Похожи они и на серию палеозойских пород Добруджи. В частности, породы центральной части Новоселовского поднятия сходны с карапелитовой свитой, которая состоит из чередования граувакковых песчаников и глинистых пород, и которую румынские геологи относят теперь к нижнему карбону. Ее сравнивают с кульмом Западной Европы.

Совершенно иной обособленный комплекс образуют карбонатные породы, выявленные несколькими скважинами в районе г. Евпатории. Здесь на юго-западном склоне Новоселовского поднятия вскрыта толща массивных, иногда оолитовых, интенсивно бракированных, метаморфизованных и доломитизированных известняков светло-серой, красноватой, красно-бурой и темно-серой окраски мощностью свыше 250 м, которые условно относились к перми или триасу. Имеются указания о нахождении в этих породах (скв. № 8) спорово-пыльцевых комплексов, характеризующих возраст их как лейас — низы средней юры. При тщательном изучении известняков (скв. № 10, глубина 1065, 1190 м) в них обнаружена фауна плохой сохранности. Органические остатки представлены часто встречающимися раковинами остракод, обломками криноидей, серпулами, багряными водорослями. Из фораминифер Я. И. Коломиец здесь определены: *Dentalina* sp., *Nodosaria* cf. *armeniensis* Ef., *Pararobuloides* sp., *Glomospira* et *borealis* Reitl., *Ammodiscus* sp. Наличие в известняках *Pararobuloides* sp., *Nodosaria* cf. *armeniensis* Ef. позволяет, по ее заключению, довольно условно относить вмещающие породы к верхней перми, однако не исключен и триасовый возраст этих известняков, тем более, что по внешнему виду они похожи на известняки триасового разреза Добруджи.

Находки переотложенной нижнепермской фауны в баррем-аптских известняках в районе с. Октябрьского на Тарханкутском полуострове свидетельствуют о возможном развитии подобных пород также на северных склонах Новоселовского поднятия.

Наряду с этими предположительно пермскими или триасовыми известняками, в недрах Альминской впадины, под толщей меловых и, может быть, юрских отложений, вероятно, присутствуют и настоящие пермские и намюрско-среднекаменноугольные известняки. О том, что эти породы пользовались в геологическом прошлом здесь широким распространением свидетельствуют крупные глыбы, включенные в глинистые толщи нижней юры в северо-западной части Крымских гор, а также гальки и глыбы карбонатных пород среди лейасовых, среднеюрских и нижнемеловых конгломератов.

Наиболее крупные глыбы присутствуют в таврической серии близ северо-западного края области ее выходов, в районе Симферополя, долины Бодрака, Альмы и Марты. Они приурочены к определенному горизонту среднего лейаса, выделенному А. И. Шалимовым. Этот глыбовый горизонт включает многочисленные обломки, глыбы и целые массивы разнообразных известняков длиной почти до сотни метров.

Глыбы эти залегают среди вмещающих глинистых пород, причем, благодаря большей крепости и устойчивости известняков против выветривания по сравнению с глинами, выступают в виде скал. Изучение разнообразной фауны из известняков этих глыб показало, что отдельные глыбы имеют различный возраст. Так, большая глыба (25 м в поперечнике) в долине р. Бодрака и у с. Трудолюбовка по фауне фораминифер, согласно данным А. Д. Миклухо-Маклая, относится к верхам нижнего карбона (намюрский ярус) или низам среднего карбона. Самая большая глыба (до 90 м в длину), находящаяся на правом берегу Симферопольского водохранилища в долине Салгира, содержит, согласно определениям О. Г. Туманской и А. Д. Миклухо-Маклая, фауну верхней перми. Многочисленные более мелкие глыбы известняков, рассеянные между с. Лозовое и Марьино в долине Салгира, содержат фауну среднего карбона, нижней и верхней перми. В долине Малого Салгира и на Альме известны также глыбы ниже- и верхнепермских известняков. Глыбы и обломки известняков в долине Альмы близ с. Дровянка были описаны еще А. С. Моисеевым и содержат ниже- и верхнепермскую, а также верхнетриасовую фауну. Глыба на р. Марте имеет верхнепермский возраст. Все эти глыбы попали во вмещающие породы вторичным путем.

Об их происхождении высказывались различные предположения. Первоначально К. К. Фохт полагал, что они залегают в ядрах антиклиналей среди более молодых пород, затем П. А. Двойченко считал их ядрами протыкания, пронзившими толщу сланцев наподобие своеобразных диапиров. Эти гипотезы были оставлены, поскольку при разработке известняков на щебень выяснилось, что они залегают в виде глыб на поверхности глинистых пород. Правда, Г. И. Сократов привел ряд соображений в пользу коренного залегания самых крупных глыб. А. С. Моисеев признавал их останцами шарьяжа или размытыми рифами, вовлеченными в складчатость. Наиболее вероятным является предположение, что глыбы представляют обломки коренных массивов, которые во время накопления вмещающих пород обвалились в море с соседних возвышенностей, и затем оползли по илистому морскому дну (Муратов, 1960). В результате они оказались погребенными в толще глинистых пород и теперь вымываются из них при денудации и размыве. Расположение глыб показывает, что снесены они с севера или северо-запада, из области нынешней окраины равнинного Крыма, в пределах которой в триасовое и юрское время располагались возвышенности. Присутствие описанных глыб указывает, что в составе фундамента равнинного Крыма присутствовали известняковые толщи карбона, перми и триаса, и что

они пользовались ранее достаточно широким распространением. Очень вероятно, что и сейчас под меловым чехлом Альминской впадины эти известняки сохранились на отдельных участках в виде останцов или целых массивов.

В районе Евпатории пермские или триасовые известняки, перекрывают дислоцированные палеозойские породы. В более южной области не исключено, что верхнекаменноугольные и пермские известняки залегают непосредственно на более древнем байкальском основании склонов Симферопольского поднятия. Иначе говоря, можно предполагать, что каменноугольные и пермские известняки образуют остатки самостоятельного комплекса, залегающего на более древнем палеозойском (до-среднекарбонном) и докембрийском основании и в свою очередь перекрытого более молодым мезозойским осадочным чехлом.

Не исключено, что в структурном отношении комплекс верхнепалеозойских пород (средний карбон — пермь) залегают, образуя обширные впадины (с крутыми крыльями и плоским дном), типа межгорных впадин других районов верхнепалеозойской складчатости.

Гальки пермских известняков, помимо северного склона Крымских гор, известны также на Южном берегу Крыма. Они были обнаружены в линзе конгломератов В. Г. Шипулиной и М. В. Муратовым на Масандровской горке близ Ялты, среди пород нижнеюрской части таврической серии. Крупные гальки этого конгломерата (до 20—30 см в поперечнике) содержат, по определению А. Д. Миклухо-Маклая (Миклухо-Маклай, Муратов, 1958), целый комплекс фораминифер верхней перми. Из этого же конгломерата В. И. Лебединский и Т. И. Добровольская (1962) описали гранитоидные гальки. Наличие крупных галек из известняков указывает на принос их здесь в поздне триасовый — раннеюрский геосинклинальный прогиб с юга, из области современного Черного моря. Это позволяет предполагать, что, следовательно, и к югу от современного горного Крыма в конце палеозоя существовало мелкое море, в котором происходило накопление тонкозернистых карбонатных осадков. Вероятно, они отлагались во впадине достаточно обширной, но не в геосинклинальном прогибе, а, скорее, или в межгорной впадине, как и на севере, или во впадине платформенного типа.

Верхнеюрские конгломераты нагорий Демерджи и Чатырдага близ Алушты, расположенные у южного края Крымских гор, содержат тоже очень разнообразную гальку метаморфических пород, а также гранитов и диоритов. По данным определений абсолютного возраста в Лаборатории Института минеральных ресурсов Академии наук УССР, граниты эти имеют позднепротерозойский возраст (Юрк, Добровольская, 1964). Кроме того в районе Балаклавы среди альбских отложений найдены глыбы различного рода гранитоидов. Гальки конгломератов горы Демерджи и упомянутые глыбы принесены сюда, скорее всего, с юга, из области современного Черного моря. Все это служит указанием на существование к югу от Крымских гор древних складчатых структур, сложенных метаморфическими породами и гранитоидами. Они, вероятно, и служили складчатым основанием для пермских известняков.

После образования Крымско-Кавказского геосинклинального прогиба в конце триаса — начале юры известняки перми подвергались размыву, следовательно, были подняты выше уровня моря вместе с тем складчатым основанием, на котором они отложились.

Все приведенные данные о залегании среднекаменноугольных и пермских пород на более древнем основании показывают необходимость выделения этих отложений в обособленный самостоятельный комплекс.

Что касается триасовых отложений, то они, конечно, могут участвовать в заполнении тех же впадин, которые слагают среднекаменноугольные — пермские породы, но могут образовать и более молодые структуры, залегающие в основании мезозойского платформенного чехла. Недавно

в северо-восточном Присивашье, в районе с. Ново-Алексеевка и г. Геническа, скважинами была вскрыта толща терригенных пород, представленная двумя толщами: в нижней части — тонкопереслаивающимися зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с прослоями гравелитов вскрытой мощностью 300 м; в верхней части — мелкообломочными зеленовато-серыми, реже пестроокрашенными конгломерато-брекчиями и гравелитами мощностью также около 300 м (скв. № 6). В направлении от с. Ново-Алексеевка к г. Геническу конгломерато-брекчии замещаются толщей зеленовато-серых хлоритизированных песчано-глинистых пород с прослоями гравелитов.

В составе обломочного материала конгломерато-брекчий и гравелитов отмечаются слюдястые сланцы, граниты, гнейсы, кристаллические сланцы и кварциты, принесенные, очевидно, со склонов Украинского кристаллического щита. Кроме того, присутствуют кремнистые породы, перекристаллизованные известняки, эффузивные породы типа альбитизированных базальтов и спилитов, источником которых, по-видимому, был палеозойский (?) массив, располагавшийся южнее, и, наконец, слабо измененные алевролиты и песчаники предположительно верхнепалеозойского возраста.

Описанная толща пород носит молассовидный характер. Фаунистических остатков в ней не установлено. Г. А. Орлова-Турчина (УкрНИГРИ) в этих породах определила палинологический комплекс с обильным содержанием древних хвойных, позволяющий, по ее мнению, предполагать раннемезозойский возраст пород. Сравнительно сильная измененность пород (хлоритизация, окварцевание), сходство их с конгломерато-брекчиями Ясенского разреза в Западном Предкавказье, состав обломочного материала говорят о возможной принадлежности их к орогенным образованиям конца герцинского цикла и позволяют сопоставлять их с пермо-триасовым комплексом Предкавказья. В данном случае, следовательно, отложения, скорее всего, низов (?) триаса участвуют в заполнении впадины типа межгорной или краевого прогиба у границы древней платформы и относятся к тому же комплексу, что и средний карбон-пермь.

Вместе с тем в равнинном Крыму сейчас во многих местах обнаружены триасовые и ниже- и среднеюрские породы, пользующиеся достаточно широким распространением и слагающие совершенно особый комплекс, представляющий уже нижний ярус осадочного чехла.

Буровыми скважинами южнее г. Саки, у с. Ново-Федоровки, под нижним мелом скважиной вскрыты фаунистически охарактеризованные раннемезозойские отложения, представленные темно-серыми известковистыми аргиллитами с тонкими прослоями алевролитов и известняков. Толща залегает довольно круто (углы по керну 20—80°) и почти не затронута вторичными процессами в отличие от глинистых сланцев и песчаников Николаевского разреза. В аргиллитах из интервала 944—965,7 м обнаружена фауна, среди которой Е. В. Краснов определил *Halobia bitneri* Moiss., *H. austriaca* Kittl и *Daonella* sp. Эти формы позволяют отнести вмещающие породы к карнийскому ярусу верхнего триаса.

Значительно шире распространены среднеюрские отложения, представленные глинистыми толщами, заполняющими часть Альминской впадины и, вероятно, значительную площадь Каркинитской и Сивашской, вплоть до склонов Новоселовского поднятия. На Чапаевском поднятии (к северу от Новоселовского) они были вскрыты скважинами и представлены пачкой песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью 50—140 м, содержащей тела измененных диабазов.

В Северном Присивашье среднеюрские породы с угловым несогласием залегают на описанных выше конгломератах и брекчиях триасовых пород. Они представлены толщей пологозалегающих, почти не из-

мененных темно-серых аргиллитов и алевролитов (скв. Геническая № 5 и № 2, скв. Ново-Алексеевская № 1) мощностью до 100 м, в которых обнаружена микрофауна: *Reinholdella media* (Kept.) и *R. cf. infracretacea* (Kart.). Присутствие последних определяет среднеюрский возраст пород (заключение Л. М. Голубничей и А. М. Волошиной).

Юрские терригенные толщи, видимо, заполняют грабенообразные Каркинитскую и Сивашскую впадины, выявленные в результате геофизических исследований (Гуревич, Червинская, 1962 и др.) и скрытые под чехлом меловых и кайнозойских отложений. В этих грабенах, образующих нижний этаж платформенных структур, мощность нижне- и среднеюрских пород может достигать значительной величины. Но эти породы, видимо, распространяются и за пределы грабенов, ложась на складчатое основание в пределах пологих крыльев Каркинитского и Сивашского прогибов, а также Альминской впадины.

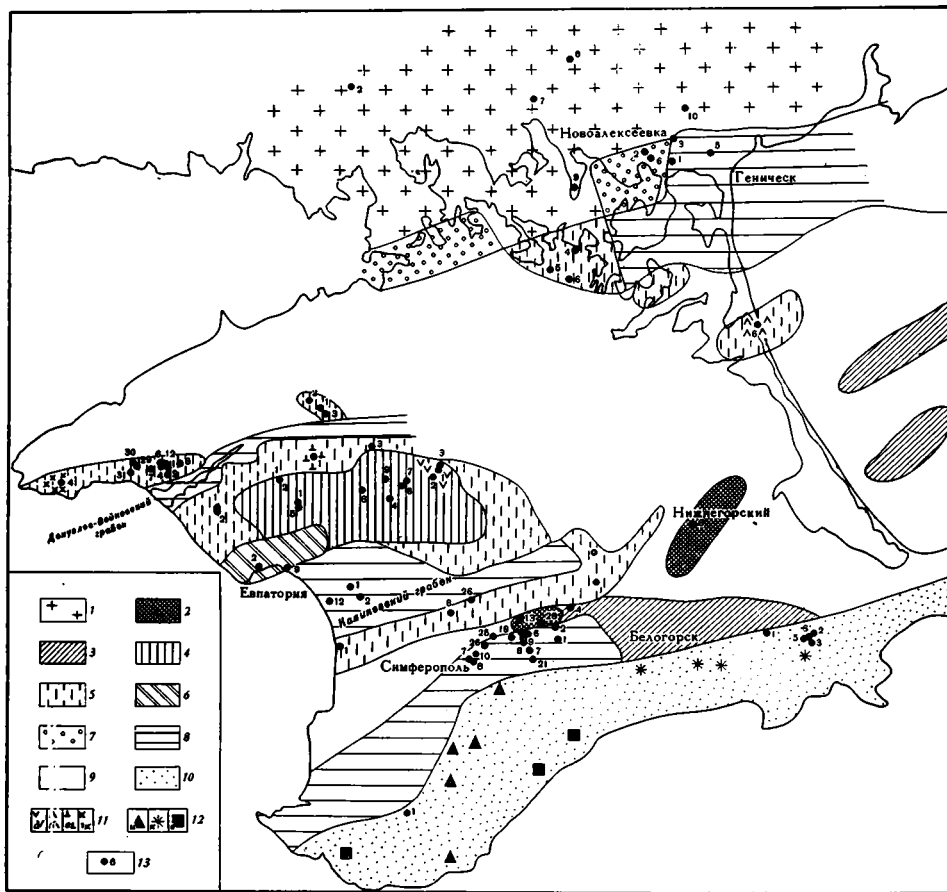


Рис. 1. Схема распространения палеозойских и докембрийских образований под меловыми отложениями в складчатом основании равнинного Крыма и соседних областей 1 — докембрийский фундамент Украинского щита и его склонов; 2 — складчатые верхнепротерозойские (рифейские) породы, вскрытые скважинами Нижнегорска и Зуи; 3 — то же, предполагаемые по геологическим и геофизическим данным; 4 — палеозойские породы, вскрытые скважинами на Новоселовском поднятии; 5 — предположительно палеозойские породы, вскрытые скважинами (Тарханкутский вал, Стрелковое, Балашовка, Николаевка и др.); 6 — пермские или триасовые известняки, вскрытые скважинами; 7 — нижнетриасовые песчаники, гравелиты, конгломераты; 8 — участки распространения глинистых толщ юры местами и триаса (Калиновский и Донузлавско-Войковский грабены, район Геническа, Битакско-Бахчисарайский прогиб); 9 — площадь, где породы складчатого основания не выявлены под чехлом меловых и, возможно, юрско-триасовых отложений; 10 — структуры горного Крыма; 11 — вскрытые скважинами магматические породы: А — андезитовые порфириты; Б — габбро-порфириты; В — диабазы; Г — гранодiorиты; 12 — глыбы и гальки пермских и среднекарбонных известняков (И), зеленых метаморфических сланцев (К) и гранитоидов (Г) среди юрских и нижнемеловых пород окраины горного Крыма; 13 — скважины

Как видно, в строении складчатого основания равнинного Крыма можно выделить три крупных комплекса осадочных и магматических пород. Древнейший из них характеризует байкальский этап геосинклинального развития территории современного Крыма и сложен зелеными метаморфическими сланцами, установленными в пределах Новоцарьдинского и Симферопольского выступов. Породы этого комплекса по возрасту отвечают, скорее всего, рифею.

Второй комплекс метаморфических пород сложен преимущественно сероцветными карбонатно-терригенными породами и сопровождающими их эффузивами спилито-диабазовой и андезитовой формации, отвечающими палеозойскому этапу развития фундамента Крыма. Эти образования пользуются широким развитием в пределах Новоселовского поднятия и установлены на северных склонах Симферопольского выступа. Возраст их, по всей вероятности, ниже- и среднепалеозойский.

Третий комплекс слабометаморфизованных пород, отвечающий по возрасту верхнему карбону — перми и, может быть, частично триасу, представлен карбонатными породами и терригенными песчано-глинистыми толщами (молассовидные отложения района с. Ново-Алексеевка и г. Геническа). Отложения эти развиты к северу и югу от Новоселовского поднятия и связаны с заключительным этапом палеозойского геосинклинального развития.

Триасовые и юрские отложения, известные в районе с. Ново-Федорка и северо-восточном Присивашье, принадлежат уже к комплексу, относящемуся, по-видимому, к начальным стадиям платформенного периода развития Скифской плиты.

На данном этапе изучения домеловых образований равнинного Крыма представляется возможным составить лишь схематическую геологическую карту домеловых отложений (рис. 1), отражающую одну из первых попыток расшифровки глубинного геологического строения равнинного Крыма. Судя по этой весьма ориентировочной картине домеловой поверхности территории, почти все крупные элементы современного структурного плана (Новоселовское поднятие, Альминская впадина, Каркинитско-Сивашская впадина, Индольский прогиб, Симферопольский выступ) находят отражение в домеловой структуре района. Вместе с тем структура Белогорско-Азовской зоны наиболее древних элементов складчатого основания равнинного Крыма глубоко погружена под осадочный чехол, и выступы ее слабо отражаются в структуре его поверхностных частей.

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА РАВНИННОГО КРЫМА

Приведенные данные позволяют сделать некоторые выводы о характере распространения докембрийских и палеозойских пород в основании равнинного и горного Крыма и построить схему его тектонической структуры.

Присутствие позднедокембрийских образований к северу от Симферополя, Зуи, Нижнегорска, а также, судя по галькам нижнемеловых конгломератов, в районе Белогорска и севернее Старого Крыма позволяет считать, что основание юго-восточной части равнинного Крыма сложено верхнепротерозойскими (рифейскими) породами, образующими часть срединного массива. По-видимому, такое же основание имеет и южная часть Альминской впадины. В этой части впадины на это основание ложатся, вероятно, прямо известняки среднего карбона и перми, о возможном наличии которых свидетельствуют многочисленные упомянутые выше глыбы известняков карбона и перми, присутствующие среди пород таврической серии по окраине горного Крыма.

Следовательно, довольно значительная южная и юго-восточная части равнинного Крыма обладают достаточно древним байкальским склад-

чатый основанием. Оно образует срединный массив, который можно назвать Средне-Крымским. К северу от него протягивается полоса более молодых пород палеозойского возраста, образующих систему складок примерно широтного простирания. Они слагают основание Тарханкутского вала и Новоселовского поднятия (рис. 2), а также, вероятно, основание северной половины Альминской впадины и склонов Симферопо-

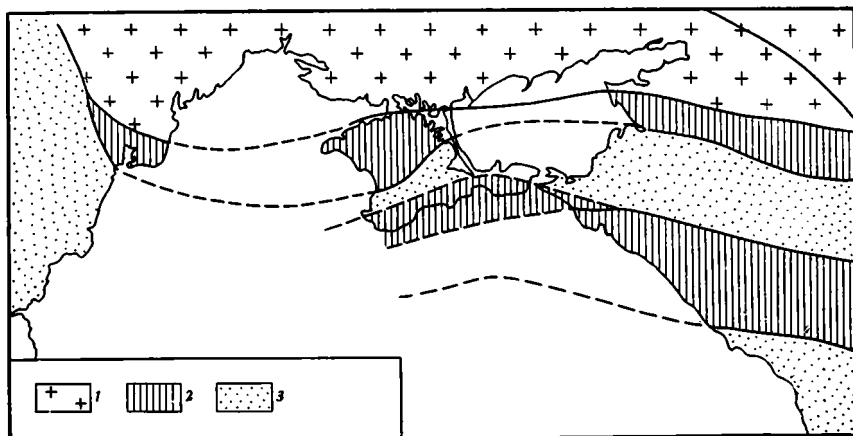


Рис. 2. Главнейшие тектонические элементы Крыма и сопредельных областей перед началом мезозоя

1 — Восточно-Европейская древняя платформа; 2 — Добруджинско-Тарханкутская и Кавказская геосинклинальные системы с позднепалеозойским (герцинским) возрастом складчатости; 3 — Срединные массивы с байкальским возрастом складчатости

польского выступа. Эту полосу можно рассматривать как зону палеозойского геосинклинального прогиба, который ограничен, вероятно, глубинными разломами. Один из них на севере отделяет ее от края Восточно-Европейской платформы, другой на юге — от Средне-Крымского срединного массива. В целом полоса палеозойских геосинклинальных образований является, очевидно, продолжением палеозойского геосинклинального прогиба Добруджи. Подобно ему, она имеет верхнепалеозойский герцинский возраст замыкания и складчатости и сопровождается вероятно верхнепалеозойскими гранитоидными интрузиями. На востоке продолжение Добруджинско-Тарханкутской палеозойской складчатой системы уходит в пределы дна Азовского моря. Далее она продолжается, слагая основание Азовского вала, в пределы Северного Кавказа, южнее Ейского полуострова.

Что касается основания горной части Крыма, то пока данные о его строении отсутствуют. Присутствие гранитных галек докембрийского возраста в конгломератах Демерджи и пермских известняков на Масандровской горке близ Ялты позволяет предположить, что к югу от горного Крыма располагался ранее докембрийский массив, прикрытый чехлом мелководных пермских известняков. Этот массив можно считать продолжением Закавказской (Грузинской) глыбы допалеозойского (байкальского) возраста. Однако в пределах самого горного Крыма и непосредственно к югу от него не исключено присутствие в качестве основания палеозойского геосинклинального складчатого прогиба. Данных в пользу такого предположения очень мало. Они заключаются в сопоставлении строения горного Крыма и Кавказа. Как известно, мезозойский геосинклинальный прогиб южного склона Главного Кавказского хребта заложился в лейасе, но при этом унаследовал положение палеозойского геосинклинального прогиба (Гамкрелидзе, 1966; Белов, Сомин, 1964). Так как есть основание считать, что Крымский геосинклинальный прогиб, в котором отлагалась таврическая серия верхнего триаса и нижней юры, является прямым продолжением Кавказского и вместе с ним

составляет Крымско-Кавказскую геосинклиналь, то, естественно, есть известные доводы в пользу возможного наличия под горным Крымом остатков палеозойского прогиба. Однако, конечно, не исключено, что в пределы Крыма палеозойский прогиб не распространялся, и здесь мезозойская геосинклиналь горного Крыма могла заложиться непосредственно на байкальском основании.

Результаты глубокого бурения севернее Краснодара служат известным подтверждением первого предположения. Скважина у с. Медведозская вскрыла на глубине более 4600 м пестроцветные породы, а затем известняки триаса или верхней перми, а под ними вошла в толщу аргиллитов и туфов палеозоя. Следовательно, в районе Краснодара продолжается палеозойское основание Передового хребта Северного Кавказа, и вполне возможно, что оно идет далее под Керченский полуостров и горный Крым.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ РАВНИННОГО КРЫМА

Приведенные выше данные о разделении складчатого основания равнинного Крыма на Средне-Крымский срединный массив с байкальским возрастом складчатости и Тарханкутскую систему верхнепалеозойской складчатости позволяют наметить основные черты истории формирования этого основания.

Область Крымского полуострова, так же как и прилегающая часть Черного моря, Кавказа и Балканского полуострова, испытала складчатость в конце протерозоя (рифей) и вошла в состав обширного пояса складчатой системы байкальского возраста (байкалитид), которая образовалась на всем пространстве между Восточно-Европейской и Африканской платформами.

В пределах этого обширного пояса байкалитид в палеозое образовались отдельные узкие геосинклинальные прогибы, из них две системы таких прогибов возникли на интересующей нас сейчас площади: Добруджинско-Тарханкутская и Кавказская. Первая из них в виде пологой дуги огибала край Восточно-Европейской платформы и в своей широтной части располагалась на площади современного равнинного Крыма. Вторая геосинклинальная система располагалась на территории современного Большого Кавказа. Как было уже упомянуто выше, Кавказский прогиб, возможно, продолжался в пределы современного горного Крыма, а также охватывал прилегающую часть дна современного Черного моря.

В результате процессов складчатости и замыкания этих прогибов на их месте образовались позднепалеозойские складчатые системы герцинид, разделенные байкальским срединным массивом. В конце палеозоя на их месте возникли горные гряды. Вместе с их ростом во второй половине карбона и перми образовались обширные впадины типа межгорных котловин заключительного этапа, которые при своем формировании покрыли обширные пространства не только герцинской складчатой системы, но и соседних массивов байкальского возраста. Возможно, что в это время в равнинной части Крыма уже возникла Альминская впадина, в которой можно предполагать широкое распространение известняков среднего карбона и перми. Не исключено, как уже сказано, что подобная же впадина образовалась к югу от Крыма, на месте северной части дна Черного моря.

Все вместе — срединные массивы байкальского возраста, складчатые системы верхнего палеозоя и межгорные впадины с заполняющими их верхнепалеозойскими осадками образовали складчатое основание Скифской плиты, а также Крымско-Кавказской геосинклинальной системы.

К началу мезозоя складчатые системы верхнепалеозойского возраста представляли собой горные гряды, в которых дислоцированное основание было высоко приподнято. Межгорные впадины и срединные массивы были относительно опущены и частью прикрыты отложениями верхнего палеозоя, представленными главным образом известняками среднего карбона и перми и, возможно, также отложениями нижнего триаса. На такого рода складчатом палеозойском субстрате, прикрытом местами осадочным чехлом, развились структуры альпийского периода развития.

Литература

- Альбов С. В. Деякі дані про палеозой в Криму. Геол. ж. АН УССР, т. XXII, вып. 1964.
- Белов А. А., Сомин М. Л. О преднижнеюрском несогласии в Сванетии. Докл. АН СССР, т. 159, № 1, 1964.
- Бурштар М. С. Геология и нефтегазоносность платформенных областей Предкавказья и Крыма. Госоптехиздат, 1960.
- Бурштар М. С., Каменецкий А. Е. Новые данные о геологии и нефтегазоносности центральной и западной части степного Крыма. Сов. геология, № 1, 1962.
- Гамкрелдзе П. Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. Геотектоника, № 3, 1966.
- Глушко В. В., Богаец О. Т. и др. До питання про палеозойські відклади в Криму. Геол. ж. АН УССР, т. XXVI, вып. 5, 1961.
- Гуревич Б. Я. Новые данные о тектонике степного Крыма. Сов. геология, № 9, 1959.
- Гуревич Б. Я., Чирвинская М. В. К вопросу о тектонике Причерноморской впадины. Сов. геология, № 4, 1959.
- Дикенштейн Г. Х. Тектоника степного и предгорного Крыма. Сов. геология, № 59, 1957.
- Добровольская Т. И. Литологическая характеристика лейасовых конгломератов района Ялты. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 1, 1964.
- Добровольская Т. И., Сальман Г. Б. О готерив-барремских конгломератах восточного Крыма. Докл. АН СССР, т. 113, № 6, 1960.
- Добровольская Т. И., Снегирева В. В. Конгломераты битакской свиты Крыма. Докл. АН СССР, т. 143, № 6, 1962.
- Дубинский А. Я. Основные этапы тектонического развития южного обрамления Русской платформы в палеозое. Сов. геология, № 6, 1962.
- Дубинский А. Я., Варданянц Л. А. Складчатый фундамент Ясинско-Ленинградской антиклинальной полосы в северо-западном Предкавказье. Докл. АН СССР, т. 136, № 2, 1961.
- Каменецкий А. Е. Тектоника равнинного Крыма. Тр. ВНИГРИ, вып. 3., Госгеолтехиздат, 1963.
- Лагорио А. Е. О кристаллических сланцах, впервые найденных на Таврическом полуострове. Тр. Варшавск. о-ва Ест., Варшава, 1894.
- Лебединский В. И., Добровольская Т. И. О проявлении палеозойского магматизма на юге Крымской геосинклинали. Докл. АН СССР, т. 145, № 2, 1962.
- Летавин А. И., Редичкин Н. А., Савельева Л. Нижнепермские отложения степного Крыма. Докл. АН СССР, т. 156, № 2, 1964.
- Лычагин Г. А. Геологическое строение и история развития Крымского полуострова. Ин-т минер. ресурсов АН УССР. Тр. вып. 1, Симферополь, 1957.
- Миклухо-Маклай А. Д., Муратов М. В. О каменноугольных и пермских породах горного Крыма. Изв. высш. учебн. завед., Геол. и разв., № 8, 1958.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. П., Маловицкий Я. П. Тектоника Предкавказья. Госгеолтехиздат, 1963.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. Тектоника юга Европейской части СССР. В кн.: «Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы Юга СССР». Изд-во «Наука», 1966.
- Муратов М. В. Геологический очерк восточной оконечности Крымских гор. Тр. Моск. геол.-развед. ин-та, т. XII, 1937.
- Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. Госгеолтехиздат, 1960.
- Новиков Э. А. Об абсолютном возрасте метаморфизованных сланцев Тарханкутского полуострова. Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол. и геофиз., вып. 3, 1963.
- Новиков Э. А. и Шалимов А. И. Некоторые новые данные о залегании и возрасте кристаллических сланцев горного Крыма. Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., № 2, 1965.
- Савицина Г. О., Плахотный Л. Г. Нові дані про природу новоцарицинської гравітаційної аномалії. Доп. АН УССР, № 6, 1965.
- Семеновко Н. П. Геолого-тектоническая карта Украинского кристаллического щита. Изд-во УССР, Киев, 1964.
- Снегирева О. В., Шаля А. А. Некоторые особенности эпигенеза и метаморфизма палеозойских и мезозойских пород Крыма. Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., № 10, 1966.

- Снегирева О. А., Каменецкий А. Е. Основные черты геологического развития Крыма. Тр. ВНИИГаз, вып. 25 (33), Изд-во «Недра», 1965.
- Туманская О. Г. Пермо-карбонные отложения Крыма, ч. I и II. Изд. Гл. геол.-разв. упр. 1935.
- Фохт К. К. О древнейших осадочных образованиях Крыма: Тр. СПб. о-ва естеств., т. XXXII, вып. 1, стр. 302, 1904.
- Черняк Н. И. К истории развития Причерноморской впадины. Тр. Укр. НИГРИ, вып. 2, Гостоптехиздат, 1959.
- Черняк Н. И. О тектонической структуре степного Крыма и перспективах его нефтегазоносности. Тр. Укр. НИГРИ, сб. III, Гостоптехиздат, 1963.
- Черняк Н. И. К истории развития южной окраины Русской платформы. Тр. Укр. НИГРИ, вып. V, Гостоптехиздат, 1963.
- Черняк Н. И., Швембергер Н. А. Тектоническое развитие западной части Скифской платформы в меловое и палеогеновое время. Материалы по региональной геологии СССР. Изд-во «Недра», 1964.
- Шалимов А. И., Миклухо-Маклай А. Д. Стратиграфическое положение глыб пермских известняков в бассейне р. Альмы. Изв. высш. учебн. завед., Геол. и разв., № 9, 1960.
- Шерик Е. А. Степной Крым, западное и центральное Предкавказье. Тектоника нефтегазоносных областей, т. II, Гостоптехиздат, 1958.
- Юрк Ю. Ю., Добровольская Т. И. Рифейские и палеозойские валуны гранитов Крыма. Докл. VII Конгресса Карпато-Балканской геол. ассоц., т. III, София, 1965.
- В. Янович, Д. Джюшке, В. Мутихак, О. Мирэуде, М. Кириак. Общий обзор геологии Добруджи. Карпато-Балканская геологическая ассоциация. Гид. экскурсий, V конгресс, Бухарест, 1961.

Геологический институт АН СССР
Трест «Крымнефтегазразведка»
г. Симферополь
Украинский научно-исследовательский
геолого-разведочный институт
г. Львов

Статья поступила
10 февраля 1968 г.

M. V. MOURATOV, V. G. BONDARENKO, L. G. PLAKHOTNY
AND N. I. CHERNYAK

THE STRUCTURE OF THE BASEMENT OF THE CRIMEAN PENINSULA

The study of much evidence obtained from drilling that has been conducted during recent years permits zones different in the composition and metamorphism of comprising rocks to be distinguished in the basement of the plain of the Crimean Peninsula. East of Simferopol, along the foothills and in the Nizhnegorsk area, there is identified a region underlain by mostly metamorphosed rocks, chloritic-sericitic ones and similar schists, which are assigned a Riphean age by the authors, according to the correlation with Dobrogea, Rumania. They attribute the orogenic zone composed of these rocks to the Baikalian orogenic system and call it the Sredne-Krymskiy median mass. In the region of the Novoselovskoe uplift, folded but less metamorphosed rocks were encountered, these being volcanics, shales and sandstones comprising the Paleozoic geosynclinal complex. In a number of places along the periphery and outside of the Novoselovskoe uplift, shales and sandstones of an unknown age (presumably Paleozoic) were drilled through. The authors believe the orogenic complex to be a direct continuation of the Hercynian fold ed structures of Dobrogea and call it the Dobrudzhinsko-Takhankutskaya system.

The authors include into the third complex Permian and Triassic limestones found in boreholes, drilled in the Eupatoria area, and Permian and Middle Carboniferous limestones (probably occurring at depth within the Alma basin) whose blocks are known from the margins of mountain Crimea. This complex belongs to the Hercynian final stage. On the basis of all the data available, Upper Proterozoic and Paleozoic geosynclinal zones are identified in the basement of the Crimea, and these zones had given rise to the Baikalian and Hercynian orogenic systems.

Geological Institute of Academy of Sciences of USSR
Krymneftegazrazvedka Trust
Ukrainian Research Institute of Geological Exploration

УДК 551.24 (262.5 + 262.54)

**Б. К. БАЛАВАДЗЕ, В. Е. БУРАКОВСКИЙ, И. А. ГАРКАЛЕНКО,
В. И. ГОЛОВИНСКИЙ, В. П. ГОНЧАРОВ, Б. Л. ГУРЕВИЧ,
В. И. КОРНЕЕВ, Я. П. МАЛОВИЦКИЙ, А. П. МИЛАШИН,
Ю. П. НЕПРОЧНОВ, М. Р. ПУСТИЛЬНИКОВ, В. Б. СОЛЛОГУБ,
Л. И. ЦЕРЕТЕЛИ, А. В. ЧЕКУНОВ, Н. И. ЧЕРНЯК,
М. В. ЧИРВИНСКАЯ, А. Н. ШАРДАНОВ**

ТЕКТОНИКА ОБЛАСТИ ЧЕРНОГО И АЗОВСКОГО МОРЕЙ

В последние годы на акваториях Черного и Азовского морей усилиями многих организаций проведены морские геофизические исследования, данные которых позволяют решить ряд важных вопросов региональной тектоники. Авторами составлена новая тектоническая карта региона, учитывающая все имеющиеся материалы. В качестве основных структурных областей выделены области допалеозойской Восточно-Европейской платформы (Украинский щит) Средиземноморского пояса. Последний в современном структурном плане подразделяется на Причерноморский прогиб (зона сочленения древней и молодой платформы), Скифскую плиту, зону мезозойской складчатости, области альпийской складчатости, Индоло-Кубанский краевой прогиб и Черноморскую впадину. В пределах каждой из упомянутых зон произведено районирование на основе структурно-генетических признаков. Большое значение в истории развития и современной структуре области имеют зоны глубинных разломов (субширотных и субмеридиональных), которые разделяют ее на крупные блоки.

Изучение глубинного строения дна Черного и Азовского морей имеет большое значение для решения важнейших вопросов геотектоники и в то же время представляет немалый практический интерес, так как в пределах рассматриваемых акваторий располагаются значительные части Азово-Кубанской, Рионской и других нефтегазоносных провинций. За последние годы усилиями многих организаций здесь проведены морские геофизические исследования. Материалы этих работ позволяют решить многие неясные ранее вопросы региональной тектоники и поставить целый ряд новых проблем.

Различные тектонические схемы уже предлагались ранее для отдельных участков рассматриваемого региона (Ю. П. Непрочнов, В. П. Гончаров, Б. Л. Гуревич, М. В. Чирвинская, В. Б. Соллогуб, Я. П. Маловицкий и др.). В настоящее время в связи с созданием обобщающих тектонических построений назрела необходимость объединить усилия организаций, непосредственно занимающихся изучением Азово-Черноморского бассейна и прилегающих территорий, и создать единую тектоническую карту, всесторонне отражающую имеющийся фактический материал. Первый этап такой работы, начатой по инициативе Отделения морских геофизических работ ВНИИГеофизики, был завершен в 1965 г. В составлении карты принял участие большой коллектив исполнителей: В. И. Головинский, В. В. Ласкина, Я. П. Маловицкий, А. П. Милашин (Отделение морских геофизических работ), В. П. Гончаров, Ю. П. Непрочнов, А. Ф. Непрочнова (Институт океанологии АН СССР), И. А. Гаркаленко (трест «Днепрогеофизика»), Т. С. Лебедев, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов (Институт геофизики АН УССР), М. В. Чирвинская (трест «Укргеофизразведка»), В. Е. Бураковский, Т. А. Гончарова,

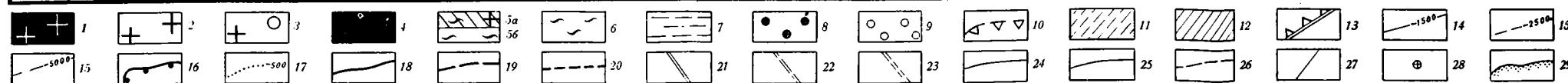
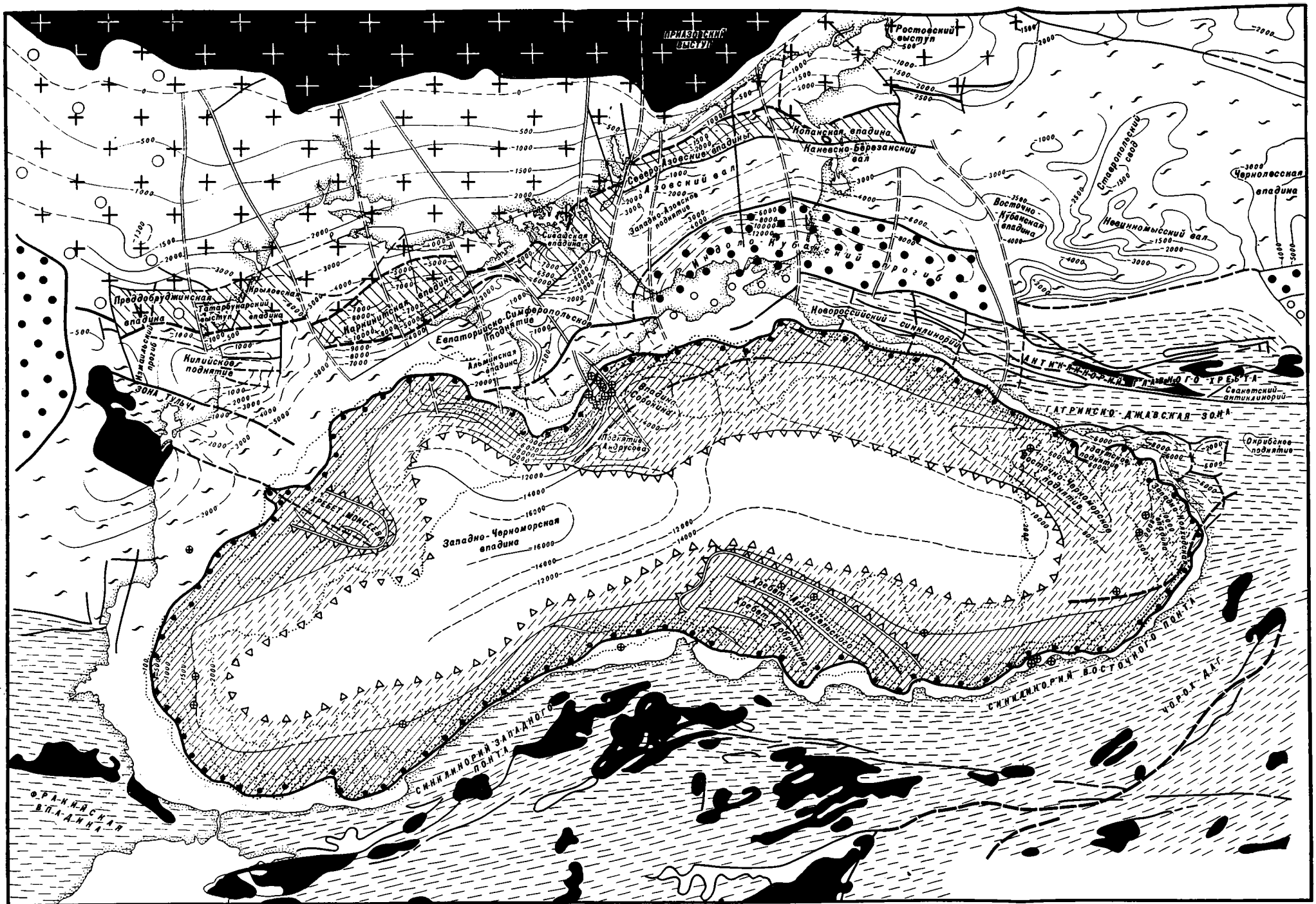


Рис. 1. Тектоническая карта дна Черного и Азовского морей и сопредельных территорий

Области докембрийской Восточно-Европейской платформы: 1 — выходы на поверхность кристаллического основания; 2 — области Восточно-Европейской платформы с мезо-кайнозойским осадочным чехлом; 3 — области Восточно-Европейской платформы, с палеозойским и мезо-кайнозойским осадочным чехлом. Область Средиземноморского пояса; 4 — выходы на поверхность складчатого палеозойского основания; 5а — области Скифской плиты, с осадочным чехлом; 5б — Причерноморский прогиб; 6 — зона мезозойской складчатости; 7 — области альпийской складчатости (штрихи — по простиранию); 8 — краевые прогибы на платформенном основании; 9 — краевые прогибы с неустановленным основанием; 10 — центральная (внутренняя) зона Черноморской впадины (область отсутствия «гранитного» слоя, по данным ГСЗ); 11 — промежуточная зона Черноморской впадины; 12 — структурные зоны различного генезиса, вовлеченные в опускание мегавпадины (Периферийная зона Черноморской впадины); 13 — контуры горных систем, погруженных в Черное море. Прочие обозначения: 14 — стратизогипсы подошвы осадочного чехла, по данным бурения и КМПВ, м; 15 — то же, выделенные менее уверенно, по данным сейсморазведки и электроразведки; 15а — то же, предполагаемые, по данным гравиразведки и магниторазведки; 16 — край материковой отмели (современная граница Черноморской впадины); 17 — изобаты, м; 18 — зоны глубинных разломов, разделяющих крупные геотектонические области; 19 — то же, выделенные менее уверенно; 20 — то же, предполагаемые; 21 — зоны крупнейших погребенных поперечных нарушений; 22 — то же, выделенные менее уверенно; 23 — то же, предполагаемые; 24 — региональные разломы, разделяющие крупные тектонические блоки; 25 — то же, выделенные менее уверенно; 26 — то же, предполагаемые; 27 — прочие разрывные нарушения; 28 — эпицентры некоторых землетрясений в пределах моря; 29 — береговая линия.

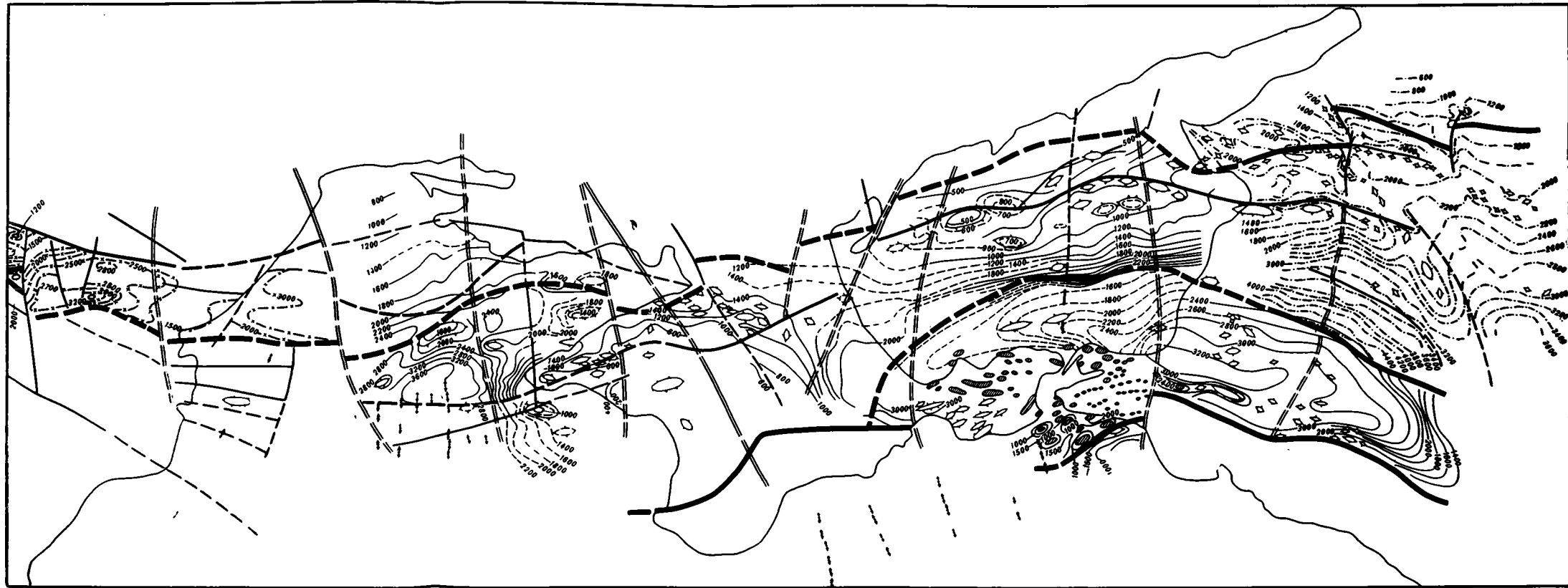


Рис. 2. Схематическая структурная карта северной части Азово-Черноморского региона по различным горизонтам в мезозойских и третичных отложениях:

1 — стратозогипсы подошвы юрских отложений, м; 2 — стратозогипсы различных горизонтов вблизи от кровли меловых отложений, м; 3 — стратозогипсы кровли майкопских отложений, м; 4 — стратозогипсы кровли сантонского яруса, м; 5 — зоны глубинных разломов, разделяющих крупные неотектонические области; 6 — то же, выделенные менее уверенно; 7 — то же, предполагаемые; 8 — зоны крупнейших погребенных поперечных нарушений; 9 — то же, выделенные менее уверенно; 10 — то же, предполагаемые; 11 — региональные разломы, разделяющие крупные тектонические блоки; 12 — то же, выделенные менее уверенно; 13 — то же, предполагаемые; 14 — прочие разрывные нарушения; 15 — локальные поднятия; 16 — диапировые складки; 17 — антиклинальные перегибы

Б. Л. Гуревич, Н. И. Черняк (УкрНИГРИ), М. Р. Пустильников (Краснод. фил. ВНИИГеофизики), В. И. Корнеев (трест «Краснодарнефтегеофизика»), А. Н. Шарданов (Краснод. фил. ВНИИНефть), Б. К. Балавадзе, П. Ш. Миндели (Институт геофизики АН ГрузССР), Л. И. Цетрели (Грузинская геофизическая экспедиция). Общее редактирование карты выполнил Я. П. Маловицкий.

В основу легенды тектонической карты положены принципы, принятые для Международной тектонической карты Европы и тектонической карты Евразии. В качестве основных геоструктурных областей, характеризующихся резко различными строением и историей геологического развития в соответствии с последними работами В. Е. Хаина (1962) и М. В. Муратова (1964), выделены области допалеозойской Русской платформы и Средиземноморский пояс (рис. 1, 2).

1. ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Допалеозойская Восточно-Европейская платформа представляет собой зону древнейшей консолидации, в пределах которой платформенный режим установился еще в протерозойское время. Структура поверхности кристаллического фундамента платформы (подшвы осадочного чехла) показана на карте системой стратоизогипс. В отличие от ранее изданных схем, на карте выделены области, где осадочный чехол представлен только мезо-кайнозойским комплексом отложений и области с палеозойским и мезо-кайнозойским осадочным чехлом, что позволяет отразить разницу в истории геологического развития между юго-западными и южным склонами Украинского щита в палеозойскую эру.

Входящий в изучаемый район участок Восточно-Европейской платформы по поверхности фундамента представляет собой пологую моноклинал, погружающуюся в южном направлении. Глубина залегания фундамента на юге, у границе со Скифской платформой, изменяется от 1000—1500 м в Азовском море до 3000—4000 м в северном Присивашье и в районе северо-западного побережья Черного моря. Важная роль в строении фундамента принадлежит глубинным разломам, среди которых выделяются две основные группы — группа субмеридиональных и группа субширотных разломов. Образование субмеридиональных разломов, продольных по отношению к складкам фундамента, Г. К. Кужелов (1957) связывает с геосинклинальной стадией развития этой территории.

Вопрос о южной границе Восточно-Европейской платформы требует специального обсуждения. Большинство исследователей рассматривают эту границу как глубинный разлом (краевой шов), вдоль которого происходит резкая смена докембрийского фундамента на палеозойский (рис. 3). Однако данных глубокого бурения, которые являются решающими при установлении точного положения рассматриваемой границы, пока еще совершенно недостаточно. Поэтому основные материалы для ее выделения и прослеживания являются результаты геофизических методов разведки. Сложно дифференцированное, обычно положительное, магнитное поле Украинского щита, характеризующееся преимущественным развитием элементов северо-западного и субмеридионального простираний, сменяется по этой границе слабо напряженным, практически безаномальным полем над фундаментом молодой Скифской платформы. Гравитационное поле докембрийской платформы также характеризуется преимущественно субмеридиональными и северо-западными простираниями аномалий. В целом положительное поле силы тяжести Украинского щита, осложненное региональными субмеридиональными максимумами, сменяется к югу от линии Таганрог — Бердянск — Каховка — Херсон — устье Днестровского лимана — Татарбунары — Комрат полем пониженной интенсивности с преобладанием элементов субширотных простираний, характерных для Скифской платформы.

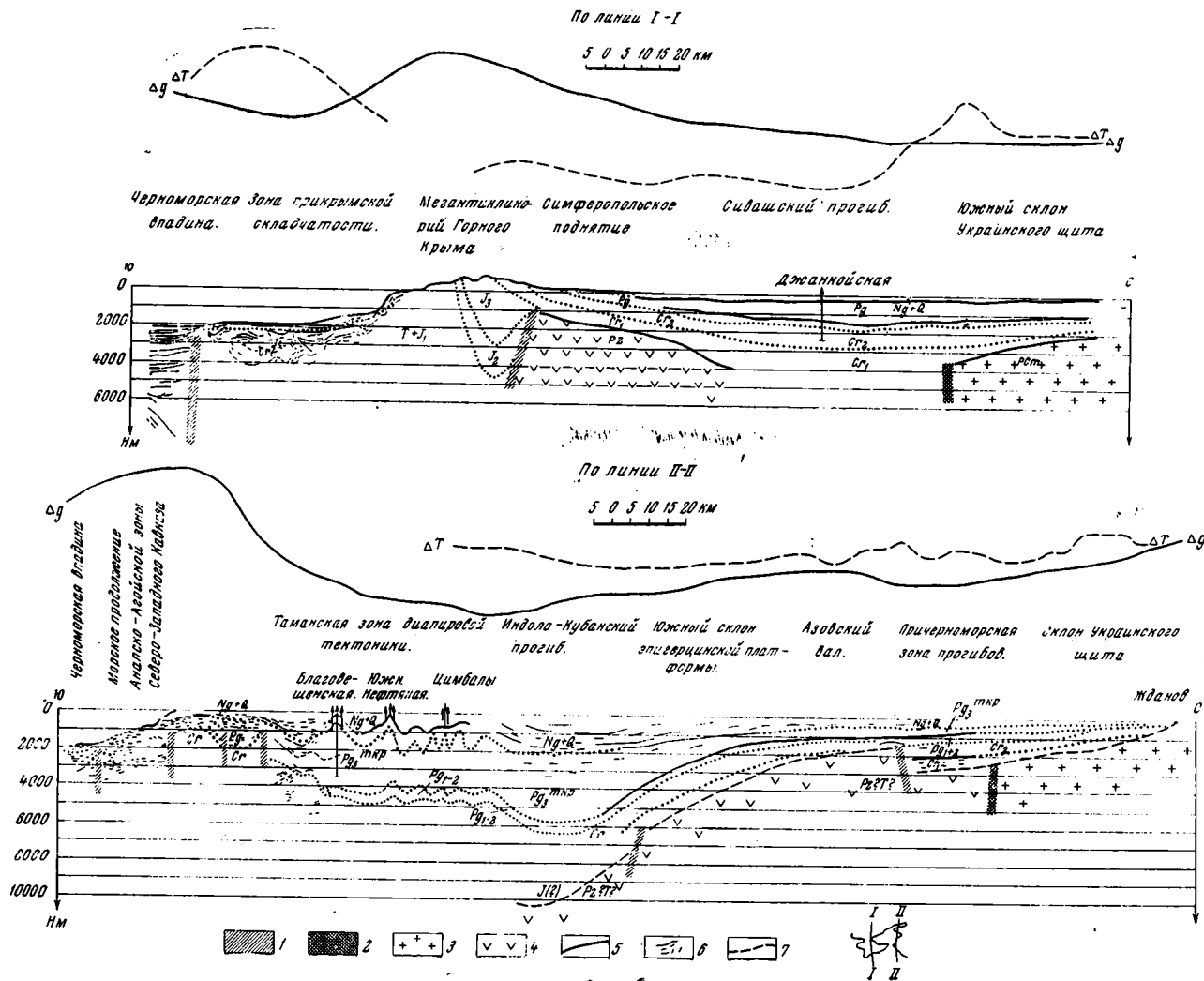


Рис. 3. Схематические геолого-геофизические разрезы

1 — разрывные тектонические нарушения; 2 — докембрийский фундамент; 3 — палеозойский фундамент; 4 — предполагаемая подошва осадочного чехла; 5 — опорные сейсмические горизонты; 6 — отражающие границы; 7 — границы стратиграфических подразделений

По-видимому, эта линия соответствует простиранию зоны глубинных разломов, разделяющих участки с различным строением земной коры, что подтверждается данными профиля ГСЗ, проходящего через Белозерский гравитационный максимум (Соллогуб и др., 1963). Основываясь на рассмотренных изменениях магнитного и гравитационного полей, а также на некоторых данных бурения и ГСЗ, границу между Русской и Скифской платформами можно, с различной степенью уверенности, проследить от западного берега Черного моря до Северо-Западного Предкавказья. Выяснение более точного ее положения — задача дальнейших исследований.

2. ОБЛАСТЬ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Области Тетиса представляют собой сложную систему геосинклинальных прогибов, заложившихся в верхнепротерозойское — раннепалеозойское время по системе субширотных глубинных разломов между древними Русской и Аравийской платформами. Учитывая основные различия отдельных частей Тетиса в истории геологического развития и современном структурном плане, мы выделили здесь главные геотектонические элементы: Причерноморский прогиб, Скифскую платформу, Индо-Кубанский краевой прогиб, зону мезозойской складчатости, альпийские складчатые области и Черноморскую впадину.

Причерноморский прогиб

Причерноморский прогиб, в современном его понимании, выделяется по материалам бурения и геофизических исследований в пределах левобережья нижнего течения рек Дуная и Прута, крайней северо-западной части Черного моря, Сивашей, северной части Азовского моря и Ейского полуострова (Гуревич, Чирвинская, 1959) и состоит из системы впадин, разобщенных седловинами. Некоторые исследователи (М. Р. Пустильников, М. В. Чирвинская) включают в состав Причерноморского прогиба также Восточно-Кубанскую впадину («прогиб», по М. Р. Пустильникову). От южного склона Украинского щита на севере и цепи валообразных поднятий Скифской платформы на юге эта зона отделена полосами субширотных разрывных нарушений, которые обычно проявляются и в строении осадочного чехла, во всяком случае в структуре нижней его части. Сравнительно хорошо прослеживается южная система сбросов. Северная граница изучена хуже и на некоторых участках проведена предположительно. Важнейшие впадины Причерноморского прогиба отделены друг от друга субмеридиональными разломами, которые образуют своеобразную ступенчатость. Характерной чертой впадин является их асимметрия, при более крутых, разбитых ступенчатыми системами сбросов, южных крыльях (см. рис. 3). В качестве особенности развития этих депрессий может быть отмечена миграция их осей к северу (Гордиевич, Палий, Чернявский, 1965). Во всяком случае это имело место в прогибах, расположенных к западу от Азовского моря в период от среднеюрского до верхнемелового времени. Наиболее глубокой депрессией рассматриваемой зоны является Каркинитская впадина, в юго-западной части которой подошва платформенного чехла погружается, предположительно, на глубину более 8—10 км (Бокун и др., 1966).

Наиболее изучены верхнемезозойские и кайнозойские отложения Причерноморского прогиба, строение которых представляется в достаточной мере сложным. Большая группа локальных поднятий выделяется в толще меловых и палеогеновых отложений Каркинитской впадины, разбитых серией субширотных и субмеридиональных нарушений (см. рис. 2). На участке Северо-Азовских впадин локальные поднятия в меловых отложениях (Южно-Бердянское и Белосарайское) приурочены к южному крылу субширотного разрыва. Материалы бурения и гео-

физических исследований свидетельствуют о затухании разрывов и упрощении структурного плана Причерноморского прогиба в течение верхнего мезозоя и кайнозоя. На более изученных участках удается установить скачкообразное изменение структуры осадочного чехла, что позволяет разделить верхнемезозойско-кайнозойские отложения на два структурных комплекса. В Преддобруджье резкое выполаживание и упрощение структурного плана происходят на границе нижнемеловых и верхнемеловых отложений. В пределах Северо-Азовских впадин такое резкое изменение условий залегания происходит приблизительно у кровли эоцена. Зоны разрывов и локальные поднятия в толще меловых и нижнепалеогеновых отложений почти не находят здесь своего отражения в структуре майкопских и более молодых образований.

Все эти данные показывают, что Причерноморская зона впадин пережила длительную и сложную историю геологического развития, существенно разную для различных ее элементов. Общим для всех этих впадин является то, что они расположены в полосе сочленения древней Русской и молодой Скифской платформ и испытали в мезо-кайнозойское время интенсивное компенсированное погружение.

Скифская плита

Скифская плита, выделенная впервые М. В. Муратовым (1955), является молодой платформенной областью, причленившейся в конце палеозоя — начале мезозоя к древней Восточно-Европейской платформе. Вопрос о ее северной границе был рассмотрен выше. Южная граница Скифской платформы совпадает на Кавказе с Пшекиш-Тырныаузской зоной разломов и Ахтырским разломом (Шарданов, 1960), совмещаясь с цепочкой линейных максимумов магнитного поля, вероятно отображающих влияние внедрившихся по глубинному разлому основных и ультраосновных пород. С положением Ахтырского разлома также хорошо совпадает гравитационная ступень на южном борту Индоло-Кубанского краевого прогиба. Далее на запад осевая линия региональных магнитных максимумов может быть продолжена через наиболее погруженную часть Индоло-Кубанского прогиба. Магнитные максимумы, расположенные к западу от Севастополя, а также крупная магнитная аномалия, зарисованная при детальной наземной съемке в районе Бахчисарая (Котляр, 1964), позволяют предположительно продолжить эту линию вдоль северной границы Крымского мегантиклинория. Однако рассмотренные геофизические материалы не дают пока возможности определить положение южной границы Скифской плиты достаточно однозначно, особенно на обширной акватории западной части Черного моря.

Строение основания Скифской плиты является весьма сложным. Фактических данных для уверенной расшифровки его внутренней структуры еще недостаточно не только на акватории моря, но и на большей части прилегающей суши. В его строении принимают участие нижнепалеозойские метаморфические комплексы (Южная Добруджа; по-видимому, Симферопольское поднятие) и средне- и верхнепалеозойские метаморфизованные складчатые образования (некоторые районы Западного Предкавказья, Равнинного Крыма, платформенной части Болгарии). На значительных участках под осадочным чехлом устанавливаются отложения переходного комплекса, имеющего в основном триасовый возраст (Западное Предкавказье; Добруджа; возможно, Равнинный Крым). Отложения этих комплексов характеризуются близкими значениями плотности ($2,65—2,75 \text{ г/см}^3$), отличной от плотности отложений осадочного чехла ($2,4—2,5$). Кроме того, кровля этих отложений является горизонтом высокого электрического сопротивления для электроразведки и преломляющим горизонтом для КМПВ. Осадочный чехол

в рассматриваемой области обычно представлен меловыми и третичными отложениями, однако в некоторых прогибах отмечаются и юрские образования. Строение платформенного чехла показано на картах (см. рис. 1, 2) двумя системами изогипс: по подошве осадочного комплекса (по подошве юрских отложений) и по горизонтам в низах палеогена — верхней части мела. Основными структурными элементами Скифской плиты являются крупные зоны сравнительно узких прогибов и сопряженные с ними зоны валообразных поднятий.

Для структурного плана Скифской плиты чрезвычайно характерно сочетание продольной и поперечной зональности. Активизация в меловое и кайнозойское время субмеридиональных дислокаций, свойственных допалеозойскому комплексу, и субширотных дислокаций, характерных для герцинид, оказала большое влияние на формирование современного структурного плана этой области.

К югу от Причерноморской зоны прогибов выделяется система сложных платформенных поднятий, протягивающихся на расстоянии свыше 800 км от Добруджи через северо-западный сектор Черного моря, Равнинный Крым и Азовское море в Западное Предкавказье. Крайними западными звеньями этой системы являются структуры северного склона складчатой Добруджи, отделенные от ее обнаженной части (зон Мэчин и Тульча) региональным нарушением. Сейсморазведочные данные позволяют выделить здесь Припрутское поднятие, Измаильский прогиб и Килийское поднятие (Авербух, 1965). Восточное продолжение Килийского поднятия устанавливается достаточно уверенно и в прилегающей части моря. В центральной части северо-западного сектора Черного моря, восточнее субмеридионального Одесского разлома, шарнир рассматриваемой системы Добруджинско-Симферопольско-Каневских поднятий резко погружается при одновременном сужении этой зоны. Предположительно здесь можно наметить, по крайней мере, два крупных поднятия по подошве осадочной толщи, тогда как по верхним горизонтам осадочного чехла здесь фиксируется общая наклоненная к югу моноклиналь, лишь осложненная небольшими локальными поднятиями. Сходное строение восточного продолжения этой зоны было установлено также на акватории Азовского моря (Маловицкий, 1961, 1964). В структуре третичного комплекса рассматриваемая зона выражена большим количеством (до 20) локальных антиклинальных перегибов, амплитуда которых достигает 200—400 м. Наиболее интенсивные перегибы установлены в северной части зоны, вдоль граничного глубинного разлома. Есть все основания предполагать, что после проведения детальных сейсмических работ здесь будет околонтурено большое количество локальных поднятий.

Далее на восток, охватывая центральную и западную части Равнинного Крыма и прилегающую акваторию Черного моря, расположено крупное Евпаторийско-Симферопольское поднятие, ограниченное с запада Николаевским субмеридиональным глубинным разломом, а также полосой сравнительно крутого погружения подошвы осадочного комплекса и поверхности меловых отложений. Северным ограничением поднятия является система крупных субширотных разломов (Донузлавский, Тарханкутский и др.), образующих зону ступенчатого перехода к Каркинитско-Сивашскому прогибу. Интенсивно дислоцированная в меловых и кайнозойских отложениях полоса складок п-ова Тарханкут является приразломным осложнением северного склона Евпаторийско-Симферопольского поднятия в зоне перехода к Причерноморским прогибам (Бокун и др., 1966). Эта зона в меловое и третичное время разграничивала блоки с резко различной тенденцией тектонических движений. Каркинитский прогиб испытывал активное устойчивое погружение (мощность осадочного комплекса, достигает здесь 6—8 км), а Евпаторийско-Симферопольское поднятие, наоборот, имело тенденцию к относитель-

ному воздыманию (мощность синхронного комплекса осадков здесь не превышает 1—2 км). Именно с этим и следует связывать интенсивную пликативную и дизъюнктивную дислоцированность осадочной толщи на Тарханкутском полуострове. Восточнее Евпаторийско-Симферопольского поднятия располагается относительно опущенный погребенный Новоцарицынский выступ, который практически не проявляется по третичным отложениям (Дикенштейн, 1957; Гуревич, 1958). В осевой части он осложнен Мелитопольско-Новоцарицынским глубинным разломом (Соллогуб и др., 1964). Выступ ориентирован в северо-восточном направлении, прослеживается до центральной части Арабатской стрелки и имеет отчетливую структурную связь с Западно-Азовским погребенным поднятием (Маловицкий, 1962). Центральную часть Азовского моря занимает следующий крупный сложный элемент Скифской плиты — Азовский вал, который протягивается от косы Биручей на западе до меридиана Белосарайской косы на востоке, ограничиваясь Мелитопольско-Новоцарицынским и Кальмиус-Джигинским субмеридиональными глубинными разломами.

Южнее рассмотренных структурных элементов, в западной части Черного моря, к области Скифской плиты должны быть отнесены зоны морских продолжений мезозойской складчатости Северной Добруджи и палеозойского выступа Южной Добруджи, перекрытые в море верхне-мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом, а также морское продолжение Мизийской плиты (Варненская впадина и др.). Фактических данных по этому району пока сравнительно немного. Имеющиеся материалы позволяют предположительно считать, что мезозойская складчатость Северной Добруджи и палеозойский выступ Южной Добруджи продолжаются в юго-восточном направлении в сторону горного сооружения хребта Моисеева, который является окраинной частью Скифской платформы, частично вовлеченной в опускание Черноморской впадины.

Зона мезозойской складчатости

Следуя общему принципу выделения основных геоструктурных элементов по времени завершения в пределах крупной области основной складчатости и времени перехода этой области к платформенному режиму, мы выделяем как частный элемент Тетиса зону мезозойской складчатости. Одним из основных ее отличий от альпийской складчатой области Западного Кавказа является то, что геосинклиальный процесс здесь завершился в середине мезозойской эры, и с этого времени она превратилась, по существу, в часть Скифской плиты. Геофизическая характеристика этой зоны также несколько отличается от типичных альпийских складчатых областей.

Выделенную зону мезозойской складчатости в некотором смысле можно рассматривать как одну из разновидностей структур переходной стадии развития от герцинского геосинклиального цикла к платформенному этапу, что достаточно отчетливо устанавливается на других участках эпигерцинской платформы (Горный Мангышлак и др.). Раннемезозойские образования переходного комплекса в последние годы установлены под осадочным чехлом во многих хорошо разбуренных районах Скифской плиты (Западное Прекавказье; возможно, Равнинный Крым). На современной стадии изученности представляется целесообразным выделить на тектонической карте два района, где отчетливо проявилась завершающая перед платформенным развитием мезозойская складчатость, — Горный Крым и Северную Добруджу, — оставляя открытым, в связи с отсутствием уверенных данных, вопрос о возможных связях этих районов между собой и другими тектоническими зонами. Вся площадь между Горным Крымом и складчатой Добруджей, занятая шельфом и континентальным склоном Черноморской

впадины, так же как и северный склон Добруджи, отнесены к Скифской плите, поскольку имеющиеся данные указывают на развитие здесь сравнительно мощного полого дислоцированного осадочного чехла.

Области альпийской складчатости

Области альпийской складчатости почти непрерывной полосой опоясывают с северо-востока, юго-востока, и юга современную впадину Черного моря (Кавказ, Понтиды), а также подходят к берегу моря с востока (Аджаро-Триалеты) и с запада (Старая Планина). Все они являются звеньями кайнозойской складчатости Тетиса и представляют собой новообразования, возникшие на месте консолидированных герцинских и более древних складчатых областей (Богданов, 1964). В геологической структуре перечисленных альпийских складчатых сооружений можно выделить три главных этажа. Нижним структурным этажом является комплекс основания, сложенный метаморфизованными породами, выступающими в ядрах антиклинориев и срединных массивов. Вторым этажом служит главный геосинклинальный комплекс, представленный наиболее типичными геосинклинальными осадочными и изверженными породами от верхнемезозойского до олигоценного возраста. Верхним этажом является комплекс молассовых отложений, выполняющих некоторые впадины и краевые прогибы (Архипов, Муратов, Постельников, 1964).

Выдерживающаяся на протяжении альпийского, а в ряде случаев и герцинского этапа индивидуальность развития основных структурно-фациальных зон Кавказа и наличие достаточно резких устойчиво сохраняющихся во времени переходов между ними несомненно указывают на глыбовое строение земной коры в этой области. Она состоит из ряда блоков, разделенных разломами глубокого заложения и большей длительности развития — продольными и поперечными. Среди продольных субширотных глубинных разломов Кавказа выделяются несколько наиболее важных, ограничивавших на протяжении альпийского этапа геосинклиналь Большого Кавказа. Это — Пшекиш-Тырныаузская шовная зона с ее продолжениями к востоку и к западу, служившая краевым швом на границе геосинклинали Большого Кавказа со Скифской платформой, и Кахетино-Лечхумская шовная зона с ее продолжением к западу (до Гагр) и к востоку, ограничивавшая геосинклиналь Большого Кавказа со стороны Закавказской межгорной зоны, в частности Грузинской глыбы (Милановский, Хаин, 1963).

Наряду с продольными разломами, существенная роль в структуре и истории Кавказа принадлежала поперечным субмеридиональным разломам, которые часто слабо проявляются в поверхностной структуре и выделяются лишь по косвенным признакам (геофизическим данным; распределению фаций и мощностей, интрузий, вулканов; плану складчатости и т. д.). В пределах рассматриваемой части Кавказа можно выделить несколько основных поперечных зон или сегментов, отличающихся по характеру структуры и истории геологического развития. Это — наиболее приподнятый сегмент Центрального Кавказа (главное Транскавказское поперечное поднятие), более опущенный сегмент Северо-Западного Кавказа и, наконец, наиболее опущенный Таманский поперечный сегмент (Милановский и Хаин, 1963; Милановский, 1963). В пределах Северо-Западного Кавказа целый ряд важнейших поперечных ступеней, разделяемых Джигинским, Гостагаевским, Молдаванским, Геленджикским, Туапсинским, Цицинским и Курджипским субмеридиональными и северо-северо-западными разломами, выделен А. Н. Шардановым (1960) и В. Б. Соллогубом (1960).

На большое значение субширотных и субмеридиональных разломов в геологическом строении Малой Азии указывает Р. Фюрон (1955).

В числе крупнейших глубинных субширотных разломов (швов) здесь следует отметить прежде всего Северо-Анатолийский сброс, расположенный к югу от цепи Понтид, который простирается на протяжении 1400 км от Саросского залива на западе до Эрзерума на востоке. Движения по этому сбросу происходят и в настоящее время: прилегающая к нему зона хорошо известна частыми землетрясениями. Р. Фюрон пишет также о крупных субмеридиональных разломах, которые, по его мнению, имеют «не меньшее, если не большее значение» (Фюрон, 1955, стр. 10).

Индоло-Кубанский краевой прогиб

Индоло-Кубанский краевой прогиб является крупной тектонической депрессией, сформировавшейся как самостоятельный элемент в олигоцен-неогеновое время в период общего поднятия альпийской складчатой области Кавказа и наложившийся на различные структуры более ранней генерации. Северной границей прогиба является интенсивный разлом (Тимашевская ступень), существование которого подтверждается данными КМПВ в Краснодарском крае и в бассейне р. Индола. На акватории Азовского моря он проводится в основном по гравиметрическим данным (ступень) и резкому погружению меловых и палеоцен-эоценовых отложений. Восточной границей прогиба служит крупное субмеридиональное поднятие, связывающее Березанский вал с Майкопским выступом. На западе его ограничение, по-видимому, связано с меридиональным нарушением, проходящим восточнее Феодосии. Южная граница краевого прогиба совпадает на востоке с Ахтырским глубинным швом. Это нарушение прослеживается на западе до Джигинской поперечной флексуры (разлома), вдоль которой граница майкопско-неогеновой впадины смещается к югу и трассируется далее в юго-западном направлении по интенсивному нарушению, установленному сейсморазведкой (Маловицкий и др., 1961; 1963; Бургарт и др., 1963). По этому нарушению происходят резкое погружение меловых отложений с юга на север и соответствующее увеличение мощности третичного комплекса в основном за счет майкопских и неогеновых отложений. Точное положение границы рассматриваемого прогиба на юго-западе еще не выяснено. Вследствие этого не вполне ясным является характер связи этой депрессии с Черноморской мегавпадиной.

Складчатое основание погружено в пределах прогиба на глубину от 6—8 км в периферийных частях до 10—12 км в осевой его зоне. Кровля мезозойских отложений залегает в осевой части прогиба, ориентировочно на глубинах 6—8 км. Следовательно, мощность мезозойского комплекса может достигать здесь 4—5 км. Имеющиеся материалы указывают на возможность существенного несоответствия структурного плана нижней части осадочной толщи по отношению к верхнетретичному (Козлов, 1964). Данные сейсморазведки по Таманскому полуострову свидетельствуют о более спокойной тектонике подстилающих отложений по сравнению с диапировыми структурами майкопской серии. Тектоника майкопского и неогенового структурного этажа сравнительно хорошо изучена сейсморазведкой и бурением. По общему характеру тектоники и типам развитых локальных форм в пределах Индоло-Кубанского краевого прогиба отчетливо выделяются три основных части: северная синклиналичная часть (собственно Индоло-Кубанский прогиб), Керченско-Таманская зона диапировых складок и юго-западная равнина Керченского полуострова.

Черноморская впадина

Черноморская впадина как единый структурный элемент области Тетиса представляет собой громадную внутриматериковую тектоническую депрессию, выполненную мощной толщей осадочных пород и про-

странственно соответствующую глубоководной геоморфологической впадине Черного моря. Современная граница мегавпадины совпадает с краем материковой отмели. В этих размерах она имеет длину от 1100 км и ширину около 250—300 км. Данные ГСЗ и гравиметрических исследований свидетельствуют о существенных отличиях в физических свойствах и, по-видимому, строении глубоких частей земной коры центральной части впадины по сравнению с окружающими участками континентов. Эти данные подробно описаны в работах Ю. П. Непрочнова, Б. К. Балавадзе, С. И. Субботина и других исследователей. В настоящей статье основное внимание уделяется строению верхней части земной коры.

В свете современных данных в составе Черноморской впадины можно выделить три основные части: центральную, промежуточную и периферийную. Центральная зона характеризуется сильно сокращенной мощностью земной коры и отсутствием «гранитного» слоя. Ей соответствует область максимальных значений аномалий силы тяжести и максимальной мощности осадочного слоя. Вторая зона сравнительно неширокой полосой окружает центральную, расширяясь только на востоке. Для нее характерны появление «гранитного» слоя и увеличение его мощности в сторону материка, расчленение поверхности фундамента на ряд крупных поднятий и впадин и т. д. Периферийная зона представляет собой внешний пояс Черноморской впадины, в пределах которого оказались вовлеченными, по-видимому, в сравнительно недавние опускания окраинные участки Скифской плиты (хребет Моисеева и др.), участки мезозойской складчатости Горного Крыма, альпийской складчатой области Северо-Западного Кавказа, Понтид (хребет Архангельского и др.) и Старой Планины.

Данные ГСЗ позволяют составить для Черноморской впадины схематическую карту рельефа подошвы осадочного комплекса (кровли консолидированной коры) и выделить в ее пределах более мелкие структурные элементы: Западно-Колхидскую впадину, Восточно-Черноморское поднятие, впадину Сорокина, поднятия Андрусова и Западно-Черноморскую впадину. Все указанные впадины и поднятия, кроме последней, расположены за пределами зоны отсутствия «гранитного» слоя. Современная степень изученности не дает возможности провести их строгую классификацию и описать более или менее подробно особенности строения. Нельзя также считать, что указанным выше списком исчерпывается возможность обнаружения здесь новых поднятий и впадин. Однако сам факт разделения Черноморской впадины на ряд более мелких структурных элементов свидетельствует о сложности ее строения и истории геологического развития.

В центральной части Черного моря, судя по имеющимся данным, располагается глубокий прогиб, в котором поверхность консолидированной коры погружается с востока на запад на глубину от 10—12 до 16 и более километров. Наиболее погруженная часть находится к юго-западу от Крыма (Западно-Черноморская впадина).

К востоку от нее в центральном секторе моря может располагаться дополнительное поднятие (Центрально-Черноморское), которое, как это предполагает А. П. Милашин (1965), продолжается на север, ограничивая с востока впадину Сорокина. Однако данных для уверенного выделения Центрально-Черноморского поднятия пока недостаточно, и поэтому на тектонической карте оно не показано. В случае подтверждения этой гипотезы следует ожидать, что между Центрально-Черноморским и Восточно-Черноморским поднятиями внутри показанной на карте изогипсы 10 км будет располагаться крупная Восточно-Черноморская впадина с глубинами погружения основания до 12—14 км.

Строение осадочного чехла Черноморской впадины также пока изучено еще слабо. Сейсмические работы МОВ здесь были проведены в

основном только на некоторых периферийных участках (к югу от Крыма и Тамани, к западу от Грузии). В глубоководной части акватории, соответствующей выделенным ранее центральной и промежуточной зонам, отработано лишь несколько коротких региональных профилей. Дно моря на участках этих профилей имеет вид практически ровной плоскости, расположенной на глубинах 2000—2200 м. Глубина освещения разреза ниже дна моря составляет здесь 4—5 км (до абсолютных глубин 6—7 км). Строение изученного МОВ разреза чрезвычайно простое и весьма сходное на всех указанных профилях, несмотря на то, что они удалены друг от друга на значительные расстояния. Все отражающие горизонты залегают практически горизонтально (Маловицкий и др., 1963; Милашин, 1965). Характерными особенностями разреза являются его четкая сейсмическая слоистость (до 15 границ) и выдержанность отражающих горизонтов на значительных расстояниях, что свидетельствует о разделении верхних 4—5 км разреза на пласты с различными акустическими свойствами. Эти факты, вероятно, являются показателем литологической неоднородности разреза по вертикали и устойчивости литологического состава отдельных пачек на значительной площади.

Стратификация освещаемого разреза представляет в настоящее время сложную задачу. Можно предполагать, что верхние 4—5 км осадочного комплекса в глубоководной части моря соответствуют четвертичным и какой-то части неогеновых отложений. Полученные методами изотопной геохронологии цифры скоростей седиментации для центральной части Черного моря в верхнечетвертичное время — около 10—50 см за 1000 лет (Старик и др., 1961) — не противоречат этому предположению даже при минимальных значениях скоростей. При реальности же максимальных их значений осадки такой мощности могли накопиться лишь в течение плиоценового и антропогенового времени.

Таким образом, первые данные МОВ позволили выявить в верхней части разреза глубоководной впадины Черного моря толщу практически совершенно недислоцированных отложений мощностью до 4—5 км. Общая же мощность осадочного комплекса Черноморской впадины, по данным ГСЗ, составляет до 10—15 км. Следовательно, приведенные материалы позволяют судить о строении только верхней части осадочных отложений, составляющей от одной трети до половины всего разреза.

Для решения вопроса о тектонической природе Черноморской впадины, наряду с изучением глубинного строения земной коры и выяснением мощности всего осадочного комплекса в целом, чрезвычайно важно знать также условия залегания пород нижней части осадочной толщи. К сожалению, фактические данные по этим нижним комплексам практически отсутствуют. Только на одном из профилей МОВ к югу от Крыма удалось установить, что под верхней, практически горизонтально залегающей толщей осадков промежуточной зоны Черноморской впадины мощностью 4—5 км намечается нижний структурный этаж осадочной толщи, представленный круто воздымающимся к югу отражающим горизонтом, который на расстоянии 6—7 км поднимается от глубины 7500—8000 м до глубины 6500 м, то-есть не менее, чем на 1000 м (см. рис. 3). Отмеченный подъем отражающего горизонта соответствует данным ГСЗ, указывающим на то, что в рассматриваемом сечении происходит воздымание поверхности фундамента в сторону поднятия Андрусова. Этот в настоящее время пока еще единичный факт имеет, на наш взгляд, принципиальное значение, так как свидетельствует о существовании, по крайней мере в промежуточной тектонической зоне Черноморской впадины, двух структурных этажей в осадочной толще, разделенных угловым несогласием.

Строение верхней части осадочной толщи в периферийной зоне Черноморской впадины, представляющей собой вовлеченные в опускание участки Скифской плиты и области мезозойской и альпийской складча-

тости, также характеризуется наличием двух в значительной мере несогласно залегающих структурных этажей. Верхний этаж охватывает комплекс отложений мощностью до 400—700 м и отличается практически моноклинальным залеганием отражающих границ, местами осложненных лишь очень пологими складками. Отражающие горизонты в этом комплексе залегают, обычно согласно погружению дна моря. Осадочные отложения нижнего структурного этажа к югу от Крыма отличаются интенсивной дислоцированностью, развитием крупных зон антиклинальных складок, затухающих в восточном направлении. Переход между промежуточной и периферийной зонами здесь чрезвычайно резкий и, несомненно, связан с разломом глубокого заложения. Вдоль разлома, к северу от него, прослеживается крупная зона антиклинальных складок, отличающихся наиболее значительными амплитудами поднятий. Факт существования такого разлома к югу от Крыма подтверждается также данными гидромагнитной съемки. Вдоль него происходит резкое, скачкообразное опускание нижнего дислоцированного комплекса к югу и соответствующее увеличение мощности лежащей выше толщи недислоцированных осадков до 3—5 км. Эта ступень, по-видимому, соответствует одной из древних границ Черноморской впадины, существовавшей до того, как в опускание была вовлечена зона прикрымской складчатости и, вероятно, вся периферийная часть впадины.

Основные элементы нижнего структурного комплекса Западно-Колхидской впадины являются продолжением зон, известных на прилегающей суше (Врублевская, Левченко, 1961). Характер перехода к глубоководной впадине здесь установлен по одному региональному профилю, на котором до глубины 3—4 км ниже дна моря, в пределах континентального склона фиксируется спокойное моноклинальное погружение слоев в западном направлении, сменяющееся почти горизонтальным залеганием в нижней части континентального склона.

Таким образом, в истории геологического развития Черноморской впадины, за период накопления в ней осадков, можно выделить по крайней мере два основных этапа: 1) древний, когда впадина распадалась на ряд более частных элементов и не представляла собой единого целого (развитие этих частных впадин, поднятий, прогибов, распределение в них мощностей и фаций, особенности их тектоники были тесно связаны с окружающими впадинами структурами) и 2) молодой (неоген? — четвертичный) этап, когда впадина оформилась как единая крупная тектоническая депрессия, перекрывшая более древние структуры. Образование единой впадины, очевидно, произошло в связи с воздыманием окружающих ее горных сооружений.

Характерной чертой современного развития Черноморской впадины является то, что расширяясь, она захватывает прилегающие к морю складчатые сооружения различного возраста и платформенные участки, которые, по-видимому, испытывают блоковое погружение. К числу таких опущенных блоков можно отнести погруженные части платформы в северо-западной части Черного моря, участки северного борта синклинория Восточного Понта (хребты Архангельского и Добрынина) и поднятия в рельефе морского дна к юго-западу от Новороссийского синклинория (Гончаров и Непрочнов, 1960 и др.), а также южную часть Горного Крыма, участки западного погружения Кавказа и Аджаро-Триалет (Врублевская, Левченко, 1961; Миловицкий, Бокун, Бокун, 1963; Непрочнов и др., 1963; Бургарт и др., 1963; Милашин и др., 1965).

Вопрос о тектонической природе возникновения впадин типа Черноморской является спорным. Ю. П. Непрочнов (1959), В. П. Гончаров и Ю. П. Непрочнов (1960), Е. Е. Милашовский, В. Е. Ханн (1963) рассматривают ее как реликт океанического участка земной коры. М. В. Муратов в своих последних работах (1964) относит Черноморскую впадину к особому типу тектонических депрессий — впадин внутренних морей,

являющихся новообразованными элементами на участках континентальной коры. Для таких впадин характерно постепенное расширение и вовлечение в опускание окраинных участков материка. В процессе общего опускания, расширения и углубления впадины, по-видимому, происходит изменение физических свойств подстилающего ее субстрата, которое некоторыми исследователями объясняется процессами «базификации» или уплотнения за счет нагрузки осадков и толщи воды. В то же время, этот этап развития может рассматриваться как первая стадия нового геосинклинального цикла, следующего за альпийским, который предложено назвать средиземноморским.

Литература

- Авербух А. Г. Тектоническое строение юга Днестровско-Прутского междуречья по данным региональных сейсмических работ. Геотектоника, № 4, 1965.
- Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд-во АН СССР, 1938.
- Архипов И. В., Муратов М. В., Постельников Е. С. Основные черты строения и истории развития альпийской геосинклинальной области. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр., Гималайский и альпийский орогенез, Изд-во «Недра», 1964.
- Балавадзе Б. К., Миндели П. Ш. Строение земной коры бассейна Черного моря по геофизическим данным. В сб. «Сейсмические исследования». Результаты исследований по программе МГГ. Изд-во «Наука», 1964.
- Безверхов Б. Д. Структурный план палеоген-неогеновых отложений северо-западной части Черного моря по данным сейсморазведки МОВ. Тезисы докладов Второго научно-технического совещания по морской геофизике. Геленджик, 1966.
- Богданов А. А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточной-Европейской платформы). Сов. геология, № 9, 1964.
- Бокун В. В., Бокун Р. А., Головинский В. И., Гольмшток А. Я. Некоторые черты геологического строения мезо-кайнозойского осадочного чехла северо-западной части Черного моря. Сб. статей «Строение Черноморской впадины» Изд-во «Наука», 1966.
- Борисов А. А. Геофизическая характеристика платформенных территорий. Геотектоника, № 3, 1965.
- Бураковский В. Е., Гуревич Б. Л. Гипсометрия поверхности складчатого основания равнинного Крыма, Присивашья и Азовского моря. Геотектоника, № 1, 1965.
- Головинский В. И., Маловицкий Я. П., Милашин А. П. К вопросу о строении зоны сочленения Крыма и Северо-Западного Кавказа. Тезисы докладов Второго научно-технического совещания по морской геофизике, Геленджик, 1966.
- Гончаров В. П., Непрочнов Ю. П. Геоморфология дна и вопросы тектоники Черного моря. Докл. сов. геол. на XXI сес. Междунар. геол. конгр., Изд-во АН СССР, 1960.
- Гордиевич В. А., Палий А. М., Чернявский Г. В. К вопросу о нефтегазности Черноморско-Кубанского нефтегазоносного бассейна. Материалы Карпато-Балканской геологической ассоциации, VII конгресс. Доклады, часть IV, Изд-во Болг. АН, София, 1965.
- Гуревич Б. Л. О трех структурных планах в Центральном Причерноморье в связи с проблемой его нефтегазности. Сов. геология, № 7, 1961.
- Деменицкая Р. М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. Гостехиздат, 1961.
- Дикенштейн Г. Х. Тектоника Степного и Предгорного Крыма. Сов. геология, № 59, 1957.
- Добрев Т., Пишалов С. Комплексная геологическая интерпретация гравимагнитных и сейсмических данных по территории Болгарии. ВМУ, сер. IV, № 4, 1963.
- Друмя А. В., Иванчук П. К., Каниковский В. И., Негадаев-Никонов К. Н. Тектоника Молдавской ССР. Изд-во АН СССР, 1961.
- Друмя А. В., Иванчук П. Е. О геологическом строении острова Змеиного (Черное море). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXXVII, вып. 1, 1962.
- Козлов Е. А. О закономерностях распределения скоростей сейсмических волн в осадочной толще Центрального и Западного Предкавказья. Прикладная геофиз., вып. 39, 1964.
- Корнев В. А., Непрочнов Ю. П. Новые данные по тектонике северо-западной части Черного моря по данным геофизических и геоморфологических исследований. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 5, 1962.
- Котляр А. И. Общее тектоническое строение центральной части предгорий Крыма. Нефтегазовая геол. и геофиз., № 11, 1964.
- Крылов Н. А. Крупные линейные платформенные депрессии эпигерцинской платформы юга СССР. Геотектоника, № 2, 1965.
- Кужелов Г. К. Геологическая структура Украинского кристаллического щита по геофизическим данным. Сов. геология, № 59, 1957.

- Лебедев Т. С., Болюбах К. А. К вопросу о строении земной коры Горного Крыма и впадины Черного моря. Геофиз. сб. ин-та геофизики АН УССР, вып. 6(8), Материалы геофиз. исслед. территории Украины, Изд-во АН УССР, 1963.
- Лычагин Г. А. Геологическое строение и история развития равнинной части Крыма. Тр. ВНИГНИ, вып. XII, Госоптехиздат, 1958.
- Маловицкий Я. П. Результаты сейсморазведки МОВ на Азовском море. Новости нефт. техн. Сер. геол., № 8, 1962.
- Маловицкий Я. П., Бокун Р. А., Мартынова Г. П. Новые данные о геологии морского продолжения Северо-Западного Кавказа. Нефтегазовая геология и геофизика, № 7, 1963.
- Маловицкий Я. П., Бокун В. В., Бокун Р. А. Новые данные сейсморазведки МОВ о геологическом строении континентального склона и глубоководной впадины акватории Черного моря. В сб. «Вопросы геологии и нефтегазоносности Кавказа и Предкавказья». ЦНИИТЭИнефтегаз, 1963.
- Маловицкий Я. П. Тектоника и история геологического развития Азовского моря. В сб. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». (Материалы совещ. по проблемам тектоники в Москве). Изд-во «Наука», 1964.
- Маловицкий Я. П. Основные результаты геолого-геофизического изучения Каспийского и Азово-Черноморского бассейнов и проблемы дальнейших исследований. Тезисы докладов Второго научно-техн. совещ. по морской геофизике, Геленджик, 1966.
- Маловицкий Я. П., Непрочнов Ю. П. Сопоставление сейсмических и гравиметрических данных о строении земной коры Черноморской впадины. Сб. «Строение Черноморской впадины». Изд-во «Наука», 1966.
- Милановский Е. Е. Современная структура Кавказа и прилегающих глубоководных впадин как отражение стадий эволюции земной коры в альпийской геосинклинальной области. Вестн. Моск. ун-та, № 1, 1963.
- Милановский Е. Е., Ханн В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
- Милановский Е. Е. Происхождение Черноморской впадины и проблема взаимоотношений Карпато-Балканской и Крымско-Кавказской складчатых систем. Тр. Карпато-Балканской геол. ассоц., VII конгресс, София, сентябрь 1965, Доклады, ч. I, Изд-во Болг. АН, София, 1965.
- Милашин А. П. О морских сейсмических исследованиях МОВ в зоне сочленения Крыма и Кавказа. Тезисы докладов Одесского Госуниверситета, Одесса, Изд-во Одесск. гос. ун-та, 1965.
- Миндели П. Ш., Непрочнов Ю. П., Патарая Е. И. Определенные области отсутствия гранитного слоя в Черноморской впадине по данным ГСЗ и сейсмологии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1965.
- Муратов М. В. Основные черты строения и история развития альпийской складчатой области. В сб. «Тектоника Евразии». Изд-во «Наука», 1964.
- Непрочнов Ю. П. Глубинное строение земной коры под Черным морем к юго-западу от Крыма по сейсмическим данным. Докл. АН СССР, т. 125, № 5, 1959.
- Непрочнов Ю. П. Результаты глубинного сейсмического зондирования на Черном море. Сб. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Госоптехиздат, 1962.
- Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Зверев С. М., Миронова В. И., Бокун Р. А., Чекунов А. В. Новые данные о строении земной коры Черноморской впадины к югу от Крыма. Докл. АН СССР, т. 154, № 3, 1964.
- Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики. Перев. с румынск. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Пустильников М. Р. Основные черты тектоники Ейско-Березанского газоносного района. Геология нефти и газа, № 8, 1959.
- Пчелинцев В. Ф. Киммериды Крыма. Изд-во «Наука», 1966.
- Слюсарь Б. С., Макареску В. С. Основные черты строения Молдавской юрской впадины. Геотектоника, № 2, 1965.
- Соллогуб В. Б. Тектоника передовых прогибов Альпийской геосинклинальной области и сопредельных районов Европейской части СССР. Изд-во АН УССР, 1960.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова Н. П., Хилинский Л. А., Гаркаленко И. А., Шпорт Л. П., Никифорок Б. С., Боролюлин М. А. Глубинное строение равнинного Крыма и Пришивашья по геофизическим данным. Геофиз. сб. ин-та геофизики АН УССР, вып. 6 (8). Материалы геофиз. исслед. территории Украины. Изд-во АН УССР, 1963.
- Соллогуб В. Б., Гаркаленко И. А., Чекунов А. В. Тектоническое строение северо-западной части Черного моря по геофизическим данным. Докл. АН СССР, т. 162, № 6, 1965.
- Старик И. Е., Николаев Д. С., Кузнецов Ю. В., Легин В. К. Радиоактивность осадков Черного моря. Докл. АН СССР, т. 139, № 6, 1961.
- Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Строение земной коры основных геоструктурных элементов территории Украины. Докл. АН СССР, т. 153, № 2, 1963.
- Субботин С. И., Гуревич Б. Л., Кружелов Г. К., Соллогуб В. Б., Чеку-

являющихся новообразованными элементами на участках континентальной коры. Для таких впадин характерно постепенное расширение и вовлечение в опускание окраинных участков материка. В процессе общего опускания, расширения и углубления впадины, по-видимому, происходит изменение физических свойств подстилающего ее субстрата, которое некоторыми исследователями объясняется процессами «базификации» или уплотнения за счет нагрузки осадков и толщи воды. В то же время, этот этап развития может рассматриваться как первая стадия нового геосинклинального цикла, следующего за альпийским, который предложено назвать средиземноморским.

Литература

- Авербух А. Г. Тектоническое строение юга Днестровско-Прутского междуречья по данным региональных сейсмических работ. Геотектоника, № 4, 1965.
- Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд-во АН СССР, 1938.
- Архипов И. В., Муратов М. В., Постельников Е. С. Основные черты строения и истории развития альпийской геосинклинальной области. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр., Гималайский и альпийский орогенез, Изд-во «Недра», 1964.
- Балавадзе Б. К., Миндели П. Ш. Строение земной коры бассейна Черного моря по геофизическим данным. В сб. «Сейсмические исследования». Результаты исследований по программе МГГ. Изд-во «Наука», 1964.
- Безверхов Б. Д. Структурный план палеоген-неогеновых отложений северо-западной части Черного моря по данным сейсморазведки МОВ. Тезисы докладов Второго научно-технического совещания по морской геофизике. Геленджик, 1966.
- Богданов А. А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы). Сов. геология, № 9, 1964.
- Бокун В. В., Бокун Р. А., Головинский В. И., Гольмшток А. Я. Некоторые черты геологического строения мезо-кайнозойского осадочного чехла северо-западной части Черного моря. Сб. статей «Строение Черноморской впадины» Изд-во «Наука», 1966.
- Борисов А. А. Геофизическая характеристика платформенных территорий. Геотектоника, № 3, 1965.
- Бураковский В. Е., Гуревич Б. Л. Гипсометрия поверхности складчатого основания равнинного Крыма, Присивашья и Азовского моря. Геотектоника, № 1, 1965.
- Головинский В. И., Маловицкий Я. П., Милашин А. П. К вопросу о строении зоны сочленения Крыма и Северо-Западного Кавказа. Тезисы докладов Второго научно-технического совещания по морской геофизике, Геленджик, 1966.
- Гончаров В. П., Непрочнов Ю. П. Геоморфология дна и вопросы тектоники Черного моря. Докл. сов. геол. на XXI сес. Междунар. геол. конгр., Изд-во АН СССР, 1960.
- Гордиевич В. А., Палий А. М., Чернявский Г. В. К вопросу о нефтегазоносности Черноморско-Кубанского нефтегазозного бассейна. Материалы Карпато-Балканской геологической ассоциации, VII конгресс. Доклады, часть IV, Изд-во Болг. АН, София, 1965.
- Гуревич Б. Л. О трех структурных планах в Центральном Причерноморье в связи с проблемой его нефтегазоносности. Сов. геология, № 7, 1961.
- Деменицкая Р. М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. Гостоптехиздат, 1961.
- Дикенштейн Г. Х. Тектоника Степного и Предгорного Крыма. Сов. геология, № 59, 1957.
- Добрев Т., Пищалов С. Комплексная геологическая интерпретация гравиметрических и сейсмических данных по территории Болгарии. ВМУ, сер. IV, № 4, 1963.
- Друмя А. В., Иванчук П. К., Каниковский В. И., Негадаев-Никонов К. Н. Тектоника Молдавской ССР. Изд-во АН СССР, 1961.
- Друмя А. В., Иванчук П. Е. О геологическом строении острова Змеиного (Черное море). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXXVII, вып. 1, 1962.
- Козлов Е. А. О закономерностях распределения скоростей сейсмических волн в осадочной толще Центрального и Западного Предкавказья. Прикладная геофиз., вып. 39, 1964.
- Корнев В. А., Непрочнов Ю. П. Новые данные по тектонике северо-западной части Черного моря по данным геофизических и геоморфологических исследований. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 5, 1962.
- Котляр А. И. Общее тектоническое строение центральной части предгорий Крыма. Нефтегазовая геол. и геофиз., № 11, 1964.
- Крылов Н. А. Крупные линейные платформенные депрессии эпигерцинской платформы юга СССР. Геотектоника, № 2, 1965.
- Кужелов Г. К. Геологическая структура Украинского кристаллического щита по геофизическим данным. Сов. геология, № 59, 1957.

- Лебедев Т. С., Боллюбах К. А. К вопросу о строении земной коры Горного Крыма и впадины Черного моря. Геофиз. сб. ин-та геофизики АН УССР, вып. 6(8), Материалы геофиз. исслед. территории Украины, Изд-во АН УССР, 1963.
- Лычагин Г. А. Геологическое строение и история развития равнинной части Крыма. Тр. ВНИГНИ, вып. XII, Госгостехиздат, 1958.
- Маловицкий Я. П. Результаты сейсморазведки МОВ на Азовском море. Новости нефт. техн. Сер. геол., № 8, 1962.
- Маловицкий Я. П., Бокун Р. А., Мартынова Г. П. Новые данные о геологии морского продолжения Северо-Западного Кавказа. Нефтегазовая геология и геофизика, № 7, 1963.
- Маловицкий Я. П., Бокун В. В., Бокун Р. А. Новые данные сейсморазведки МОВ о геологическом строении континентального склона и глубоководной впадины акватории Черного моря. В сб. «Вопросы геологии и нефтегазоносности Кавказа и Предкавказья». ЦНИИТЭИнефтегаз, 1963.
- Маловицкий Я. П. Тектоника и история геологического развития Азовского моря. В сб. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». (Материалы совещ. по проблемам тектоники в Москве). Изд-во «Наука», 1964.
- Маловицкий Я. П. Основные результаты геолого-геофизического изучения Каспийского и Азово-Черноморского бассейнов и проблемы дальнейших исследований. Тезисы докладов Второго научно-техн. совещ. по морской геофизике, Геленджик, 1966.
- Маловицкий Я. П., Непрочнов Ю. П. Сопоставление сейсмических и гравиметрических данных о строении земной коры Черноморской впадины. Сб. «Строение Черноморской впадины». Изд-во «Наука», 1966.
- Милановский Е. Е. Современная структура Кавказа и прилегающих глубоководных впадин как отражение стадий эволюции земной коры в альпийской геосинклинальной области. Вестн. Моск. ун-та, № 1, 1963.
- Милановский Е. Е., Ханн В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
- Милановский Е. Е. Происхождение Черноморской впадины и проблема взаимоотношений Карпато-Балканской и Крымско-Кавказской складчатых систем. Тр. Карпато-Балканской геол. ассоц., VII конгресс, София, сентябрь 1965, Доклады, ч. 1, Изд-во Болг. АН, София, 1965.
- Милашин А. П. О морских сейсмических исследованиях МОВ в зоне сочленения Крыма и Кавказа. Тезисы докладов Одесского Госуниверситета, Одесса, Изд-во Одесск. гос. ун-та, 1965.
- Миндели П. Ш., Непрочнов Ю. П., Патарая Е. И. Определенные области отсутствия гранитного слоя в Черноморской впадине по данным ГСЗ и сейсмологии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1965.
- Муратов М. В. Основные черты строения и история развития альпийской складчатой области. В сб. «Тектоника Евразии». Изд-во «Наука», 1964.
- Непрочнов Ю. П. Глубинное строение земной коры под Черным морем к юго-западу от Крыма по сейсмическим данным. Докл. АН СССР, т. 125, № 5, 1959.
- Непрочнов Ю. П. Результаты глубинного сейсмического зондирования на Черном море. Сб. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Госгостехиздат, 1962.
- Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Зверев С. М., Миронова В. И., Бокун Р. А., Чекунов А. В. Новые данные о строении земной коры Черноморской впадины к югу от Крыма. Докл. АН СССР, т. 154, № 3, 1964.
- Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики. Перев. с румынск. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Пустильников М. Р. Основные черты тектоники Ейско-Березанского газоносного района. Геология нефти и газа, № 8, 1959.
- Пчелинцев В. Ф. Киммериды Крыма. Изд-во «Наука», 1966.
- Слюсарь Б. С., Макареску В. С. Основные черты строения Молдавской юрской впадины. Геотектоника, № 2, 1965.
- Соллогуб В. Б. Тектоника передовых прогибов Альпийской геосинклинальной области и сопредельных районов Европейской части СССР. Изд-во АН УССР, 1960.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова Н. П., Хилинский Л. А., Гаркаленко И. А., Шпорт Л. П., Никифорок Б. С., Боролюлин М. А. Глубинное строение равнинного Крыма и Пришивашья по геофизическим данным. Геофиз. сб. ин-та геофизики АН УССР, вып. 6 (8). Материалы геофиз. исслед. территории Украины. Изд-во АН УССР, 1963.
- Соллогуб В. Б., Гаркаленко И. А., Чекунов А. В. Тектоническое строение северо-западной части Черного моря по геофизическим данным. Докл. АН СССР, т. 162, № 6, 1965.
- Старик И. Е., Николаев Д. С., Кузнецов Ю. В., Легин В. К. Радиоактивность осадков Черного моря. Докл. АН СССР, т. 139, № 6, 1961.
- Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Строение земной коры основных геоструктурных элементов территории Украины. Докл. АН СССР, т. 153, № 2, 1963.
- Субботин С. И., Гуревич Б. Л., Кружелов Г. К., Соллогуб В. Б., Чеку-

- нов А. В., Чирвинская М. В. Глубинное строение территории Украинской ССР по данным геофизических исследований. 1964. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр. Пробл. 2. Геологические результаты прикладной геофизики. Изд-во «Недра», 1965.
- Фюрор Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. Изд. иностр. лит., 1955.
- Хайн В. Е. Основные этапы развития земной коры (в пределах современных материков). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 1, 1962.
- Чекунов А. В., Гаркаленко И. А., Харечко Г. Е. Глубинные разломы Северного Причерноморья и сдвиговые перемещения по ним. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1965.
- Чекунов А. В. Геотектонические особенности северо-западной части Черного моря в неогене. Докл. АН СССР, т. 168, № 1, 1966.
- Черняк Н. И. Причерноморская впадина в меловое, палеогеновое и неогеновое время. Геология и геохимия нефтяных и газовых месторождений. Изд-во «Наукова думка», Киев, 1965.
- Чирвинская М. В., Гуревич Б. Л. К вопросу о тектонике Причерноморской впадины. Сов. геология, № 4, 1959.
- Шарданов А. Н. Тектоническое строение северо-западного Кавказа. Тр. Краснодарск. фил. ВНИИ, вып. 3, 1960.
- Шарданов А. Н. Геологическая история Керченско-Таманского прогиба. Тр. Краснодарск. фил. ВНИИ, вып. 10, 1962.
- Шарданов А. Н. Тектоника Западного Предкавказья и Северо-Западного Кавказа. Тр. Краснодарск. фил. ВНИИ, вып. 17, 1966.

Отделение морских геофизических работ
ВНИИГеофизики, Институт океанологии АН СССР,
Институт геофизики АН УССР,
Институт геофизики АН ГрузССР,
УкрНИГРИ, Трест «Днепрогеофизика»,
трест «Укргеофизразведка»,
трест «Краснодарнефтегеофизика»,
Краснодарский филиал ВНИИГеофизики,
Краснодарский филиал ВНИИНефть
Геофизическая экспедиция
треста «Грузнефть»

Статья поступила
16 ноября 1966 г.

**B. K. BALAVADZE, V. E. BURAKOVSKY, I. A. GARKALENKO
. I. GOLOVINSKY, V. P. GONCHAROV, B. L. GUREVICH, V. I. KORNEEV,
Ya. P. MALOVITSKY, A. P. MILASHIN, Yu. P. NEPROCHNOV,
. P. PUSTIL'NIKOV, V. B. SOLLOGUB, L. I. TSERETELI, A. V. CHEKUNOV,
N. I. CHERNYAK, M. V. CHIRVINSKAYA and A. N. SHARDANOV**

THE TECTONICS OF THE BLACK SEA — THE SEA OF AZOV AREA

Recently many organisations have carried out marine geophysical investigations in waters of the Black Sea and the Sea of Azov. The results obtained permit a number of important problems of regional tectonics to be solved. The authors have compiled a new tectonic map of the region, with due account of all the data available. Major geostructural areas are distinguished, these are the pre-Paleozoic East European platform (Ukrainian shield) and Mediterranean belt. The latter falls, in the recent structural setting, into the Prichernomorskiy trough (zone of conjugation of ancient and young platforms), Skifskaya platform, Mesozoic orogenic zone, Alpine orogenic areas, Indolo-Kubanskiy foredeep and Chernomorskaya depression. Within each of the above zones, areas are identified on the basis of their structure and genesis. Deep fracture zones of almost east-west and north-south strikes are of great significance in the history and recent structure of the studied region separated by them into large blocks.

УДК 551.240(234.9)

А. В. МАМЕДОВ

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ УТЕСОВ ЮРСКИХ ПОРОД ПРЕДГОРНОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

На основании новых палеонтологических данных и анализа стратиграфических и тектонических условий залегания утесов юрских пород установлено, что эти утесы являются экзотическими и приурочены к палеогеновым и, в частности, эоценовым отложениям.

В этой связи рассматриваются происхождение утесов и история развития предгорной полосы южного склона Большого Кавказа и Куринской впадины. Северная зона последней рассматривается как область неогенового опускания.

Происхождение утесов юрских пород предгорной зоны южного склона Большого Кавказа является одним из важных вопросов геологии этого региона. В зависимости от того, являются ли рассматриваемые утесы юрских пород коренными образованиями или экзотическими глыбами, вопросы тектоники и истории развития южного склона Большого Кавказа и прилегающих областей Куринской впадины решаются различно. В случае коренного залегания утесов юрских пород предгорная зона южного склона Большого Кавказа может быть истолкована как зона поднятия в составе Кахетино-Вандамского антиклинория (Хаин, Шарданов, 1952; Милановский, 1963; Шихалибейли, 1956, 1960; Ахмедбейли, 1960 и др.) или же в составе Грузинской глыбы, как «подзона выступов погребенных массивов» (Джанелидзе, 1953, 1957; Кахадзе, 1947; Гамкрелидзе, 1949; Булейшвили, 1960 и др.) с вытекающими отсюда выводами по истории развития. В случае же экзотической природы этих утесов та же предгорная зона должна рассматриваться как длительно развивающийся прогиб в составе геосинклинали южного склона Большого Кавказа, а прилегающую область Куринской впадины, откуда вероятнее всего происходил снос обломочного материала юрских пород, следует рассматривать как область очень молодого неогенового опускания, пережившую платформенный режим развития с наземным вулканизмом в байосе, накоплением массивных рифогенных известняков в лузитан-тигонское время и поднятием, размывом и разрушением этих образований в меловое и палеогеновое время.

Такое значение юрских утесов прежде всего объясняется региональным характером их распространения и тектоническим положением. Эти утесы в виде отдельных голых скал или выступов, известные в геологической литературе под названиями (с запада на восток) Грамульского, Джавского, Цольдинского, Икотского, Лорцомского, Телатского, Етвалисского, Аранисского, Сатибского, Турдойского, Цивтурского, Манавис-Цивского, Карас-Цверского, Цители-Цкарского (Красноколовского), Дашюзского (Бюргутского) и Талыстанского, прослеживаются узкой полосой вдоль границы складчатой системы южного склона Большого Кавказа и Куринской впадины, начиная от Рачинского района ГрузССР на западе до Исмаиллинского района АзербССР на востоке

(рис. 1). Поэтому не случайно, что они привлекали внимание многих исследователей и об их происхождении велись многочисленные дискуссии.

Существующие взгляды на геологическую природу рассматриваемых утесов можно свести к следующему: одна группа исследователей (Рябинин, 1913; Богачев, 1930) рассматривает их как ядра протыкания, другая группа (Альяев, 1933; Кудрявцев, 1932) относит их к верхнеплиоценовым континентальным брекчиям, третья группа (Мирчинк, 1931; Горин, 1937; Соловкин, 1944) считает, что это останцы тектонического покрова или чешуя надвига (Батурин, 1934; Маркевич, 1954).

Существует мнение (Вебер, 1933) о переотложенном характере залегания данных утесов в титон-валанжинское и в верхнемеловое время. И, наконец, многие исследователи (Ульянов, 1932, 1936; Кахадзе, 1947; Гроссгейм, 1943; Хаин, 1950, 1952; Варенцов, 1950; Цагарели, 1954; Шихалибейли, 1956; Ахмедбейли, 1960; Булейшвили, 1960; Милановский и др., 1963; Дзиграшвили, 1963 и др.) допускают островное их происхождение. При этом, главным образом, они обращают внимание на то обстоятельство, что утесы юрских пород имеют региональное распространение в предгорной зоне южного склона Большого Кавказа и располагаются строго линейно. Следующим основным доводом этих исследователей является факт непосредственного залегания в основании известняков верхней юры в отдельных случаях вулканогенных пород. Возраст последних определяется ими как байосский лишь на том основании, что в соседних районах Куринской впадины и южного склона Большого Кавказа известняки верхней юры также подстилаются вулканогенным байосом. Верхней и средней юрой закрашены рассматриваемые утесы юрских пород и на геологических картах Азербайджана, Грузии и Кавказа. В соответствии с таким определением возраста строились представления по тектонике и палеогеографии Куринской впадины и смежной области южного склона Большого Кавказа. Мы не стали бы возобновлять давно прекратившуюся по этой теме дискуссию, если бы фактические материалы наших исследований подтвердили хотя бы одно из высказанных на этот счет в геологической литературе мнений.

Не останавливаясь на разборе всех изложенных выше разноречивых, а порою и противоречащих друг другу взглядов в отдельности, перейдем непосредственно к изложению фактического материала, характеризующего геологические условия нахождения интересующих нас утесов юрских пород. Начнем с крайнего восточного — Талыстанского утеса. Он находится в пяти километрах к востоку от с. Исмаиллы, на северном борту Агричайской долины среди верхнемеловых (кампаанмаастрихтских) карбонатных отложений. На юге утес уходит своим основанием под четвертичные отложения Агричайской долины (рис. 2, разрез № 5). Сложен он окремнелыми розовыми, красными кальцитизированными по трещинам известняками. Возраст этих известняков на основании найденной в них Н. Б. Вассоевичем (1950) и В. Е. Хаиным (1953) фауны определяется как верхнеюрский.

В. В. Вебер (1953), первым установивший этот утес, рассматривает его как экзотическую глыбу среди верхнемеловых пород. С. А. Ковалевский считает его глыбой, обломанной на глубине и выдавленной на поверхность поднимающейся магмой. По мнению М. Ф. Мирчинка (1931), В. А. Горина (1937) и А. Н. Соловкина (1944), этот утес представляет собой отторженец-глыбу, сорванную и увлеченную лобовыми частями надвига в процессе его горизонтального перемещения.

В. А. Гроссгейм (1948) в статье, посвященной вопросам генезиса утесов юрских пород юго-восточного Кавказа, относительно Талыстанского выступа пишет: «Талыстан — Диаллинский выход не может рассматриваться иначе, как коренной, без всяких дальнейших самостоятельных перемещений как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях».

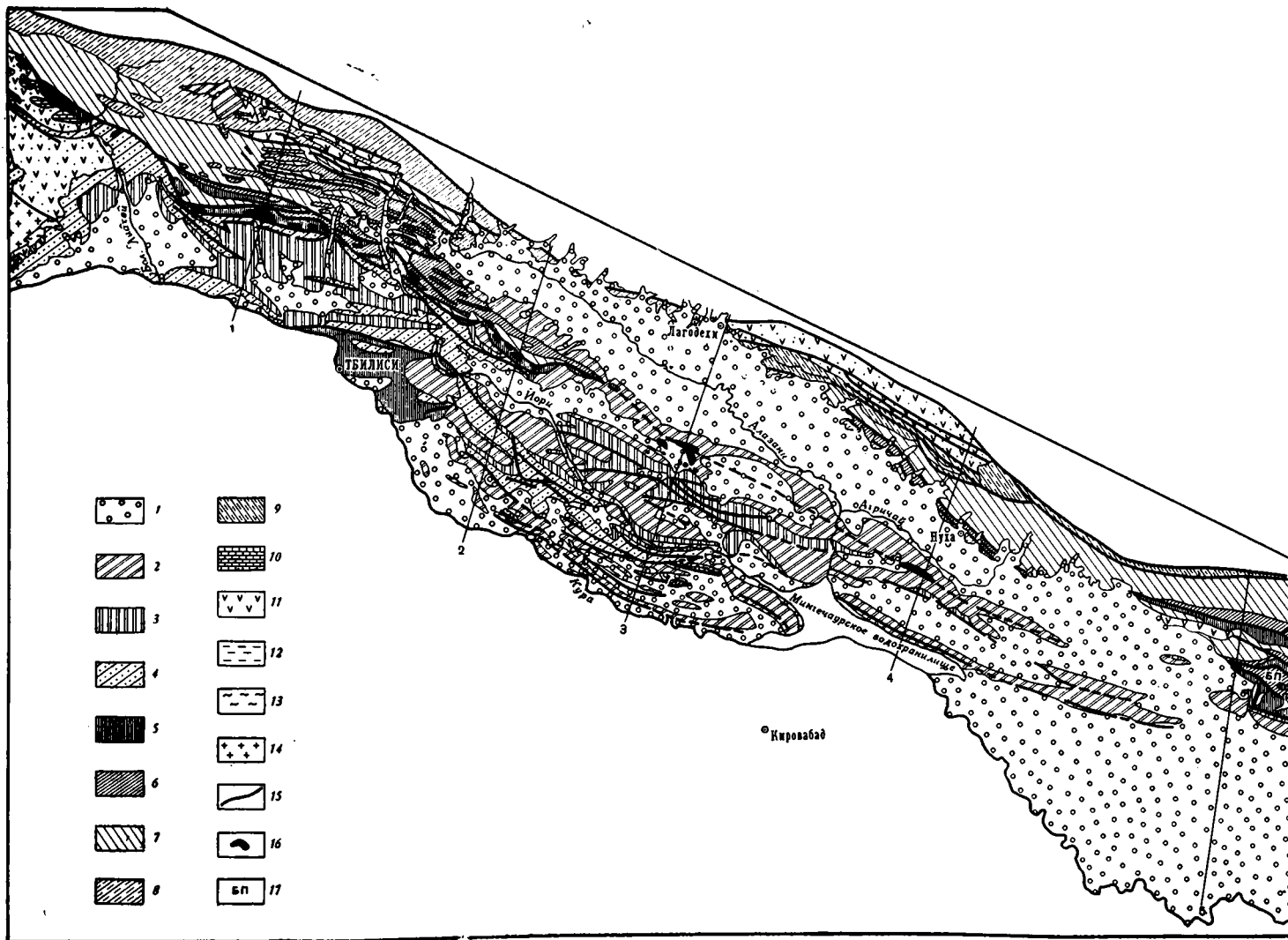


Рис. 1. Геологическая карта южного склона Большого Кавказа и прилегающей территории Куринской впадины

1 — постплиоценовые и современные отложения; 2 — верхний плиоцен; 3 — средний и нижний плиоцен; 4 — миоцен; 5 — палеоген; 6 — верхний мел; 7 — нижний мел; 8 — нижний мел (валанжин — баррем) — верхняя юра; 9 — верхняя юра (флишевые фации); 10 — верхняя юра (рифогенные известняки); 11 — средняя юра; 12 — нижняя юра; 13 — палеозойские и докембрийские метаморфические образования; 14 — гранитоиды (палеозойские); 15 — линии тектонических нарушений; 16 — утесы юрских пород; 17 — Баскальский покров

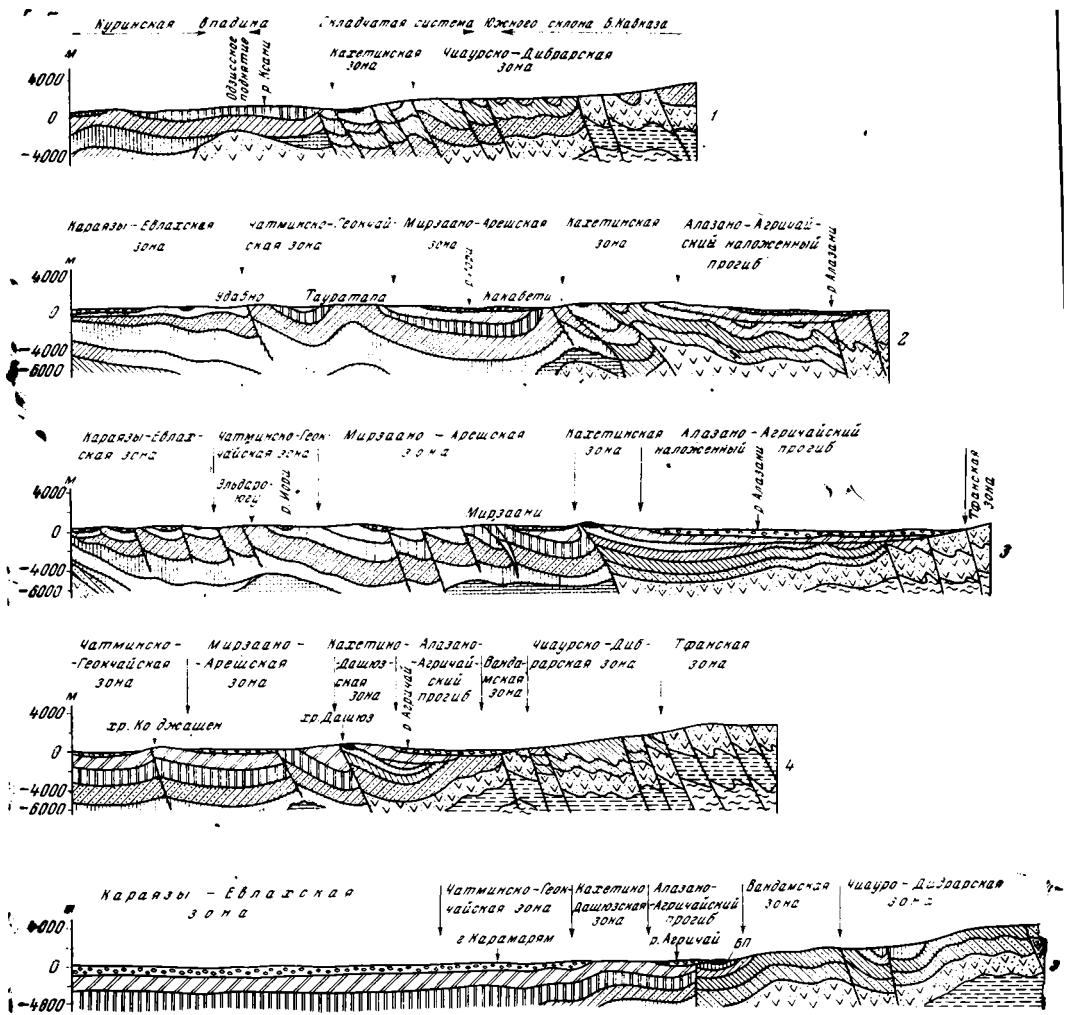


Рис. 2. Геологические разрезы (условные обозначения см. к рис. 1)

Наконец, И. А. Воскресенский (1957) рассматривает Талыстанский утес верхнеюрских известняков как экзотическую глыбу. При этом возраст вулканогенно-осадочной толщи, залегающей в основании утеса и ранее отнесенной к байосу, им определяется как верхнеальб-сеноманский лишь на том основании, что она в литофациальном отношении сходна с верхнеальб-сеноманскими отложениями, обнажающимися в верховьях р. Талыстанчай. Исходя из такого определения возраста отложений, залегающих в основании утеса, а также учитывая, что верхнемеловые (кампан-маастрихтские) отложения, обнажающиеся по соседству с этим утесом, опираются в него, этот исследователь приходит к выводу о том, что Талыстанский утес образовался в сеномонское время в результате размыва кордильеры верхнеюрских известняков, выступавшей в то время из-под моря в пределах современной Агричайской долины. В качестве доказательства существования в предгорной полосе южного склона Большого Кавказа гряды островов сложенных верхнеюрскими известняками, он ссылается на Дашбулагский и Цители-Цкарский выступы, считая их останцами этой гряды островов.

Результаты наших исследований полностью подтверждают экзотическую природу Талыстанского утеса верхнеюрских известняков, однако

в вопросе о времени образования последнего наши мнения расходятся. Прежде всего отметим, что сама карбонатная толща кампан-маастрихта, среди которой находится Талыстанский утес, не находится в коренном залегании, а является пластиной Баскальского покрова. Из-под верхнемеловых отложений здесь на многих участках в виде тектонических окон выступают эоценовые отложения. Следовательно, названная экзотическая глыба верхнеюрских известняков своим основанием уходит в эоценовые отложения. Об этом также свидетельствует и тот факт, что слои эоцена, выступающие у сел. Диаллы, в непосредственной близости от утеса, уходят под него. Кроме того, нигде в районе расположения Талыстанского утеса среди верхнемеловых отложений не наблюдаются обломки верхнеюрских известняков, тогда как последние, а также гальки и валуны среднеюрских порфиритов здесь широко развиты в отложениях эоцена, которые выражены туфопесчаниками и глыбовыми конгломератами с прослоями глин и мергелей. Это обстоятельство — явное свидетельство того, что юрские породы подвергались интенсивному размыву и разрушению именно в эоценовое время. К этому времени и следует приурочить образование Талыстанского утеса.

Это подтверждается и на примере соседнего Дашбулагского утеса юрских известняков. Этот утес находится западнее вышеописанного, на южном борту Агричайской долины, между селами Сабатли (на западе) и Дашбулаг (на востоке) и является наиболее крупным среди утесов мезозойских пород предгорной зоны южного склона Большого Кавказа (рис. 3).

В рельефе он выражен узкой, вытянутой в направлении с северо-запада на юго-восток грядой (Дашюзский хребет) протяженностью 14 км. Вся окружающая его обширная площадь покрыта мощной континентальной толщей верхнего плиоцена и антропогена. Все исследователи, описывающие этот утес, отмечают залегание в его основании порфиритовой серии байоса, а выше — лузитан-титонских известняков. Такому определению возраста и разреза пород, слагающих Дашбулагский утес, полностью противоречат данные наших исследователей. Фактический разрез этого выступа снизу вверх состоит из следующего чередования пород. В основании утеса залегает толща глыбовых конгломератов, состоящая преимущественно из галек и валунов порфирита. Изредка встречаются гальки интрузивных пород основного состава и серного известняка верхнеюрского облика. Среди галек и валунов имеются как угловатые, так и хорошо окатанные овальные разности. Преобладающими являются гальки средней окатанности. Размеры их по длинной оси варьируют от 7 до 35 см, а по короткой — от 5 до 15 см.

Обнаженная мощность толщи глыбовых конгломератов — 0,3 м у сел. Дашбулаг и 1,5—2 м у родника Чургат.

Выше следует толща розоватого гравелита, которая ранее была принята за порфиритовую толщу байоса. Обломочный материал этой толщи в основном также состоит из порфирита, часто встречаются и гальки туфобрекчий. Обломки цементированы известковистым цементом. Мощность пласта гравелитов в направлении с запада на восток уменьшается от 2—2,5 м (у родника Чургат) до 1—0,4 м (у сел. Дашбулаг). Над гравелитами залегает толща известняковой брекчии. Поверхность отдельных глыб, слагающих брекчию, покрыта тонким (до 0,15 м) слоем микроконгломерата из того же известняка. Мощность известняковой брекчии колеблется в пределах 35—60 м. Вся описываемая толща пород падает на северо-восток под углом 45—70° и несогласно (с угловым несогласием около 25—30°) покрывается мощной (более 800 м) суглинисто-галечниковой толщей верхнего плиоцена.

У сел. Дашбулаг в толще розоватых известковистых гравелитов, подстилающих отложения глыбовой известняковой брекчии, нами была обнаружена обильная фауна, среди которой М. Багмановым были опре-

делены *Grassatella semicostata* Bellardi., *Diastoma* ex. gr. *costellatum* Lamarck., *Aequipecten* sp., *Cardium* sp., *Natica* sp., датирующих среднеэоценовый возраст вмещающих их отложений. К этому добавим, что и западнее Дашбулага, в предгорной зоне южного склона Большого Кавказа, среднеэоценовые отложения представлены в аналогичной же фации.

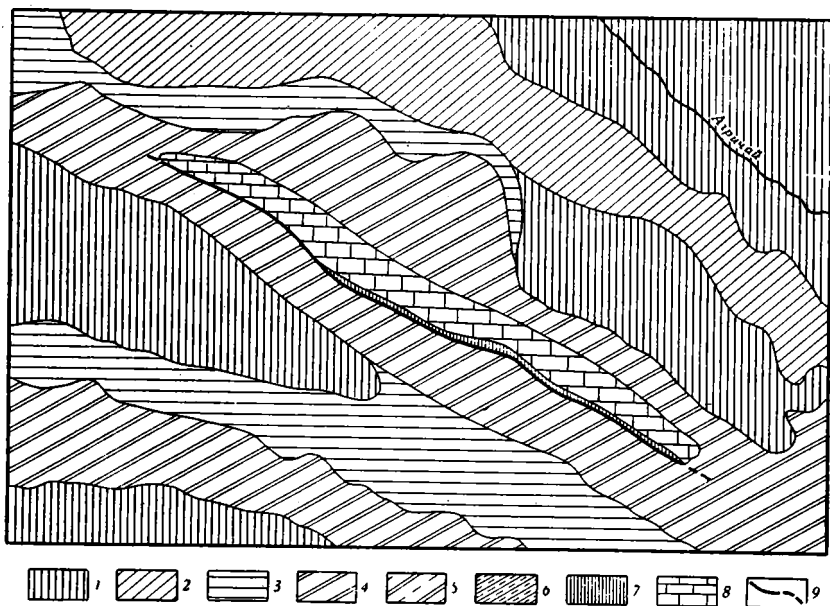


Рис. 3. Схема геологического строения района Дашбулахского утеса юрских пород

1 — четвертичные отложения без подразделения; 2 — бакинский горизонт; 3 — апшеронский ярус; 4 — акчагыльский ярус; 5 — верхний плиоцен, без подразделения; 6 — сарматский ярус; 7 — эоцен; 8 — утесы юрских пород; 9 — разрывы

М. И. Варенцов (1950), характеризуя среднеэоценовые отложения западной части южного предгорья Большого Кавказа, отмечает, что в основании нуммулитовой свиты верхнего эоцена залегает мощная толща глыбовых конгломератов, состоящая из огромных (до 2—5 м в поперечнике) слабоокатанных глыб серого известняка. Поверхность каждой из этих глыб, пишет М. И. Варенцов, покрыта оболочкой-коркой толщиной до 0,1—0,2 м микроконгломерата и брекчии из мелких галек того же известняка, а промежутки между отдельными глыбами заполнены или таким же мелкогалечным конгломератом, или же глинами зеленовато-серыми и темно-серыми с включениями галек и угловатых кусков серого известняка, с фауной верхней юры, зеленовато-серых и бурых порфиритов средней юры и известняков верхнего мела. Вся эта масса огромных глыб, галек и глин, как отмечает М. И. Варенцов, плотно сцементирована известковистым цементом и по внешнему виду создает впечатление, что это сплошной массив (монолит) известняков, содержащих верхнеюрскую фауну. Ранее эта толща была выделена как верхнеюрская, однако обнаруженная М. И. Варенцовым в цементе конгломератов нуммулитовая фауна датирует ее возраст как среднеэоценовый. К востоку эта толща обогащается глыбами порфиритов байоса и переходит в порфиритовую брекчию, ранее относимую также к средней юре.

Все эти фактические данные не оставляют сомнения в том, что лунитан-титонские известняки Дашбулагского утеса, подстилаемые фаунистически охарактеризованными отложениями среднего эоцена, находятся во вторичном залегании, т. е. являются переотложенными образования-

ми. Об этом также свидетельствуют их сильная брекчированность и наличие окатанных галек того же известняка, чуждых коренным выходам этих пород.

Следующий к западу Цители-Цкарский выступ является вторым (после Дашюзского) по величине занимаемой площади. Он располагается на южном борту Алазано-Агричайской депрессии, среди континентальных плиоцен-антропогеновых образований и сложен такими же брекчированными известняками, как и Дашбулагский утес.

Известняки здесь не образуют монолитный массив, как их описывают предыдущие исследователи, а расположены в виде отдельных голых скал или утесов (горы Тамары, Два брата, Чемодан, Илья, Биланта и др.) с абсолютными отметками от 800 до 1000 м. За исключением выступа горы Тамара, все остальные выходы известняков беспорядочно размещены среди поля развития плиоцен-четвертичных отложений, создавая впечатление об объединении их на глубине под мощным плиоцен-четвертичным покровом (см. рис. 3). Однако из нескольких десятков скважин, пробуренных до глубины 200—300 м непосредственно у подножия отдельных выступов и между ними, ни одна не вскрыла известняки, что явно свидетельствует об изолированности этих выступов. Все они находятся в синклинальном прогибе плиоцен-четвертичных отложений, располагаясь в одних случаях вдоль его осевой зоны, а в других — по бортам (см. рис. 2, профиль № 3). Характерной особенностью этих известняков является сильная брекчированность, отсутствие в них слоистости и определенного азимута падения. Среди плиоцен-четвертичных отложений они выступают в виде глыбовых включений. Экзотическая природа этих известняков отчетливо устанавливается на примере известняковых утесов горы Два брата и Илья. Первый из них выражен в рельефе двумя почти одинакового размера конусовидными вершинами. Известняки выступают здесь на самой вершине горы, а склоны ее покрыты наносами. С целью разработки известняков на южном склоне горы задана штольня, которая почти насквозь проходит ее. Однако в основании последних здесь была вскрыта галечниковая толща верхнего плиоцена, с падением на северо-восток под углом 8—10°. Скважины структурно-поискового бурения, пробуренные у подножия противоположного склона этой же горы, также не вскрыли известняки, а врезались в плиоцен-сарматские отложения, характеризующиеся теми же углами падения, что и на южном склоне. Аналогичная картина залегания характеризует известняковый утес горы Илья (Никорацixe).

В устье Хмелиной (бывшей Орлиной) балки несколько южнее горы Тамары огромная (более 180 м³) глыба известняков лежит среди четвертичных отложений, залегающих с угловым несогласием на толще пород сарматского яруса. Все эти факты не вызывают сомнения в том, что все остальные небольшие изолированные известняковые утесы Цители-Цкарского массива также находятся в бескорневом залегании среди плиоцен-четвертичных отложений. В связи с этим возникает вопрос: откуда они могли быть принесены в плиоцен-четвертичные отложения? Судя по всем геологическим и геоморфологическим данным, эти экзотические глыбы являются продуктами обвального разрушения известнякового массива горы Тамары. Этот массив находится в крайне северной части Цители-Цкарского выступа, занимает наивысшее гипсометрическое положение и обширную площадь (более 30 км²) и по геологическим условиям залегания существенно отличается от всех остальных выступов. Толща известняков мощностью более 100—150 м, которая обнажается здесь, носит явно переотложенный характер. Она сложена глыбами белых, светло-серых, светло-розовых пелитоморфных и рифогенных, местами сильно кристаллизованных и кремнистых известняков. Нередко встречаются окатанные гальки из тех же известняков и плагиоклазовых порфиритов.

В районе вершины горы Тамары белые разности известняков переполнены фауной, состоящей, по определению Т. А. Гасанова, из лузитан-титонских форм: — *Aptyxis* of. *terscundensis* Pacel., *Euostoma* *ornata* Pacel., *Phaneroptyxis* *obsusiceps* zitt.

Довольно большой список верхнеюрской фауны из этих отложений приводится в работе Н. С. Бендукидзе (1962) и Н. Г. Химшиашвили (1964). На размытой поверхности этих известняков с угловым несогласием (35—40°) лежит континентальная толща алазанской серии (ачкагыл-апшерон).

Подошва толщи известняков, точнее известняковой брекчии, нигде здесь не наблюдается, хотя некоторые исследователи (Ахмедбейли, 1960; Дзиграшвили, 1963; Горин, 1937 и др.) утверждают, что в Хмелиной балке из-под известняков выступает «порфиритовая толща байоса». Известняки здесь непосредственно налегают на толщу сильно дислоцированных (СЗ — 320—350° ↗ — 45—80°) глин с частыми прослоями конгломератов и одним прослоем песчанистого известняка, переполненного среднесарматской фауной. Контакт между известняками и подстилающей их толщей среднего сармата явно тектонический: в зоне их контакта наблюдаются признаки тектонических передвижек, т. е. перемещаемость и раздробленность пород с зеркалами скольжения. Согласно данным структурно-поискового бурения, несколько западнее и восточнее указанного места толща известняков, так же как и в районе Дашбулага, надвинута на еще более молодые образования — континентальную толщу среднего и верхнего плиоцена. Скважины, пробуренные у подножия южного склона горы Тамары, ниже известняков прошли отложения верхнего плиоцена, ширакской толщи¹ и вошли в породы сарматского яруса. Судя по изменению углов падения пластов, вниз по падению с глубиной надвиг переходит в крутой взброс.

Например, если в верховье Хмелиной балки, у самой зоны надвига, известняки наклонены на северо-восток с углами падения 35—45°, то в низовье названной балки гипсометрически ниже на 700—800 м они падают под углом 70—80°.

А. Т. Дзиграшвили этот разрыв рассматривает как пластовый надвиг или сдвиг и на своих геологических профилях проводит его по подошве известняковой толщи. При этом он отмечает, что в до- и среднесарматское время в районе известнякового выступа горы Тамары из-под известняков широкой полосой выступала порфиритовая толща байоса, а затем, в преачкагылскую фазу складчатости, возник надвиг, по плоскости которого известняки переместились на юг и полностью перекрыли «порфиритовую толщу байоса». В качестве доказательства он ссылается на содержание в большом количестве в среднесарматских отложениях, выступающих в Хмелиной балке, галек порфиритов, а в континентальной толще верхнего плиоцена — галек известняков при полном отсутствии галек порфирита.

Подобное объяснение было бы в какой-то мере приемлемо при наличии в основании известняков порфиритовой толщи байоса или в случае действительного нахождения галек порфиритов только в подстилающих верхний плиоцен отложениях, хотя встречающаяся в сарматских отложениях Южной Кахетии переотложенная фораминиферовая фауна — явное доказательство интенсивного размыва в век накопления этих образований меловых и палеогеновых отложений Горной Кахетии, которые содержат довольно мощные пачки глыбовых конгломератов и брекчий преимущественно порфиритового состава.

¹ Кстати, верхняя часть разреза этой толщи, относимая многими исследователями, в частности грузинскими геологами, к мэотису и понту, по данным палеомагнитного исследования Т. Исмаиладзе, хорошо параллелизуется со среднеплиоценовыми отложениями Восточного Азербайджана.

Если даже согласиться с автором в том, что порфириновые гальки, содержащиеся в сарматских отложениях, являются продуктами размыва местного источника, т. е. выступа горы Тамары, то, судя по окатанности галек¹, скорее всего можно допустить залегание в основании известняков таких же крупногалечниковых порфириновых конгломератов среднего эоцена, как в районе Дашбулагского утеса, тем более, что в отобранных нами из сарматских отложений этого района образцах глин Д. М. Халиловым были обнаружены эоценовые фораминиферы. Кроме того, пластовый надвиг или сдвиг не может иметь столь региональной протяженности и огромной амплитуды, которые присущи этому разрыву. Он прослеживается почти на всем протяжении предгорной зоны южного склона Большого Кавказа, как бы разграничивая собственно Куринскую впадину и складчатую систему Большого Кавказа. К югу от него залегает относительно маломощный мезозойский (не более 3—4 км) и мощный кайнозойский (до 7 км) комплекс, а к северу, наоборот, мезозой сильно увеличивается в мощности (до 10 км и более), а кайнозой сокращается (максимальная мощность его в Алазано-Агричайской долине не превышает 2,5—3 км) и на значительной территории (Горная Кахетия) он совершенно отсутствует.

Судя по данным ГСЗ, с глубиной амплитуда этого разрыва увеличивается до 5—6 км. Указанные особенности свидетельствуют о древности заложения и продолжительности развития данного разрыва, что характерно для глубинных разломов.

Итак, нет никаких оснований утверждать, что в основании известняков горы Тамары залегает порфириновая толща байоса, перекрытая в настоящее время известняками. Известняки горы Тамары как по текстуре и составу пород, так и по тектоническим условиям залегания ничем не отличаются от известняков Дашбулагского утеса, и поэтому надо полагать, что и они являются переотложенными в эоценовое время образованиями. Об экзотической природе этих известняков также свидетельствуют данные гравиметрических исследований. На карте аномалии силы тяжести этот известняковый утес выражен локальным минимумом, тогда как при коренном залегании этих известняков мы должны были ожидать здесь приближения к поверхности более плотных древних пород и в связи с этим отчетливо выраженный абсолютный максимум. Мы не можем согласиться с мнением И. О. Цимельсона о том, что Цители-Цкарский минимум вызван разуплотнением известняков, вследствие диапирового их выпирания. Во-первых, плотность этих известняков несколько не уступает плотности аналогичных известняков, развитых в области Малого Кавказа и Дзирульского массива, где о диапирах совершенно не может быть и речи. Во-вторых, пока не известны диапировые структуры, где известняки служили бы ядром протыкания, не говоря уже о том, что складчатость зоны развития рассматриваемых нами выступов юрских пород совершенно не типична для областей развития диапировых структур.

Геологическая природа Цители-Цкарского минимума может быть объяснена только нахождением верхнеюрских известняков здесь в бескорневом залегании среди более молодых палеогеновых отложений².

К западу от Цители-Цкаро утесы юрских пород широким развитием пользуются в Кахетинской зоне. Наиболее крупным из них является Гра-

¹ Порфириновые гальки, содержащиеся в сарматских отложениях, хорошо окатаны, что никак нельзя объяснить размывом порфириновой толщи находящегося рядом выступа горы Тамары.

² По устному сообщению А. Т. Дзиграшвили, структурно-картировочная скважина, пробуренная недавно у подножия северного склона горы Тамары, в Алазачской долине, под известняковыми брекчиями вскрыла такую же толщу глыбовых конгломератов порфиритового состава, что и эоценовые конгломераты площади Дашбулах. Это еще раз подтверждает наши выводы.

мульский утес, который находится в бассейне р. Грамули у перевала Эрцо. Здесь узкой полосой, протяженностью более 20 км, выступает толща пород, сложенная в нижней части порфиристыми брекчиями, а в верхней части брекчированными рифогенными известняками верхней юры. В цементе порфиристой брекчии содержатся верхнеэоценовые нуммулиты. Вся эта толща пород несогласно залегает на среднеэоценовых известняках, подстилающихся на правом берегу р. Громули (у моста) вулканогенным байосом Цедисско-Часовалского поднятия. Остальные утесы Кахетинской зоны обладают значительно меньшими размерами, чем вышеописанные, и большинство из них сложено вулканогенным байосом (см. рис. 2).

Нашими исследованиями эти утесы юрских пород не были охвачены, но, судя по геологическим условиям нахождения, они так же, как и Кванский, Джавский, Цители-Цкарский, Дашбулагский и Талыстанский, являются экзотическими утесами, приуроченными так же к отложениям палеогена и, в частности, эоцена (см. рис. 2, профили 1, 2).

Во-первых, все они без исключения сосредоточены в полосе развития палеогеновых отложений, принадлежащих далекому южному крылу Кахетинского антиклинория, сложенного в осевой части нижнемеловыми флишевыми отложениями. На погружении Кахетинского антиклинория у гор. Груджаани палеогеновые отложения, периклинально опоясывая названное поднятие, переходят в его осевую зону, и в связи с этим и утесы юрских пород, подчиняясь тектоническим условиям залегания палеогеновых отложений, занимают центральное положение в указанной зоне поднятия (Цители-Цкарский и Дашбулагский выступы), что явно доказывает приуроченность этих утесов к отложениям палеогена. Во-вторых, Кахетинский антиклинорий, вдоль которого расположены эти утесы юрских пород, имеет веерообразное строение. Складки крайне северной зоны антиклинория опрокинуты на север, в сторону Алазанской долины, а южной зоны — к югу, в сторону полосы развития интересующих нас утесов. При этом центром веера складчатости служит полоса выходов на поверхность нижнемеловых отложений, тогда как при коренном залегании рассматриваемых утесов юрских пород таким центром должна была бы служить зона развития юрских выступов, как жесткое ядро или зона выхода на поверхность более древних плотных пород. При коренном залегании рассматриваемых утесов зона развития последних, как область устойчивого поднятия, начиная с позднеюрской эпохи, а следовательно, и малых мощностей молодых рыхлых отложений по отношению к смежным областям Куринской впадины и Алазанской долины, на карте аномалии силы тяжести должна была бы выражаться максимумом, чего, однако, нет на самом деле.

К этому можно добавить отсутствие данных о перекрытии какого-либо из этих утесов отложениями древнее палеогена, что могло бы свидетельствовать об существовании их в допалеогеновое время.

Судя по литературным данным, образование некоторых из этих утесов юрских пород может быть отнесено даже к более позднему времени, чем эоцен. Например, Д. А. Булейшвили, описывая один из крупных утесов, расположенных в бассейне р. Ксани, между селами Икоти и Коринта, и сложенных авгитовыми порфиритами, туфами, туфобрекчиями и туфопесчаниками, отмечает, что в его основании залегают темно-серые глинистые сланцы и глины с ярозитом, напоминающие майкопские отложения. Далее он пишет, что обнаруженная в глинах, переполненных ярозитом, фауна позволяет отнести эту толщу пород к байосскому ярусу.

Безусловно, определение геологического возраста пород прежде всего должно базироваться на руководящей фауне, но в данном случае найденная в ярозитоносных глинах байосская фауна явно переотложенная и не может характеризовать возраст вмещающих ее отложений.

Всюду на Кавказе, тем более в Закавказье, байос представлен исключительно в вулканогенной фации и не содержит ярозитоносных глин. Последние являются характерным признаком майкопской свиты. В этой связи вызывает сомнение и лейасский возраст песчано-глинистой толщи, выделенной Д. А. Булейшвили в зоне южного предгорья Большого Кавказа, в междуречье Арагви и Ксани. Еще в 30-х годах эта толща пород В. П. Ренгартеню (1932) была выделена под названием телатгорской свиты нижнего олигоцена. В дальнейшем М. И. Варенцов, на основании фаунистических данных, нижнюю часть этой толщи отнес к эоцену.

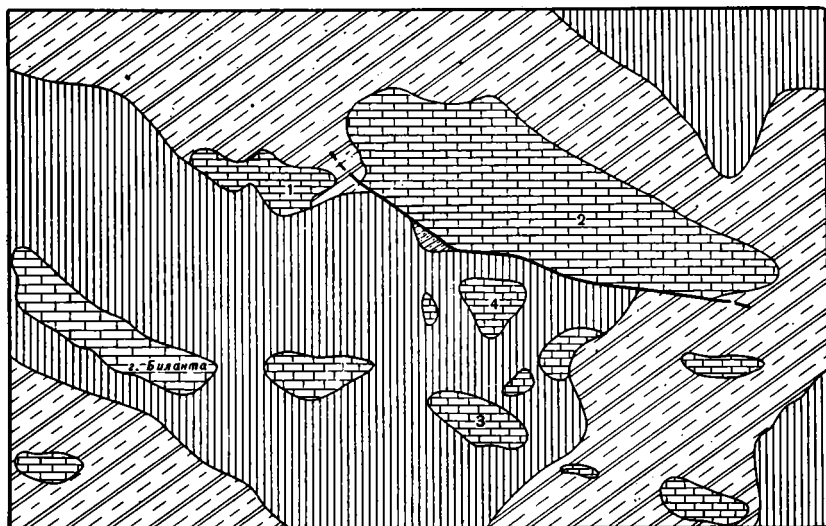


Рис. 4. Схема геологического строения района Цители-Цкарского утеса юрских пород. (условные обозначения см. к рис. 3)

Таким образом, вся совокупность геолого-геофизических данных свидетельствует о бескорневом залегании утесов юрских пород предгорной зоны южного склона Большого Кавказа и приуроченности их к палеогеновым и, в частности, к эоценовым отложениям. В этой связи возникает вопрос о происхождении этих утесов юрских пород. Откуда же могли быть перенесены в палеогеновый бассейн предгорной зоны южного склона Большого Кавказа в таком большом количестве обломки порфириновой серии байоса и рифогенных известняков верхней юры?

Характер распространения и размещения этих материалов и их литофациальные особенности позволяют выделить в качестве такой область Куринской впадины.

Наиболее крупные глыбовые разности юрских пород сосредоточены именно в крайней южной, прилегающей к Куринской впадине, полосе предгорий Большого Кавказа. В направлении на север глыбовый материал постепенно замещается относительно более отсортированными мелкими разностями, причем процентное содержание последних резко уменьшается, и, наконец, в палеогеновых отложениях северной периферии Кахетинского антиклинория они совершенно исчезают.

Аналогичную картину дает и обломочный материал юрских пород, приуроченных к меловым отложениям Кахетинской зоны поднятия (Цагарели, 1954).

В литофациальном отношении эти породы совершенно тождественны юрским отложениям, развитым по северо-восточной периферии Дзиркульского массива, непосредственно к югу от зоны развития интересующих нас утесов. В направлении на восток порфиритовая толща байоса

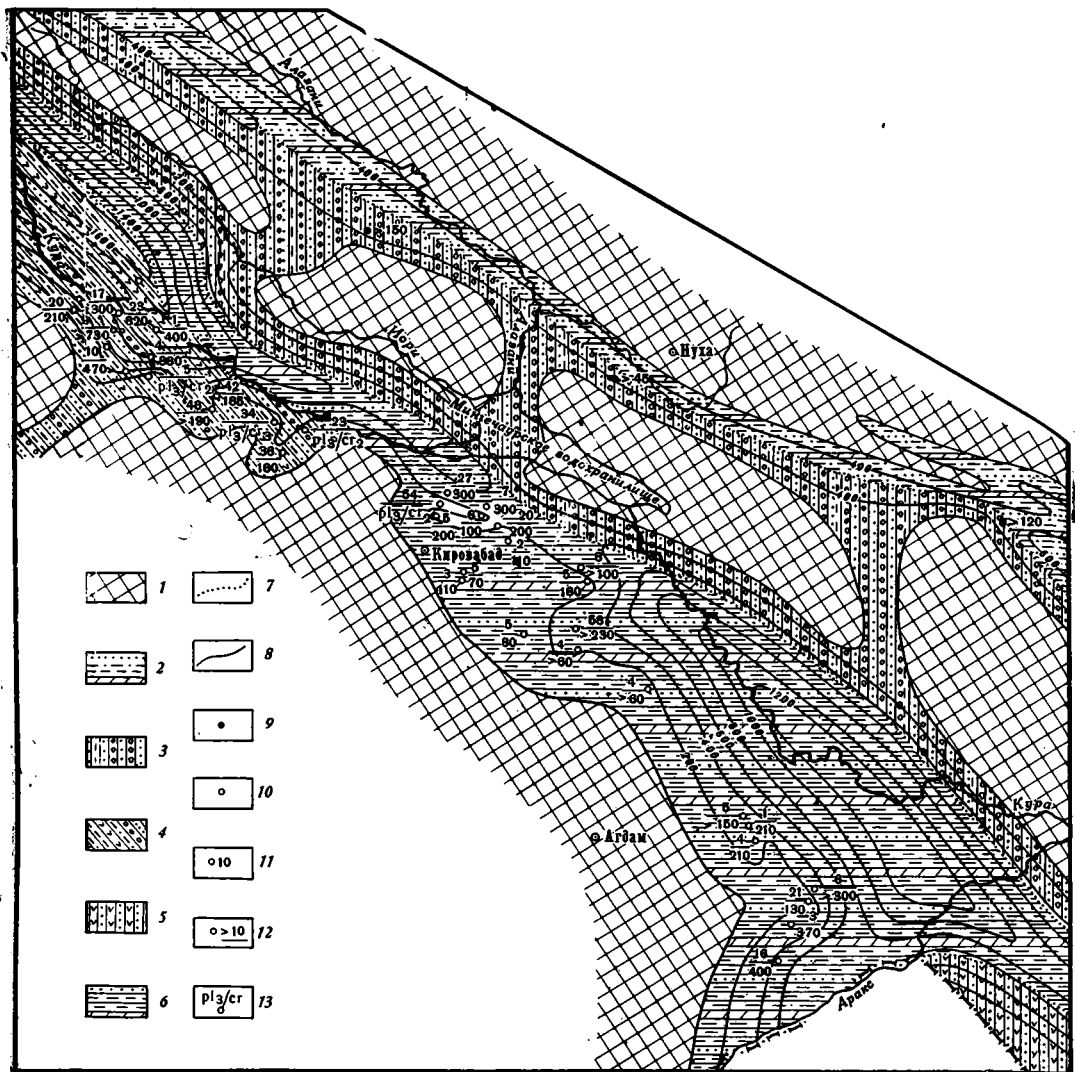


Рис. 5. Схема распределения фаций и мощностей эоценовых отложений Среднекуринской впадины

1 — суша; 2 — морские песчано-мергельно глинистые отложения; 3 — морские песчано-конгломератовые отложения с глыбами юрских пород; 4 — морские песчано-глинистые отложения с прослоями туфобрекчии, туфов, туффитов и мергелей; 5 — морские вулканогенно-песчаные отложения с прослоями глин и мергелей; 6 — морские глинистые отложения с прослоями мергелей и песчаников; 7 — границы литологических комплексов; 8 — изопахиты; 9 — разрезы по обнажениям, 10 — разрезы по скважинам; 11 — полная мощность; 12 — мощность, видимая из-за отсутствия данных по нижней части; 13 — отсутствие отложений данного возраста с наложением молодых, с перерывом на более древние

и покрывающие ее рифогенные известняки верхней юры уходят под неогеновые отложения Куринской впадины.

Все сказанное выше позволяет заключить, что область Куринской впадины в течение большей части мелового и палеогенового периодов представляла собой сушу и с севера ограничивалась глубоким геосинклинальным прогибом. Этот прогиб до палеогенового времени занимал всю область развития меловых отложений южного склона Большого Кавказа, расчлняясь в своей восточной части Вандамским поднятием на Закатало-Ковдагский и Агричайский прогибы.

В палеогеновое время в связи с возникновением Кахетинского поднятия на западе и разрастанием Вандамской суши, слившейся на вс

стоке с сушей Главного Кавказа, этот прогиб сильно сужается и превращается в узкий глубокий предгорный трот (рис. 4). На западе он через Джава-Амбролаурский пролив, вдоль северной периферии Дзиркульского поднятия, соединялся с Лечхумским прогибом, а на востоке, благодаря наличию Алазано-Агричайской депрессии, сливался с Кобыстанским прогибом (рис. 5). На фоне этого узкого глубокого прогиба Куринская суша, или зона кордильер, сложенная юрскими порфиридами и рифогенными известняками, выступала в виде скалистой обрывистой гряды, обрушение которой происходило под воздействием эрозии, абразии и, возможно, тектонических подвижек (землетрясений). Этим и объясняется региональный характер распространения, огромные размеры (до 30 км²) и линейное расположение утесов юрских пород в предгорной полосе южного склона Большого Кавказа.

По всей вероятности, в эоцене в этой зоне прогиба подобные глыбы юрских пород были развиты в еще большем количестве. Часть их, видимо, была разрушена абразией, послужив материалом для глыбовых конгломератов эоцена той же предгорной зоны, другая часть после вовлечения этой зоны в поднятие превратилась в обломочный материал для неогеновых отложений Куринской впадины, а еще одна часть, возможно, находится в погребенном состоянии среди палеогеновых отложений.

Резюмируя вышеизложенное, можно заключить, что Куринская впадина, вернее ее северная часть, является областью сравнительно более молодого (неогенового) опускания, чем ее южная, предмалокавказская зона.

Литература

- Альяев С. Е. К вопросу о возрасте и условиях залегания Красноколодского известняка. Тр. Нефт. геол. разв. ин-та. Сер. Б., вып. 29, 1933.
- Ахмедбейли Ф. С. Выступы мезозойских пород в предгорной полосе южного склона Большого Кавказа. Уч. зап. Азерб. гос. ун-та. Сер. геол.-геогр. наук, № 4, 5, 1960.
- Батурин В. П., Ульянов А. В. К вопросу о возрасте и происхождении известнякового массива селения Красные колодцы (юго-восточная Кахетия), Азерб. нефт. хоз. Баку, № 10, 1934.
- Варенцов М. И. Геологическое строение западной части Куринской депрессии. Изд-во АН СССР, 1950.
- Бендукидзе Н. С. Стратиграфия рифогенных фаций верхней юры Грузии и смежных с ней областей Кавказа. Докл. сов. геол. I Междунар. коллоквиуму по юрской системе. Изд-во АН ГрузССР, Тбилиси, 1962.
- Богачев В. В. Материалы к геологии Восточно-Закавказской низменности. Азерб. нефт. хоз., Баку, № 2—3, 1930.
- Вебер В. В. От Вандама до Нухи. Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та. Сер. Б., вып. 67, 1933.
- Воскресенский И. А. К вопросу о происхождении Талыстанского утеса. Докл. АН АзербССР, т. XIII, № 5, 1957.
- Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд-во АН ГрузССР, Тбилиси, 1949.
- Гамкрелидзе П. Д. Геотектоническая природа Мухранско-Тирипонской долины. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР. Сер. геол., т. VI (XII), 1953.
- Горин В. А. К вопросу тектоники северного борта Куринской низменности. Азерб. нефт. хоз., Баку, № 8—9, 1937.
- Гроссгейм В. А. Дибрарские утесы юго-восточного Кавказа. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1948.
- Джанелидзе А. И. К вопросу о тектоническом расчленении территории Грузии. Вопросы петрографии и минералогии, т. I, Изд-во АН СССР, 1953.
- Джанелидзе А. И., Рубинштейн М. М. Геологическое строение юго-восточной части Кахетинского хребта. Тр. Ин-та геологии. Изд-во АН ГрузССР, т. X (XV), Тбилиси, 1957.
- Дзиграшвили А. Т. О возрасте Красноколодских известняков Южно-Кахетинского района. Материалы по геологии и нефтегазоносности юга СССР. Гостоптехиздат, 1963.
- Кахадзе И. Р. Грузия в юрское время. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР. Сер. геол., т. III (VIII), 1947.
- Кудрявцев Н. А. Геологические исследования в междуречье Алазани и Куры. Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та. Сер. Б., вып. 32, 1932.
- Маркевич В. П. Геологическое строение Восточной Грузии. Изд-во АН СССР, 1954.

- Милановский Е. Е. О некоторых закономерностях строения и истории развития шовных зон (на примере Кавказа). Сов. геология, № 6, 1962.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд. МГУ, 1963.
- Мирчинк М. Ф. К вопросам генезиса Дибрарских утесов. Изв. Азерб. н.-и. ин-та, Баку, № 3 (10), 1931.
- Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр. Всес. геол.-разв. о-ва, вып. 148, 1932.
- Рябинин А. Н. Геологические наблюдения по линии Кахетинской ж. д. Изв. Геол. ком., т. XXXII, 1913.
- Соловкин А. Н. Об экзотических утесах Дибрарского типа. Изв. Азерб. фил. АН СССР, № 6, 1944.
- Ульянов А. В. О возрасте Ширакской свиты в юго-восточной Кахетии. Азерб. нефт. хоз., Баку, № 4, 1932.
- Ульянов А. В. Геологические исследования в Мирзаанском нефтеносном районе. Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та. Сер. А., вып. 80, 1936.
- Хаин В. Е., Леонтьев Л. Н. Основные этапы геологического развития Кавказа. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 3—4, 1950.
- Хаин В. Е., Шарданов А. Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. Изд-во АН АзербССР, 1952.
- Хаин В. Е. Краткий геологический очерк эпицентральной зоны шемахинских землетрясений. Изв. АН АзербССР, № 3, 1953.
- Химшиашвили Н. Г. К изучению титонских отложений Грузии. Вопросы геологии Грузии. Изд-во «Мецниереба», Тбилиси, 1964.
- Цагарели А. Л. Верхний мел Грузии. Изд-во АН ГрузССР, Тбилиси, 1954.
- Шихалибеги Э. Ш. Геологическое строение и развитие Азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Изд-во АН АзербССР, 1956.

Институт геологии
АН АзербССР
Баку

Статья поступила
28 апреля 1966 г.

A. V. MAMEDOV

THE MODE OF OCCURRENCE AND ORIGIN OF CLIFFS BUILT OF JURASSIC ROCKS DEVELOPED WITHIN THE PIEDMONT OF THE GREAT CAUCASUS SOUTHERN SIDE

The problem of the origin and mode of occurrence of cliffs formed by Jurassic rocks within the southern piedmont of the Great Caucasus was repeatedly the subject of heated discussions in the geological literature. No one opinion expressed on this matter, however, is supported by the facts.

These cliffs are confined exclusively to the belt of Paleogene, in particular, Eocene sediments and consist of clumpy conglomerate or breccia composed of either Jurassic rocks or Upper Jurassic limestone or Bajocian porphyrite. Rich Eocene fossil fauna was found in both the cement of these formations and beds underlying a number of the cliffs. On the gravity map the cliffs are expressed as local negative anomalies. All these facts clearly show a reworked nature of Jurassic rocks known from the piedmont of the Great Caucasus southern side.

These rocks are mostly facies of Eocene clumpy conglomerate and breccia. Both the distribution pattern of the sizes of blocks and pebbles and their roundness indicate the supply of the material from the south, that is, from the side of the adjoining zone of the Kurinskaya trough.

Moreover, this conclusion is strengthened, too, by a facial similarity of these rocks with the Jurassic of the western Kurinskaya trough, along the north-eastern margin of the Dzirul'skiy nose.

All the above permits the inference to be drawn that, being largely a land in the Cretaceous, the Southern Kakhetino-Adzhinourskaya zone of the Kurinskaya trough area had been cordillera up to Oligocene, supplying coarse clastic material derived from Jurassic rocks to a geosynclinal trough within the belt of the studied cliffs built of Jurassic formations.

Institute of Geology
Academy of Sciences of AzSSR
Baku

УДК 551.24(591 + 593)

Г. А. КУДРЯВЦЕВ, Ю. Г. ГАТИНСКИЙ, А. В. МИШИНА,
А. Н. СТРОГАНОВ**НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ БИРМЫ
И МАЛАККСКОГО ПОЛУОСТРОВА**

Особенности геологической истории Восточной Бирмы и Малаккского полуострова указывают на существование здесь условий развития, близких к геосинклинальным, в течение всего палеозоя и большей части триаса. С конца триаса эти области вступают в орогенный этап развития. Для территории Западной Бирмы характерны доорогенные условиями развития.

В зоне сочленения этих двух разновозрастных тектонических областей развиты многочисленные массивы гранитоидов, образующие весьма протяженный пояс субмеридионального протирания. Этот пояс, названный Бирмано-Малайским гранитоидным поясом, может рассматриваться как важный структурный элемент Юго-Восточной Азии. Весьма характерно его структурное положение в зоне сочленения области мезозойской складчатости с областью кайнозойского тектогенеза. Образующие его интрузии представлены двуслюдяными лейкократовыми оловоносными гранитами, сопровождаемыми жильной серией пегматитов и аплитов.

По этим признакам гранитоиды Бирмано-Малайского пояса могут сопоставляться с гранитоидами грандиозного Чукотско-Катазнагского вулканоогенного пояса.

Данные об указанном структурном положении Бирмано-Малайского гранитоидного пояса подкрепляют представления о принадлежности структур Западной Бирмы к структурам Тихоокеанского кольца.

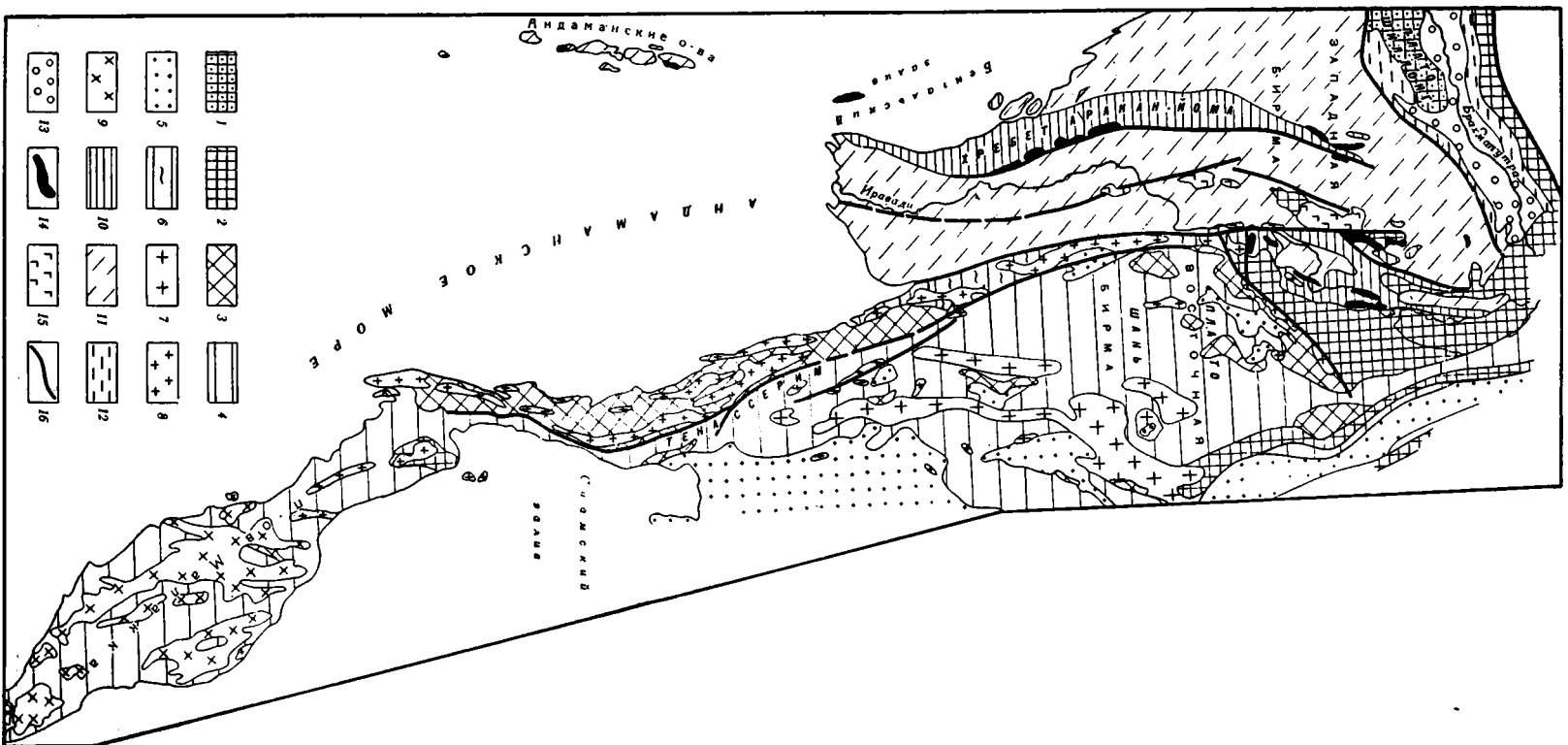
ВВЕДЕНИЕ

Территория Бирмы и Малаккского полуострова в тектоническом отношении представляет значительный интерес, так как здесь происходит сочленение структур, принадлежащих разновозрастным складчатым зонам. Здесь удается выяснить некоторые специфические черты строения и развития этих структур и характер их сочленения.

Структуры Восточной Бирмы и прилежащих районов Лаоса и Таиланда, а также Малаккского полуострова принадлежат зоне, в которой большинство исследователей завершающую (главную) складчатость устанавливают в конце триаса и всю эту площадь относят к области мезозойской складчатости (тектоническая карта Евразии, 1966).

Структуры Западной Бирмы (бассейн р. Иравати, хр. Аракан-Йома и площадь к западу от него) относятся к области кайнозойского тектогенеза (тектоническая карта Евразии, 1966). В последней, по мнению некоторых исследователей, заключительный этап геосинклинального развития, сопровождаемый формированием молассового комплекса отложений, еще не начался (Муратов, 1965₂).

Сочленение структур обеих разновозрастных областей происходит по глубинным разломам. Особый интерес вызывает развитие в зоне этого сочленения специфических гранитных интрузий. Последние приурочены к краевой части области мезозойской складчатости и образуют субмеридионально вытянутую, весьма протяженную полосу. Эта полоса интрузий, которую можно назвать Бирмано-Малайским гранитоидным поя-



сом, может быть выделена в качестве самостоятельной структурной единицы, являющейся исключительно характерной для этой части Юго-Восточной Азии. Основные черты строения указанных структурных элементов, по имеющимся литературным данным, представляются следующими.

ОБЛАСТЬ МЕЗОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

В настоящей статье нас интересует не вся достаточно обширная территория развития мезозойской складчатости Юго-Восточной Азии (тектоническая карта Евразии, 1966), а только зона, охватывающая западные районы этой территории. Она включает площадь полуострова Малакка, Тенассерим и прилежащие к нему районы до Индосинийского массива на востоке, а также Шаньское плато на северо-востоке Бирмы и горные хребты к северу от него, откуда структуры мезозойской складчатости, меняя свои простирания с меридиональных на северо-восточные, а затем — на северо-западные и субширотные, огибают выступ Шиллонг и протягиваются через хребты Хэндуаньшаня к высокогорным районам Тибета и Гималаев.

Окраинная, западная часть этой площади, непосредственно примыкающая к зоне кайнозойского тектогенеза, выступает в виде краевого антиклинального поднятия, хорошо обозначаемого выступами преимущественно докембрийского комплекса основания мезозойской складчатости. В пределах этой антиклинальной зоны обнажаются наиболее древние — докембрийские и нижнепалеозойские породы. Средне- и верхнепалеозойские отложения преимущественно развиты в синклиналии, расположенной восточнее упомянутой краевой зоны мезозойской складчатости. Мезозойские породы известны в пределах обеих зон.

Наиболее древние отложения в зоне мезозойской складчатости выступают в северной половине антиклинальной полосы, где ее меридиональное простирание отклоняется к северо-востоку и антиклинальная структура, расширяясь, занимает значительную площадь Шаньского плато. Здесь эти древние породы распространены в районе города Могок, откуда они прослеживаются на север в пределы провинции Юньнань Китая. Эти отложения, известные в Бирме как серия Могок, состоят из различных гнейсов, кристаллических сланцев и гранулитов с прослоями мраморов, иногда довольно мощных. Среди гнейсов наиболее обычны биотитовые гнейсы, реже присутствуют пироксеновые. В подчиненном количестве также отмечаются амфиболиты (Clegg, 1941; Iuer, 1953; Kobajashi, 1960). Породы серии Могок сопоставляются с архейскими образованиями (дхарварская система) Восточных Гат Индостана (Стратиграфический справочник, 1960); китайские геологи серию Могок Бирмы рассматривают как продолжение образований фундамента Тибетского платформенного массива (Основы тектоники Китая, 1962). Выше серии Могок в стратиграфическом разрезе севера Восточной Бирмы помещаются довольно мощные (до 3—3,5 км) толщи преимущественно терригенных пород, в различных местах по-разному метаморфизованных. Наиболее интенсивно метаморфизованы отложения к югу от г. Могок. Здесь эти породы, выделяемые как слюдяные сланцы Мон-Лон (La Touche, 1908),

Тектоническая схема западной части Индокитая

1 — Индостанская платформа (Шиллонгский выступ); 2 — Докембрийский фундамент области мезозойской складчатости и области кайнозойского тектогенеза. Область мезозойской складчатости; 3 — выступы докембрийско-нижнепалеозойского метаморфического комплекса (преимущественно в краевом антиклинальном поднятии); 4 — палеозойско-триасовый складчатый комплекс; 5 — рэтюрские (в основном), наложенные впадины; 6 — участки метаморфизма палеозойско-триасовых пород (в зоне Бирмано-Малайского гранитоидного пояса); 7 — роговообманково-биотитовые (позднеорогенные) граниты; 8 — двуслюдяные оловоносные (посторогенные) граниты Бирмано-Малайского гранитоидного пояса; 9 — нерасчлененные роговообманково-биотитовые и двуслюдяные граниты в зоне Бирмано-Малайского гранитоидного пояса. Область кайнозойского тектогенеза; 10 — выступы мезозойского складчатого комплекса; 11 — палеоген-неогеновые геосинклинальные прогибы; 12 — четвертичные наложенные впадины; 13 — современные отложения; 14 — позднемеловые интрузии гипербазитов; 15 — кайнозойские вулканы, преимущественно основного состава; 16 — главные разломы

имеют тектонический контакт с породами серии Могок. К югу от города Мон-Лон прослеживается толща филлитов и глинистых сланцев с пачками кварцитов и аркозовых песчаников. Эти породы объединяются в серию Чаун-Маджи. Породы этой серии обнажаются также в горстовых выступах и среди среднепалеозойских отложений плато Шань. Аналогами серии Чаун-Маджи считаются сланцы, филлиты и песчаники серии Гаолян, развитые в провинции Юньнань (хребты Хэндуаньшяня) (Brown, 1938), а также сланцы и песчаники виндийской системы (группа Пурана), распространенные в Тибетском массиве (Wadia, 1953). Большинство исследователей указанные отложения рассматривают как позднедокембрийские. В Южной Бирме, по-видимому, к тому же комплексу отложений, возможно к более высокой его части, относится довольно однообразная толща терригенных пород, широко распространенных в хр. Тенассерим и известных здесь как серия Мергуи. Преобладающими породами в составе серии являются: глинистые сланцы, филлиты и аргиллиты с подчиненными пачками песчаников, конгломератов, туфов, кварцитов (Brown a. Heop, 1923; Rau, 1930; Clegg, 1953). На севере Тенассерима в отложениях серии Мергуи преобладают более тонкообломочные, глинистые отложения, представленные здесь аргиллитами и шиферными сланцами. В южном направлении увеличивается количество грубообломочных пород, а степень вторичных изменений (метаморфизм) — уменьшается. Далее к югу, в Таиландской части полуострова Малакка отложения серии Мергуи, по-видимому, продолжают толщей глинистых и шиферных сланцев, аргиллитов, кварцитов и песчаников, объединяемых в серию Пукет (Brown, 1951), а южней, в Малайе — в серию Махинхен (Alexander, 1959). Сейчас, после работ Т. Кобаяси, можно считать доказанным кембрийский возраст значительной части пород, относящихся к этим двум сериям (Kobayashi, 1960).

Описанный комплекс отложений, включающий серии Мон-Лон, Чаун-Маджи, Мергуи, Пукет и Махинхен, представляется достаточно единым. Он охватывает, по-видимому, отложения позднего докембрия и нижнего палеозоя. Весьма вероятно, что на существующих геологических картах в этот комплекс могут оказаться включенными и более молодые отложения, подвергавшиеся достаточно интенсивному контактовому метаморфизму. Особенно это касается отложений, выделяемых в серию Мергуи. Однако это обстоятельство не изменяет того положения, что широкое развитие метаморфических, обычно интенсивно дислоцированных пород описанного комплекса является характернейшей чертой геологического строения краевой антиклинальной зоны мезозойд Центральной Бирмы и полуострова Малакка.

Лежащий выше комплекс палеозойских отложений, в своей нижней части представленных в основном породами ордовика, в северной части территории (плато Шань) отделен от описанного выше комплекса перерывом и залегает на нем несогласно. В южной ее части (побережье Сиамского залива к востоку от Тенассерима, перешеек Кра) ордовикские и среднепалеозойские отложения образуют с нижним комплексом согласную непрерывную серию, включающую в верхах породы нижнего карбона. В разных местах территории толщи, слагающие палеозойский комплекс, находятся в разных соотношениях между собой. Меняются также фации разновозрастных отложений и их мощности. Все это свидетельствует о значительном разнообразии условий осадконакопления, вызванном как существованием длительно развивающихся прогибов, так, вероятно, и возникновением в разное время палеозоя новых прогибов и поднятий. Отложения в устойчивых длительно развивавшихся прогибах имеют характер довольно типичных геосинклинальных (миогеосинклинальных) формаций, главным образом песчано-сланцевых и карбонатных или терригенно-карбонатных. К числу их относится преи-

мощественно известняковая толща, выделяемая на полуострове Малакка в серию Тунг-Сонг (Brown, 1951; Burawas, 1957) и серию Сетул (Kobayashi, 1960). Отложения, образующие эти серии, достигают мощности более 2500 м. Они накапливались в прогибе, наследующем кембрийский прогиб, выполненный породами серий Пукет и Махинхен. Граптолиты и гастроподы, найденные в пачках глинистых и кремнистых сланцев, заключенных среди известняков, указывают на ордовикский возраст этих серий. Лежащие выше среднепалеозойские отложения, относимые к серии Канчанабури, представлены толщей филлитов, глинистых и песчаных сланцев и песчаников с прослоями известняков. Мощность этой серии в некоторых районах достигает 2900 м. Песчано-сланцевые породы серии Канчанабури перекрыты известняками пермокарбоновой серии Ратбури, имеющими на Малаккском полуострове мощность от 1000 до 2500 м, а на севере Таиланда — около 2000 м (Lee, 1927).

Таким образом, разрез палеозойских карбонатно-песчано-глинистых отложений, накопившихся на Малаккском полуострове после кембрия, достигает мощности более 6000 м.

К северу от описанной площади Малаккского полуострова, частично уже в Тенассериме, а в основном на Шаньском плато, особенно по западной его окраине, разрез палеозойских отложений, в общем, не представляется таким единым, да и мощность его значительно меньше. Отдельные толщи этого разреза не всегда могут рассматриваться как в полной мере геосинклинальные, хотя они и образованы морскими осадками, которые по ряду признаков в то же время нельзя отнести и к ортогенным образованиям.

Ордовик и силур Шаньского плато представлены толщами морских песчано-сланцевых и карбонатных отложений общей мощностью до 2000 м. Некоторые из этих толщ — терригенные отложения Панджун, Нгуэтаунг, карбонатные Ньяунбо и др. пользуются ограниченным распространением и имеют мощность в несколько десятков метров. Другие, как, например, ордовикская карбонатно-терригенная серия Наунканджи, карбонатная серия Мосон и слои Пиндая, силурийские карбонатные и песчаниковые слои Намхсим и др. распространены широко и имеют мощности в несколько сотен метров.

В общем ордовикские и силурийские отложения менее развиты по западной окраине плато Шань, здесь меньше и их мощности и более резко выражены перерывы в разрезах. Для силурийских пород (слои Намхсим) западной части Шаньских провинций характерно развитие обломочных отложений (кварцевые и полевошпатовые песчаники), тогда как в восточной части распространены карбонатные и глинисто-карбонатные фации.

Верхняя часть разреза палеозойских отложений (девон — карбон — пермь) в Шаньских провинциях представлена мощной толщей карбонатных пород, названных Ля Тушем (La Touche, 1908) «известняками Плато». Мощность этих отложений более 2000 м. Таким образом, разрез палеозойских морских песчано-глинисто-карбонатных отложений в северных районах площади мезозойд Центральной Бирмы составляет не менее 4000 м.

Характерной чертой разреза палеозоя Бирмано-Таиландских мезозойд является развитие в нижней его половине как карбонатных, так и песчано-глинистых отложений, причем, последних в большей степени, а в верхней половине — исключительное развитие достаточно мощных толщ известняков (серия Ратбури Малаккского полуострова, известняки Моулмейн Тенассерима, «известняки Плато» Шаньских провинций).

Второй характерной чертой этого разреза является весьма незначительное развитие вулканогенных образований. В числе их надо отметить

очень ограниченно распространенные на севере площади, у города Бодуин, риолитовые лавы и туфы суммарной мощностью в несколько десятков метров. Условно их относят к кембрию. Более широко распространены лавы и туфы преимущественно среднего, а также и основного состава в самой южной части зоны мезозойд, главным образом на территории Малайзии, где они переслаиваются с глинистыми породами верхнего карбона — перми, относящимися к серии Рауб. Здесь вулканогенные породы объединяются в серию Паханг, а возраст их принимается как каменноугольно-триасовый (Lexique stratigr. intern., 1956; Постельников и др., 1964).

Мезозойские отложения в Восточной и Центральной Бирме и на площади Малаккского полуострова представлены отложениями всех трех систем этой группы. Наибольшим распространением пользуются породы триаса. Дорэтские отложения, а по некоторым авторам и донорийские, относятся к геосинклинальным, а юрские и меловые рассматриваются как образования орогенного яруса мезозойд (Постельников, 1964).

Породы триаса представлены в основном средним и верхним отделами этой системы. Наиболее широко они распространены в южной части рассматриваемой площади. В Малайзии триасовые отложения представлены песчаниками, в верхней части разреза — с пачками известняков. Эти отложения объединяются в серию Липис (Alexander, 1959). Среди них присутствуют вулканиты серии Паханг, однако количество их значительно меньше, чем среди пород пермо-карбоновой серии Рауб. В триасовых отложениях Малайзии широко развито окремнение пород, присутствуют радиолариты, имеется морская фауна и вместе с тем найдена окремненная древесина и другие остатки растений (Scrivenor, 1931). Мощность отложений, вероятно, не меньше 1000 м. К северу в полуостровной части Таиланда и южной части Бирмы средне- и верхнетриасовые отложения представлены песчаниками, глинистыми сланцами, известняками и мергелями, залегающими на пермо-карбоновых породах серии Ратбури. Глинистые сланцы местами филлитизированы и окремнены. Мощность триаса здесь достигает 500 и более метров.

Еще северней, в Шаньских провинциях на пермо-карбоновых «известняках Плато» в нескольких разрозненных участках лежат пестроцветные аргиллиты, мергели и известняки с фауной рэта. Они имеют мощность всего несколько десятков метров. Эти породы, выделенные как слои Напен (Chhibber, 1934), относятся уже к орогенным образованиям мезозойд (Постельников, 1964).

Юрские и меловые породы, а местами и самые верхи триаса наблюдаются на рассматриваемой площади в отдельных изолированных впадинах и представлены красноцветными обломочными породами, местами угленосными, иногда с присутствием галогенных образований. Помимо кластических пород, в составе юрских и меловых отложений присутствуют известняки и глинистые сланцы, но они имеют подчиненное значение. Эти образования рассматриваются как принадлежащие орогенному ярусу мезозойд (Постельников, 1964; Муратов, 1965₂ и др.).

Заканчивая краткую характеристику геологического строения зоны Бирмано-Малайских мезозойд необходимо указать, что существенную роль в их строении играют также интрузивные породы, представленные двумя группами разновозрастных гранитоидов. К первой группе относятся роговообманковые биотитовые граниты, возраст которых почти всеми авторами принимается триасовым (Постельников, 1964). Эти граниты располагаются в восточной части Шаньских провинций и к востоку от Тенассерима, т. е. в синклинальной зоне преимущественного развития палеозойских отложений. По-видимому, они присутствуют и в южной части полуострова Малакка в Малайзии. Вторая группа гранитов представлена двуслюдяными оловоносными гранитами. В отношении их воз-

раста мнения исследователей расходятся. По представлениям одних, их возраст определяется как верхнетриасовый-нижнеюрский (Bemmel, 1949; Martini, 1957; Klotz, 1962 и др.); по мнению других, внедрение этих интрузий относится к концу мела — началу палеогена (Clegg, 1941). Двуслюдяные граниты отчетливо приурочены к западной краевой части Шаньского плато, хребту Тенассерим, широко развиты на полуострове Малакка.

Все сказанное выше свидетельствует о том, что собственно геосинклинальный (главный геосинклинальный, доорогенный) этап развития Бирмано-Малайских мезозойских складчатых областей был исключительно длительным, продолжаясь в течение всего палеозоя и начала мезозоя (триас). В целом, условия этого развития близки к миогеосинклинальным. При этом, условия, более типичные для геосинклинального стиля развития, были на территории южной части рассматриваемой площади. В северной ее части, на территории современного плато Шань, они скорее приближались к условиям развития парагеосинклиналей. Такие же условия развития в палеозое — начале мезозоя существовали, по-видимому, и на площади западной части провинции Юньнань, в Хэндуаньшане (Основы тектоники Китая, 1962).

Формации юрских и меловых, а на севере Бирмы и верхнетриасовых отложений свидетельствуют о господстве в соответствующее время орогенного этапа развития.

ОБЛАСТЬ КАЙНОЗОЙСКОГО ТЕКТОГЕНЕЗА

На территории Западной Бирмы, отнесенной к этой области, широким распространением пользуются мощнейшие терригенные толщи преимущественно палеоген-неогенового возраста. Эти толщи выполняют два крупных прогиба (Иравади и Аракан-Ассам), разделенных антиклинальным поднятием (Аракан-Йома), сложенным в основном породами мезозоя. Все эти структуры имеют отчетливые субмеридиональные простирания, сохраняющиеся почти на всем огромном их протяжении от северных границ Бирмы до ее южных побережий.

На крайнем севере простирания этих структур меняются на северо-восточные, что, по-видимому, обусловлено их ограничением с севера жестким массивом плато Шиллонг, относящимся, по мнению большинства исследователей, к древней платформе Индостана. Здесь, на крайнем севере Бирмы и прилегающей площади, мезозойско-кайнозойская структура Западной Бирмы как бы выклинивается, ограничиваясь смыкающимися между собой выступом Шиллонг и структурами Восточно-Бирманских мезозойских складчатых областей. Примечательно, что в краевых частях этих структурных ограничений существенным развитием пользуются глубоко метаморфизованные породы докембрия, выступы которых и обрамляют северо-восточное окончание Западно-Бирманских мезозойско-кайнозойских структур. В южном направлении мезозойско-кайнозойские синклинальные прогибы остаются открытыми, уходя под уровень Бенгальского залива и Андаманского моря, а разделяющая их антиклинальная зона хр. Аракан-Йома отчетливо прослеживается в цепи Андаманских и Никобарских островов. Наиболее древние породы в области кайнозойского тектогенеза известны в северной части Западной Бирмы. Здесь они обнажаются в хребтах Намкью и Кумон-бум, видимо представляя собой выступы фундамента, лежащего в основании мезозойско-кайнозойской геосинклинальной системы и выведенного на поверхность в зонах крупных разломов. Породы по своему составу и характеру метаморфизма обнаруживают большое сходство с метаморфическими образованиями севера Восточной Бирмы и гор Хэндуаньшаня. Метаморфические породы этого типа обнажаются также в прибортовой части прогиба, примыкающей с запада к зоне мезозойских складчатых областей Восточной Бирмы. И здесь также появление их

на поверхности связано с системой разломов, очевидно дробящих краевую часть мезозойского складчатого сооружения.

Упомянутая выше антиклинальная зона хр. Аракан-Йома сложена мощной толщей песчаников и глинистых сланцев с прослоями конгломератов и известняков. Местами отмечаются эффузивы и пирокласты. В значительной своей части, особенно в осевой зоне хребта, породы сильно изменены и превращены в различные метаморфические сланцы (Осевая серия, серия Неграйс, Чинские сланцы и др.). В разных местах хр. Аракан-Йома в породах песчано-сланцевых серий в разное время были обнаружены остатки триасовой и меловой фауны (Chhibber, 1934; Cotter, 1938; Clegg, 1938; 1941 и др.). В связи с этим метаморфизованные породы Аракан-Йома рассматриваются как мезозойские (Стратиграфический справочник, 1960). Однако некоторые исследователи допускают, что наиболее метаморфизованные из них, входящие, в частности, в состав Осевой серии, могут относиться даже к докембрию (Cotter, 1938). Мезозойские сложения распространены также на севере Бирмы, в бассейне верховий р. Иравади, где они приурочены к восточному борту мезозойско-кайнозойской синклинали структуры («первое» и «второе ущелье» р. Иравади, район жадеитовых рудников). Здесь распространены преимущественно песчано-сланцевые толщи с пачками массивных известняков. В глинистых сланцах известна меловая фауна (Clegg, 1937, 1941; Chhibber, 1934).

Необходимо отметить, что как в хр. Аракан-Йома, так и на севере Бирмы к зонам развития метаморфизованных толщ мезозоя приурочены интрузивные тела перидотитов и серпентинитов. Интрузии этих пород прорывают мезозойские отложения и, в свою очередь, перекрываются породами эоценового возраста, иногда проникая в нижние горизонты последних (Chhibber, 1934). Тела этих ультраосновных пород обычно имеют вытянутую форму и образуют цепочки интрузий вдоль разломов, ограничивающих выходы метаморфических пород мезозоя, подчеркивая тем самым глубинный характер разрывных структур. Возникновение этих структур, очевидно, связано с дифференциацией геосинклинали, когда в конце мела — начале палеогена поднятие Аракан-Йома стало разделять прогибы, расположенные к востоку и западу от него. Первый из них («Бирманский залив» — Stamp, 1922; «Впадина Иравади» — Г. Штилле, 1964; «Центральная Бирманская впадина» — Постельников, 1964) на востоке непосредственно примыкает к зоне Бирмано-Малайских мезозойд, будучи отделен от нее системой разломов, которые частично совпадают с уступом Шаньского плато и Тенассерима, частично же скрыты под неоген-четвертичными отложениями. Западный прогиб («Залив Аракан-Йома» — Stamp, 1922; «Восточно-Пакистанский крайовой прогиб» — Пушаровский, 1959) погружается под воды Бенгальского залива и современные отложения Ганга и Брахмапутры.

Оба прогиба испытали в кайнозой почти непрерывное погружение огромной амплитуды — мощность третичных осадков, выполняющих их, по данным Коттера, достигает 13—15 км. На юге осадки преимущественно, за исключением самых верхов разреза, морские; далее на север — морские и континентальные попеременно; на самом севере Бирмы — речные или дельтовые, а также озерные. В основании комплекса третичных отложений располагается мощная (до 1200 м) толща конгломератов и песчаников, лежащих резко несогласно на метаморфических породах Аракан-Йома. Возраст этой толщи определяется в пределах верхов мела — низов эоцена (Chhibber, 1934). Основную массу пород эоцена Иравадийской впадины в Южной и Центральной Бирме составляют глинистые сланцы, песчаники, известняки, в том числе нуммулитовые. В Северной Бирме (хр. Паткой) развиты глинистые сланцы и песчаники преимущественно мелкозернистые. Породы хорошо слоисты, местами метаморфизованы. Мощные толщи этих пород известны в Ассаме как

серия Дисанг, охватывающая весь эоцен, а в низах относящаяся, возможно, еще к верхнему мелу (Кришнан, 1954). Эоценовые отложения Центральной и Южной Бирмы на разных стратиграфических уровнях содержат морскую фауну, остатки рыб и отпечатки растений. Некоторые толщи и пачки пород эоцена нефтеносны. Общая мощность эоцена в прогибе Иравади достигает 8—10 км. Олигоценые отложения и в большей своей части миоценовые представлены серией Пегу. Последняя на юге обычно разделяется на две части, между которыми отдельные исследователи устанавливают перерыв и несогласие, относя нижнюю часть серии Пегу к олигоцену, а верхнюю к миоцену (Lepreeg, 1933; Eames, 1950). В северных районах отложения олигоцена, по-видимому, выпадают из разреза, и породы серии Пегу, сокращаясь в мощности до 1200 м, относятся только к миоцену. Отложения серии Пегу в южных районах представлены морскими фациями, а в северных — континентальными. На юге распространены переслаивающиеся между собой песчаники, глинистые сланцы и сланцеватые глины, подчиненные им горизонты известняков. В породах содержится обильная и разнообразная морская фауна, позволяющая расчленить отложения серии Пегу на ряд ярусов. На севере преобладают массивные песчаники, пески, конгломераты и пятнистые глины. В породах обычны ископаемая древесина и угольные пропластки. К серии Пегу относятся главные нефтеносные толщи Бирмы. Мощность серии Пегу (в южных районах) одними исследователями определяется в 5—6 км (Lepreeg, 1933), другие указывают наполовину меньшие мощности.

Лежащие выше плиоценовые и нижнечетвертичные отложения выделяются в серию Иравади. Породы этой серии в южных районах лежат на отложениях серии Пегу несогласно, а в северных почти не отличаются от последних, и граница между ними проводится условно. Серия Иравади представлена как на юге, так и на севере песчаниками, часто косослоистыми, песками с валунами и галькой и с многочисленными железистыми конкрециями. В этих отложениях заключены остатки различных позвоночных, местами в большом количестве присутствует ископаемая древесина. Мощность отложений достигает 3000 м. Разрез осадочных толщ, выполняющих прогиб Аракан-Ассам, расположенный к западу от Аракан-Йомы, в общем близок разрезу впадины Иравади, — только здесь в большей степени, чем там, развиты континентальные и лагунные отложения. Развитые здесь серии Джайнтия, Бараильская, Сурма, Типам и Дупи-Тила — включают осадки от палеоценовых до плиоценовых и представлены в основном песчано-глинистыми отложениями, а местами также и известняками. Синхронная серии Пегу серия Сурма содержит основные нефтеносные толщи этой территории. Общая мощность третичных пород этого прогиба также очень велика и достигает 8—10 км.

Важной особенностью строения прогиба Иравади является проявление в нем магматической деятельности. Выше уже говорилось о распространении в его пределах интрузий гипербазитов, приуроченных к зонам разломов, которые либо ограничивают крупные структурные элементы прогиба, либо являются структурами сочленения областей разного времени формирования (мезозоид и зоны кайнозойского тектогенеза). Возраст гипербазитов точно не установлен и датируется концом мела — началом палеогена, и, видимо, определяет время существования этих структурных образований, совпадающее со временем начала интенсивного прогибания впадин Иравади и Аракан-Ассам. В последующее время магматические процессы проявлялись неоднократно, но преимущественно в эффузивной форме. Так, довольно интенсивный вулканизм имел место в эоцен-олигоцене, в разных местах территории, но особенно широко на севере ее, где наблюдаются остатки многочисленных вулканов и отмечаются разрушенные потоки и гряды лав андезитового и базальтового

состава и различные пирокластические образования. Надо отметить, что в этих же районах на севере Бирмы известно несколько массивов гранитоидов, по-видимому близких по возрасту эффузивам. Среди последних, кстати, имеются и разности кислого состава, но они пользуются незначительным развитием в сравнении со средними и основными.

Довольно интенсивное проявление вулканизма отмечается также в плиоцен-четвертичное время. Продуктами этой вулканической деятельности являются базальты, андезиты и туфы, распространенные главным образом, в центральной части Бирмы; в бассейне нижнего течения р. Чиндвин, в долине р. Иравади, у северного окончания хр. Пегу-Йома.

Эффузивные породы и остатки породивших их вулканов в значительной мере группируются в меридиональные зоны, в том числе и совпадающие с поясами развития позднемеловых гипербазитов. К такой зоне относится и полоса развития магматических пород, включающая на юге еще действующие вулканы островов Баррен и Наркондам и протягивающаяся на севере через центральную часть впадины Иравади (Штилле, 1964).

Все сказанное выше, а именно: огромные амплитуды прогибов, выполненных толщами песчано-сланцевых отложений, развитие мощных комплексов метаморфических пород, обнажающихся в поднятиях, интенсивное проявление магматизма, в том числе интрузий ультраосновного состава и эффузий основного, — все это, как будто, свидетельствует о том, что в Западной Бирме в мезозое и кайнозое (по крайней мере в палеогене и неогене) существовал режим, более отвечающий понятию геосинклинального, чем режим, имевший место в верхнем палеозое и мезозое на площади Восточной Бирмы, относимой к зоне мезозоид.

БИРМАНО-МАЛАЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ ПОЯС

Структурное положение гранитных массивов, образующих этот пояс, определяется их исключительной приуроченностью к краевой зоне области мезозоид, к которой с запада непосредственно примыкают структуры области кайнозойского тектогенеза. В значительной своей части эта зона в общей структуре Бирмано-Малайских мезозоид представляет собой, как говорилось выше, краевую антиклинальную структуру меридионального простирания и большой протяженности.

Для этой зоны характерно развитие метаморфизованных пород, в основной своей массе относящихся к позднему докембрию — раннему палеозою. Характерна также приуроченность к ней вулканогенных образований, присутствующих в отложениях докембрийско-нижнепалеозойского и верхнепалеозойско-триасового возрастов.

Маркирующими образованиями Бирмано-Малайского пояса являются интрузии гранитов, именуемых в этой части Юго-Восточной Азии оловоносными, двуслюдяными. Они образуют многочисленные, вытянутые согласно с общим субмеридиональным простиранием структур, тела иногда значительных размеров. Полоса этих интрузий протягивается с севера Бирмы на Оловянные острова Малайского архипелага (о-ва Банка, Синкеп, Биллитон и др.). Общее протяжение этой полосы более 3000 км. В отдельных местах здесь вместе с оловоносными гранитами присутствуют и более ранние по возрасту (триасовые) биотито-рогово-обманковые граниты. Однако область преобладающего распространения последних являются более западные районы, к западу от зоны краевых антиклинальных поднятий, тогда как последняя характеризуется подавляющим преобладанием оловоносных двуслюдяных гранитов, практически отсутствующих вне этой зоны.

Гранитные массивы сложены биотито-мусковитовыми лейкократовыми гранитами. Состав гранитов однообразен как в пределах одного массива, так и в пределах всей площади их распространения. Породы сложне-

ны кварцем (обычно дымчатым), калиевым полевым шпатом (микроклин, реже ортоклазом), мусковитом и биотитом. Наблюдается широкое развитие порфириовидных, а также мелкозернистых разностей; последние тяготеют к краевым частям интрузивных тел. Значительным развитием пользуется альбитизация. Весьма характерна жильная серия, представленная пегматитами и дайками аплитов при незначительном количестве даек основного состава.

Граниты обладают чрезвычайно специфической металлогенической специализацией как в пределах Бирмы, так и в Таиланде, и в Малайе, а также на Оловянных островах Индонезии (о-ва Банка, Синкеп, Биллитон и др.). С ними связаны жильные кварцево-касситеритовые и кварцево-вольфрамитовые месторождения, сопровождаемые грейзенами.

Относительно возраста двуслюдяных оловоносных гранитов существуют, как говорилось выше, различные представления. К сожалению, непосредственные взаимоотношения этих гранитов со стратифицированными толщами мезозойского возраста редки. Однако некоторые авторы определенно говорят о прорывании ими в Малайе фаунистически охарактеризованных триасовых отложений, включая верхнетриасовые (Scrivenor, 1931; Alexander, 1959). Оловоносные граниты прорывают также массивы биотито-роговообманковых гранитоидов, триасовый возраст которых доказан достаточно надежно (Brown, 1951). В то же время верхняя возрастная граница времени внедрения оловоносных гранитов еще недостаточно ясна. По данным Клега (Clegg, 1937), позже подтвержденным Брауном и Датта (Clegg, 1941), в Шаньском плато известно прорывание юрско-меловых угленосных отложений серии Кало биотитовыми гранитами. Однако принадлежат ли эти граниты к рассматриваемой интрузии оловоносных гранитов — не ясно. Отсутствие здесь признаков оруденения, свойственных этой последней, может свидетельствовать об обратном. В Малайе на плато Гунон-Гаго известно налегание на граниты красноцветной толщи юрско-мелового возраста (Alexander, 1959). Но и в этом случае принадлежность перекрываемых гранитов оловоносной интрузии также остается неизвестной. В то же время для Малайи доказано существование по крайней мере двух разновозрастных интрузивных комплексов (Scrivenor, 1931), из которых один образован вышеупомянутыми роговообманковыми гранитами триасового возраста.

В последние годы получен ряд данных по абсолютному возрасту интересующих нас гранитоидов.

Шюрманн (Kloppé, 1962) для оловоносных гранитных массивов о-вов Синкеп и Биллитон указывает следующие абсолютные возрасты по 8 определениям: полевой шпат — 155 млн. лет; монацит — 140 млн. лет; ксенотим — 137 млн. лет; галенит (Амстердам) — 135 млн. лет; галенит (Бонн) — 105 млн. лет; циркон — 175 млн. лет; циркон gad — 230 млн. лет; биотит — 180 млн. лет (Kloppé, 1962). Эти цифры свидетельствуют в пользу юрского возраста гранитов и, пожалуй, скорей, — верхнеюрского.

Нужно кроме того отметить, что на площади Индокитая, помимо лейкократовых массивов Бирмано-Малайского редкометального пояса, аналогичные граниты развиты в пределах Северного Вьетнама (Довжиков, Изох и др., 1965).

Здесь указанными исследователями выделен интрузивный комплекс Пиа-Оак. Характерные минералого-петрографические особенности гранитов этого комплекса те же, что и гранитов Бирмано-Малайского пояса. Гранитные массивы сложены двуслюдяными и мусковитовыми гранитами с повышенной щелочностью, для которых обычны дымчатый кварц, калиевый полевой шпат (микроклин). Значительным развитием пользуется альбитизация. Широко развита также жильная серия пег-

матитов и аплитов. Для комплекса чрезвычайно характерно связанное с ним вольфрамо-оловянное оруденение.

Граниты комплекса Пиа-Оак, по данным А. Е. Довжикова и Э. П. Изоха, прорывают угленосную толщу, содержащую фауну и флору нижней юры. Цифры абсолютного возраста (около 10 определений калийаргоновым методом) указывают на верхнемеловой возраст гранитов (85—95 млн. лет; Довжиков, 1965).

Таким образом, возраст оловоносных гранитов, образующих в Индокитае, по-видимому, единую петрографо-металлогеническую группу, по совокупности имеющихся сейчас данных, лежит в пределах юры (второй ее половины) — мела. Во всяком случае, несомненно становление массивов этих гранитов в орогенный (а частично, может быть, и посторогенный?) этап развития этой территории.

Интересно отметить, что граниты Бирмано-Малайского пояса, по своей минералого-петрографической характеристике, сопровождающей их жильной серии, специфической вольфрамо-оловоносной металлогении, совершенно сходны с гранитами, широко распространенными по восточной окраине Азиатского материка, являющимися характернейшими образованиями известного Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса (Яншин, 1965) или Охотско-Катазиатского тектоно-магматического пояса (Нагибина, 1964).

Бирмано-Малайские интрузии и по своему возрасту близки интрузиям этого грандиозного пояса. Во многих структурных зонах его, как например, в мезозоидах Чукотки, Сихотэ-Алиня, время формирования их относится к орогенному этапу развития соответствующих территорий. В других местах, например в Катазии, эти интрузии являются посторогенными или внегеосинклинальными (Яншин, 1965).

Чрезвычайно любопытно, что в то время, как Бирмано-Малайский гранитоидный пояс соседствует со структурами области кайнозойского тектогенеза, Охотско-Катазиатский тектоно-магматический пояс, характеризующийся широким развитием оловоносных гранитов, на всем своем громадном протяжении обрамляется с востока полосой структур, так же относящихся к области кайнозойского тектогенеза (Тектоническая карта Евразии, 1966). Нужно отметить при этом, что некоторые исследователи (Устиев, 1959) пространственную связь зоны кайнозойского тектогенеза и образований тектоно-магматического пояса (Охотского, по Е. К. Устиеву) рассматривают как генетическую.

Все сказанное выше позволяет, как будто, рассматривать протяженную субмеридиональную зону западной окраины Бирмано-Малайских мезозоид в качестве важного структурного элемента этой части Юго-Восточной Азии, характерного для зоны сочленения областей различного тектонического режима. Эта структура, названная нами Бирмано-Малайским гранитоидным поясом, по своему положению и некоторым другим признакам имеет много общего с Охотско-Катазиатским тектоно-магматическим поясом, и может быть правильной было бы и ее определять как Бирмано-Малайский тектоно-магматический пояс. Однако по некоторым признакам, в частности, значительно меньшему развитию эффузивного магматизма, она отличается от структур, составляющих грандиозный Чукотско-Катазиатский вулканогенный пояс.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. Тектоническая структура Западной Бирмы вместе с островами Индонезии (исключая мезозоиды северо-востока Суматры и северо-запада Калимантана), названная М. В. Муратовым (1965) Индонезийской системой, обнаруживает много общего со структурами Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца (Азиатско-Аляскинский сектор, по

Ю. М. Пушаровскому, 1964). Принадлежность Западной Бирмы Тихоокеанскому кольцу (как это и показано на тектонической карте Евразии, 1966) подчеркивается и дополнительно аргументируется существованием Бирмано-Малайского гранитоидного пояса, который, подобно сходным гранитоидным образованиям Чукотско-Азиатского вулканического пояса, проявляется в зонах, соседствующих с областью кайнозойского тектогенеза. Индонезийская система, таким образом, не принадлежит Средиземноморскому складчатому поясу. Она замыкается на севере Западной Бирмы, будучи ограничена здесь выступами докембрия плато Шиллонг и зоны мезозойского Шаньского плато Бирмы и Хэндуаньшаня.

Интересно отметить, что на этом участке своего северного окончания зона кайнозойского тектогенеза Западной Бирмы расположена кулисообразно относительно южного окончания зоны мезозойского на Малаккском полуострове, Суматре и Калимантане. При этом в северном окончании зоны кайнозойского тектогенеза, в сравнении с ее южными районами, уменьшается типичность признаков геосинклинального развития, а в южном окончании зоны мезозойского, наоборот, усиливается типичность этих признаков. Их отмирание в северных районах зоны мезозойского (плато Шань) происходит раньше, чем на юге этой зоны (Малайя, Суматра, Калимантан). Отсюда — менее четкие границы между структурами мезозойского и кайнозойскими геосинклинальными образованиями на Суматре и Калимантане, чем те же границы, например, на севере Бирмы.

2. На территории, относимой к зоне Бирмано-Малайских мезозойских, в палеозое и триасе распространены отложения, образующие, в основном, карбонатную и терригенную (песчаную, песчано-сланцевую) формации. Мощности этих формаций незначительны: максимальная мощность всего палеозоя составляет около 6000 м. Вулканогенные формации практически в этой зоне отсутствуют или развиты весьма ограниченно как пространственно (только на юге ее), так и во времени (конец палеозоя — начало триаса) и представлены они в значительной мере формациями группы порфировых. Явления метаморфизма в отложениях палеозоя и триаса проявлены крайне слабо. О характере дислокаций сведений очень мало, но, по-видимому, напряженной складчатости здесь нет. Интрузивный магматизм в этой зоне преимущественно гранитоидный. Проявлен он в основном триасовыми роговообманково-биотитовыми и более поздними, в сравнении с ними, двуслюдяными гранитами. Эти последние по своей петрохимической и металлогенической характеристике совершенно сходны с широко распространенными гранитами Чукотско-Катазиатского вулканогеогенного пояса, рассматриваемыми многими авторами как посторогенные или внегеосинклинальные образования (Яншин, 1965; Нагибина, 1964; Устиев, 1959 и др.). Все это, очевидно, указывает на то, что условия развития территории Бирмано-Малайских мезозойских, особенно на севере ее, на площади Шаньских провинций, в палеозое и начале мезозоя не были вполне типичными для ортогеосинклинальных областей. Движения этого времени не были интенсивными и контрастными, они отличались «вялостью» и, возможно, известной «поверхностностью», вероятно, не проникая в глубокие части земной коры.

Иные условия развития в мезозое и большей части кайнозоя существовали на площади современной Западной Бирмы, обозначенной выше как зона кайнозойского тектогенеза. Эти условия являлись достаточно характерными для ортогеосинклиналей. Свое выражение они нашли в мощной толще мезозойских песчано-глинистых, а также и карбонатных отложений, в значительной части метаморфизованных и интенсивно дислоцированных. О сохранении в палеогене характера развития, свойственного ортогеосинклиналям, свидетельствуют гипербазитовые интрузии конца мела — начала эоцена и следующие за ними базальтовые и анде-

зитовые лавы и пирокласты, очевидно указывающие на время дифференциации отдельных зон в геосинклинали. Несмотря на частично континентальные и лагунные формации палеогеновых и неогеновых отложений, особенно на севере Западной Бирмы, мощность их громадна (10—12 км), дислокации достаточно энергичны.

Литература

- Довжиков А. Е., Буй Фу Ли, Василевская Е. Д., Изох Э. П. и др. Геология Северного Вьетнама. Ханой, 1965.
- Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. Изд-во иностр. лит., 1954.
- Муратов М. В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры. Геотектоника, № 1, 1965.
- Муратов М. В. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии. Геотектоника, № 3, 1965.
- Нагибина М. С. Типы мезозойских структур Тихоокеанского пояса Азии и пространственные закономерности их развития. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр., Пробл. 11, Изд-во «Недра», 1964.
- Основы тектоники Китая. Госгеолтехиздат, 1962.
- Постельников Е. С., Затонский Л. К., Афремова Р. А. Тектоническое развитие и структура Индокитая. Изд-во «Наука», 1964.
- Пушаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 28, 1959.
- Пушаровский Ю. М. Опыт общего структурного районирования Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр., Пробл. 11, Изд-во «Недра», 1964.
- Стратиграфический справочник. Индия, Пакистан, Непал, Бутан, Бирма, Цейлон. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Тектоническая карта Евразии под редакцией А. Л. Яншина, 1966.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. Сов. геология, № 3, 1959.
- Штилле Г. Избранные труды. Изд-во «Мир», 1964.
- Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. Геотектоника, № 5, 1965.
- Alexander J. B. Pre-Tertiary stratigraphic succession in Malaya. Nature, London, 183, 1959.
- Bemmelen R. W. The geology of Indonesia. V. IA: General geology of Indonesia and adjacent archipelagos. Hague, 1949.
- Brown J. C. Contributions to the geology of the Province of Yunnan in Western China. 9. The Brachiopod Beds of Liuwum and related formations in the Shan States and Indo-China. Mem. Geol. Surv. India, 71, pt. 2, 1938.
- Brown J. C., Heron A. M. The geology and ore deposits of the Tavoy District. Mem. Geol. Surv. India, 44, pt. 2, 1923.
- Brown G. F. a. o. Geologic reconnaissance of the mineral deposits of Thailand. Bull. Geol. Surv. America, N 984, 1951.
- Burava S. Burma takes another step in postwar recovery. World. oil, N 3, 1957.
- Chhibber H. L. Geology of Burma. London, 1934.
- Clegg E. L. G. Notes on the geology of second defile of the Irrawady river. Rec. Geol. India, 71, pt. 4, 1937.
- Clegg E. L. G. Geology of parts of Minbu and Thayetmyo district, Burma. Mem. Geol. Surv. India, 72, pt. 2, 137—317, 1938.
- Clegg E. L. G. The Cretaceous and associated rocks of Burma. Mem. Geol. Surv. India, 74, pt. 1, 1941.
- Clegg E. L. G. The mineral deposits of Burma. Bombay, 1944.
- Clegg E. L. G. The Mergui, Moulmein and Mawchi series. Rec. Geol. Surv. India, 78, pt. 2, 1953.
- Cotter G. P. de, Clegg E. L. G. Geology of parts of Minbu, Myingyau, Pakokku and Lower Chindwin districts. Mem. Geol. Surv. India, 72, pt. 1, 1938.
- Eames F. F. The Pegu System of Central Burma. Res. Geol. Surv. India, 81, pt. 2, 385, 1950.
- Iuer L. A. N. The geology and gemstones of the Mogok stone tract, Burma. Mem. Geol. Surv., India, 82, 1953.
- Klompé Th. H. F. Igneous and structural features of Thailand. Geol. en mijnbouw. 41, N 6, 1962.
- Kobayashi T. Notes on the geologic history of Thailand and adjacent territories. Japan J. Geol. and Geogr., 31, N 2—4.
- La Touche T. H. D. Northern Shan States. Rec. Geol. Surv. India, 37, pt. 1, pp. 51—56, 1908.
- Lee W. Outline of the geology of Siam with reference of petroleum. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., II, N 4, 1927.
- Lepper. Outline of the geology of the oil-bearing regions of the Chindwin—Irrawaddy valley and of Assam—Arakan. Proc. World Petr. Congr. 1, 14—25, 1933.

- Lexique stratigraphique international. V. 3, Asie, fasc. 6a, b, c, d. Congrès géologique international. 20 session. Commission de stratigraphie d'Asie. Mexico, 1956.
- Martini H. J. Über das Alter von Hauptfaltung und Granit in Thailand. Geol. Jahrb., Hannover, 74, 1957.
- Paton I. R. Jurassic-Cretaceous sediments in Malaya. Nature, London, 183, 1959.
- Rau S. R. Geology of the Mergui district. Mem. Geol. Surv. India, 55, pt. 1, 1930.
- Scrivenor J. B. The geology of Malaya. London, 1931.
- Stamp L. D. Outlines of the Tertiary geology of Burma. Geol. Mag., 59, 494, 1922.
- Wadia D. Geology of India, London, 1955.

НИИ Зарубежгеология
Министерства геологии СССР

Статья поступила
1 сентября 1966 г.

G. A. KUDRYAVTSEV, Yu. G. GATINSKY, A. V. MISHINA
and A. N. STROGANOV

SOME TECTONIC FEATURES OF BURMA AND THE MALACCA PENINSULA

Geological history of Eastern Burma and the Malacca Peninsula shows that the development of these regions had been proceeding along an almost geosynclinal path during the entire Paleozoic and most of the Triassic. Since late Triassic these regions have entered an orogenic episode. Western Burma is characterised by pre-orogenic conditions of its evolution.

Numerous granitoid massifs, forming a very long belt of an almost north-south trend, occur in the zone of conjugation of these two tectonic regions of different ages. This belt, called the Burma — Malaya granitoid belt, may be considered a major structural feature of South-East Asia. Very characteristic is its structural position in the zone of conjugation of the Mesozoic orogenic zone and area of the Cenozoic tectogenesis. The intrusions, which form the belt, consist of binary leucocratic stanniferous granite with a series of pegmatitic and aplitic veins.

On the basis of these indications, the granitoids of the Burma — Malaya belt are correlated with those of the huge Chukotka — Catasia volcanic belt.

The data on the above structural position of the Burma — Malaya granitoid belt support the idea that the Western Burma structures are included into the Circum-Pacific belt.

Research Laboratory of Foreign Countries' Geology
Moscow

УДК 551.24+551.71

В. С. ФЕДОРОВСКИЙ, А. М. ЛЕЙТЕС

О ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ТРОГАХ В РАННЕМ ПРОТЕРОЗОЕ ОЛЕКМО-ВИТИМСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

В пределах Олекмо-Витимской горной страны был выделен и описан широкий и протяженный Кодаро-Удоканский эндопротоплатформенный прогиб (Лейтес, 1966), сложенный слабометаморфизованными терригенными толщами нижнепротерозойской удоканской серии. Дальнейшие исследования позволили выделить здесь также серию длинных узких трогов, которые отвечают всем признакам наложенных геосинклинальных трогов тимискаминского типа, выделенных М. С. Марковым (1962, 1964). Линейные геосинклинальные трог Олекмо-Витимской горной страны контролируются протяженными зонами разломов и сложены неравномерно метаморфизованными толщами вулканогенно-терригенной и железисто-кремнистой формаций раннего протерозоя. Линейные трог, погребенные под покровом протоплатформенного чехла, усложнили структуру Кодаро-Удоканского прогиба. Наиболее крупные Талланский и Каларский трог определили, по-видимому, положение западной и южной границы раннепротерозойской протоплатформы Восточной Сибири. Геосинклинальные трог, широко развитые в Олекмо-Витимской горной стране, принадлежат к тектоническим формам, играющим ведущую роль в структуре древнего Алданского щита.

Детальные исследования геологии докембрийских образований, особенно широко развернутые в последние годы, дали много новых материалов, свидетельствующих о глубоком своеобразии докембрийской геологической истории, специфике геологических формаций и стиля тектонических структур в докембрии. В практике геологических исследований все более утверждаются идеи о необратимости развития земной коры, о неповторимости в дальнейшей геологической истории явлений, совершившихся в раннем докембрии. В свете этих представлений многие аспекты геологической истории докембрия, а также некоторые общие вопросы геотектоники рассматриваются по-новому. Особенно интересно они освещены в серии статей Е. В. Павловского и М. С. Маркова (Павловский, 1962, 1964; Марков, 1962, 1964; Павловский, Марков, 1963, 1964), установивших существование в раннем докембрии особого тектонического режима и специфических структур, не свойственных более поздним геологическим эпохам (нуклеарную стадию развития, протогоосинклинальный и протоплатформенный этапы, геосинклинальные трог различного типа).

В Олекмо-Витимской горной стране структуры указанного типа выделил и описал один из авторов этой статьи (Лейтес, 1963, 1965), на примере нижнепротерозойской удоканской серии показавший существование протоплатформенного режима в раннем докембрии и охарактеризовавший широкий и протяженный Кодаро-Удоканский протоплатформенный прогиб. Дальнейшие исследования Олекмо-Витимской горной страны и результаты картирования отдельных тектонических структур позволили выявить здесь не только структуры протоплатформенного типа, но и сочетающиеся с ними узкие шовные прогибы типа наложенных геосинклинальных трогов.

До наших работ структуры подобного рода были отмечены только в значительно более восточных районах Алданского щита в бассейнах рек Амедици, Ярогу и низовья р. Чуга, где Е. М. Лазько (1956) описал длинные и узкие прогибы, заполненные метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями. А. М. Лейтес уже указывал на отчетливое

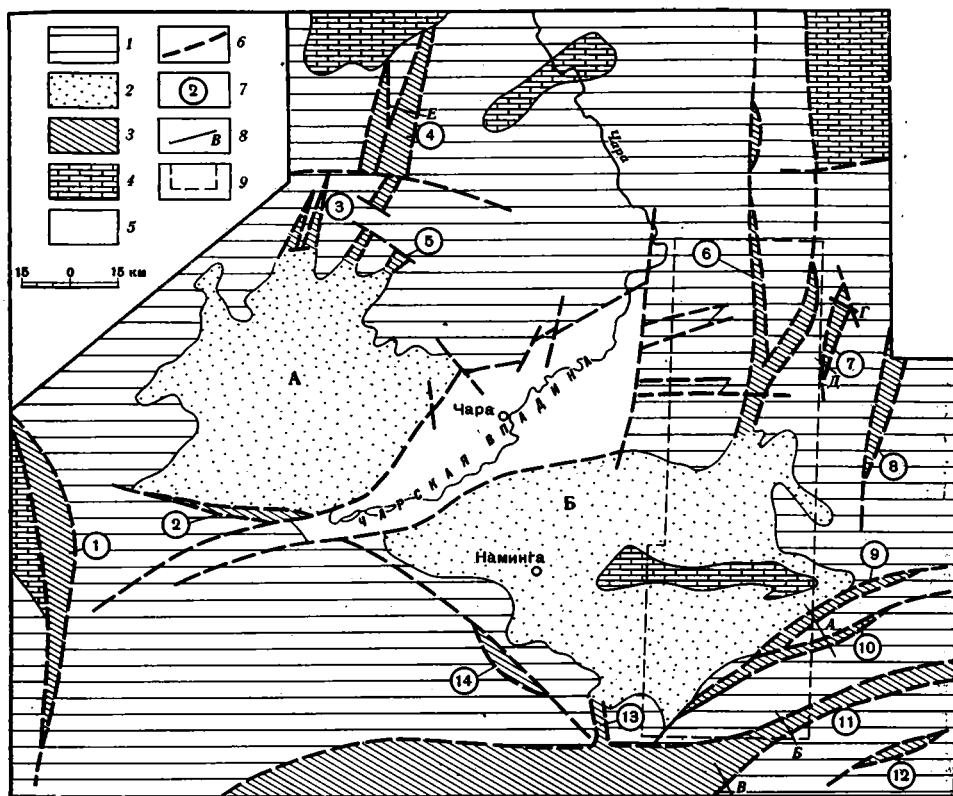


Рис. 1. Схема расположения геосинклиналиных трогов в центральной части Олекмо-Витимской горной страны и их соотношения с Кодаро-Удоканским эндопротоплатформенным прогибом

1 — архейские кристаллические образования и гранитоиды различного возраста; 2 — Кодаро-Удоканский эндопротоплатформенный прогиб — область развития существенно терригенной формации нижнепротерозойской удоканской серии (А — Кодарская подзона, Б — Удоканская подзона); 3 — геосинклиналиные трогов раннего протерозоя — зоны развития вулканогенно-терригенной и железисто-кремнистой формаций удоканской серии; 4 — отложения среднего — верхнего протерозоя и палеозоя; 5 — четвертичные накопления Чарской впадины; 6 — крупные разломы, ограничивающие трогов и Чарскую впадину; 7 — наименования геосинклиналиных трогов: 1 — Таллангский, 2 — Хильгандинский, 3 — Эльгерский, 4 — Саймаганский, 5 — Бургайский, 6 — Хани-Олодинский, 7 — Итчилякский, 8 — Эвонокитский, 9 — Бурпалинский, 10 — Аянский, 11 — Каларский, 12 — Китмятинский, 13 — Катугинский, 14 — Чукчудинский; 8 — геологические разрезы, приведенные на рис. 2; 9 — контур геологической карты, приведенной на рис. 3

морфологическое сходство этих прогибов с наложенными геосинклиналиными трогом тимискамингского типа, выделяемыми М. С. Марковым (1962, 1964), и предположил, что именно эти шовные борозды трассируют западную границу эпиархейского ядра Алданского щита (Лейтес, 1965, фиг. 32, стр. 95).

Площадные исследования удоканской серии, проведенные на обширных пространствах Олекмо-Витимской горной страны геологами Всесоюзного аэрогеологического треста и Читинского геологического управления, позволили выделить здесь многочисленными пестро метаморфизованными толщами. Изучение этих прогибов дает возможность надежно обосновать положение нижней стратиграфической границы отложений удоканской серии, показать различия в формационном характере самых

нижних горизонтов серии в зависимости от их тектонической позиции и уточнить существующие представления о тектонике и геологической истории Олекмо-Витимской горной страны в докембрии.

Прежде чем перейти к характеристике рассматриваемых прогибов и слагающих их толщ, отметим трудности, нередко возникавшие при отделении глубоко метаморфизованных толщ архейского фундамента протоплатформы от отложений удоканской серии, местами подвергшихся гранитизации и интенсивному метаморфизму в условиях амфиболитовой фации. Исследования истории метаморфизма этих пород (Лейтес, 1963, 1965), детальное изучение их петрологии (Кориковский, 1967) и, наконец, прослеживание одних и тех же горизонтов через разные зоны метаморфизма (Кориковский, Федоровский, 1964) позволили выработать надежные критерии отделения даже глубоко метаморфизованных толщ удоканской серии от архейских образований.

Так, например, в южной части гольцов Бурпала В. С. Федоровский и С. П. Кориковский из состава образований, считавшихся прежде архейскими (Салоп, 1964), выделили и описали в качестве нижних горизонтов удоканской серии своеобразный комплекс метаморфизованных кварцитовидных песчаников с карбонатным цементом, кварцитов (мономинеральных, слюдистых, гранатовых, фибролитовых, иногда с дистеном, андалузитом, кордиеритом), железистых кварцитов, среди которых местами присутствуют богатые магнетит-гематитовые руды, куммингтонитовых и гранат-куммингтонитовых кристаллических сланцев, а также биотитовых кристаллических сланцев с гранатом, ставролитом, андалузитом, силлиманитом. Все эти породы тесно перемежаются с пластами амфиболитов и актинолитовых кристаллических сланцев, большая часть которых образовалась, по-видимому, по эффузивам. Изредка встречаются линзы карбонатных пород. Указанная толща картируется в виде полосы субширотного — северо-восточного простирания длиной около 50 км и шириной около 1 км (9 на рис. 1). С севера эта полоса ограничена Бурпалинской зоной разломов, «залеченных» очковыми гранитами раннепротерозойского возраста, а с юга — диафоритами и милонитами, которые следуют вдоль разлома, отделяющего полосу от архейских образований. Мощность толщи — около 600 м.

Горизонты метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород, слагающих Бурпалинскую полосу, под углами в 30—40° наклонены на северо-запад, образуя моноклираль, строение которой изображено на рис. 2, *Аа*. И на северо-западе, и на юго-востоке моноклираль оборвана разрывами, поверхности которых падают на северо-запад согласно с общим падением толщи. По Бурпалинской зоне разломов на отложения удоканской серии, слагающие моноклираль, надвинуты очковые граниты и гранитизированные породы архея. Отдельные горизонты внутри моноклинали подверглись дополнительной гофрировке, особенно интенсивной близ разломов.

Несколько южнее, в бассейне р. Аян (правый приток р. Калакан) полоса точно таких же пород, слагающих толщу мощностью в 1000 м, протягивается в направлении, близком к широтному, на 30 км и представляет собой ответвление от полосы, описанной выше (см. 10 на рис. 1). В разрезе толщи, кроме уже отмеченных пород, присутствуют также жедритовые сланцы, мраморизованные известняки с тремолитом и кварцевые конгломераты. При прослеживании по простиранию горизонтов тремолитовых известняков видно, что на востоке они постепенно переходят в тремолитовые и жедритовые сланцы, а на западе — в гранатовые амфиболиты. Толща слагает моноклираль с падением пластов на северо-северо-запад (рис. 2, *Аб*), морфологически сходную с моноклиралью Бурпалинской полосы. Аянская моноклираль на северо-северо-западе и юго-юго-востоке ограничена зонами разломов, причем по северо-северо-западной зоне на нее надвинуты архейские

образования. Непосредственно в этой зоне разломов архейские породы фельдшпатизированы с образованием очковых гранито-гнейсов, гранитов и своеобразных пегматитов, несущих редкометалльное оруденение. Явления гранитизации с образованием перечисленных пород наблюдаются по всей длине зоны (около 30 км). По юго-юго-восточной зоне разломов широко развиты милонитизированные и диафорированные породы. Вдоль этой зоны прослеживаются протяженные дайкообразные тела пироксенитов.

К югу от гольцов Бурпала в полосе, пространственно совпадающей с широтным отрезком р. Калар, установлен наиболее крупный участок развития метаморфизованных осадочно-вулканогенных образований. Протяженность их выходов в пределах рассматриваемой территории — не менее 200 км при ширине в 4—10 км (11 на рис. 1). С северо-запада полоса этих пород ограничена крупным почти вертикальным разломом, отделяющим их от анортозитов Олекмо-Каларского массива (западное окончание Станового разлома), а с юго-востока — разломом, вдоль которого закартированы цепочки гранитных массивов мезозойского возраста (рис. 2, Б). В строении толщи, слагающей эту полосу и отнесенной В. С. Федоровским к икабийской свите удоканской серии, участвуют три пачки. Нижняя сложена биотитовыми, роговообманково-биотитовыми, актинолитовыми кристаллическими сланцами и микрогнейсами, содержащими редкие прослойки кальцифиров, кварц-биотитовых сланцев с гранатом и графитом, а также пласты ортоамфиболитов. Мощность нижней пачки — 500—700 м. В составе средней пачки присутствуют кварц-биотитовые и двуслюдяные сланцы с реликтами бластопсаммитовой структуры, метаморфизованные кварцевые гравелиты и конгломераты, разнообразные кварциты (мономинеральные, амфибол-гранат-магнетитовые, железистые); изредка встречаются прослойки кварц-хлорит-серицитовых сланцев, образовавшихся, вероятно, по эффузивам. Средняя пачка насыщена послойными телами габбро и габбро-амфиболитов мощностью до 300 м, которые, в свою очередь, содержат линзовидные обособления амфибол-гранатовых железистых кварцитов. Гранат нередко наблюдается и в самих габброидах. Мощность пачки — около 1500 м. Верхняя пачка образована в основном кварцитами (часто содержащими слюду, куммингтонит, гранат, ставролит, силлиманит, графит), биотитовыми, гранат-биотитовыми и кварц-актинолит-магнетитовыми кристаллическими сланцами, перемежающимися с пластинами ортоамфиболитов и послойными залежами метаморфизованных габброидов. Так же как и в средней пачке, изредка встречаются прослойки кварцевых гравелитов и конгломератов. Мощность верхней пачки — около 1000 м, а суммарная мощность всей толщи превышает 3000 м. Эти же отложения под названием китемяхтинской толщи были описаны Е. М. Фалькиным в бассейне р. Джемку (Фалькин, Озерский, Фалькина, 1966). В составе китемяхтинской толщи Е. М. Фалькин выделяет свиты Джемку, амнунскую и мудобкитскую. Первые две свиты соответствуют нижней пачке охарактеризованного выше разреза Каларской полосы, а мудобкитская свита является аналогом средней пачки этого разреза.

Толща перечисленных пород образует крупную и местами довольно сложную синклиналиную складку. В приведенном выше разрезе, пересекающем синклиналиную складку в верховье р. Тепракан (рис. 2, Б), видно строение ее юго-восточного крыла и центральной части. Крыло складки в этом участке устроено довольно просто: пласты падают на северо-запад к центру синклинали под углами в 50—70°. Некоторое усложнение, вызванное дополнительной гофрировкой слоев, наблюдается здесь лишь в биотитовых гнейсах и микрогнейсах, располагающихся в контакте с мезозойскими гранитами, которые внедрились вдоль юго-восточного крыла складки. Изменение направлений падения пла-

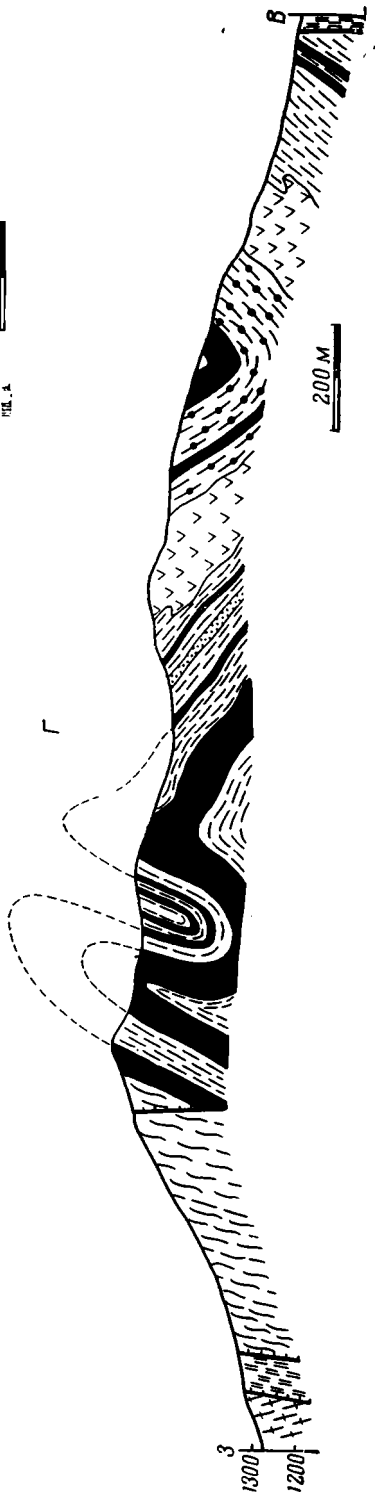
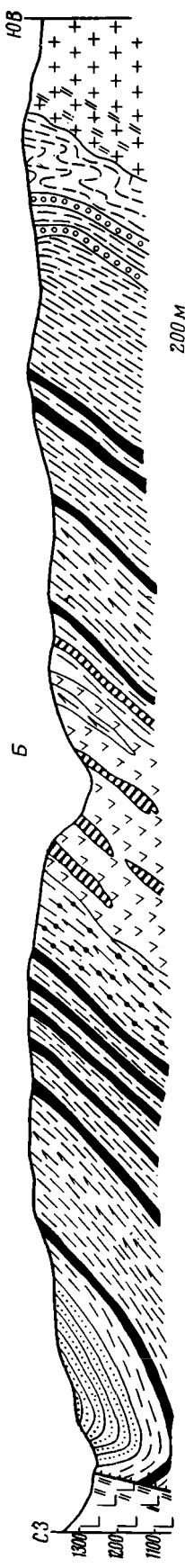
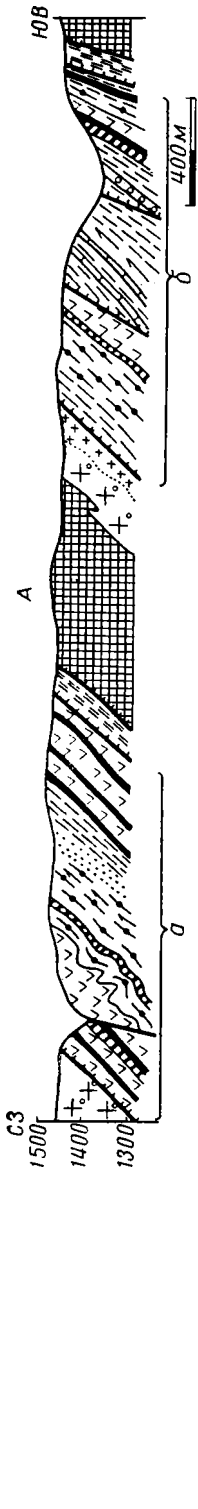


FIG. 4

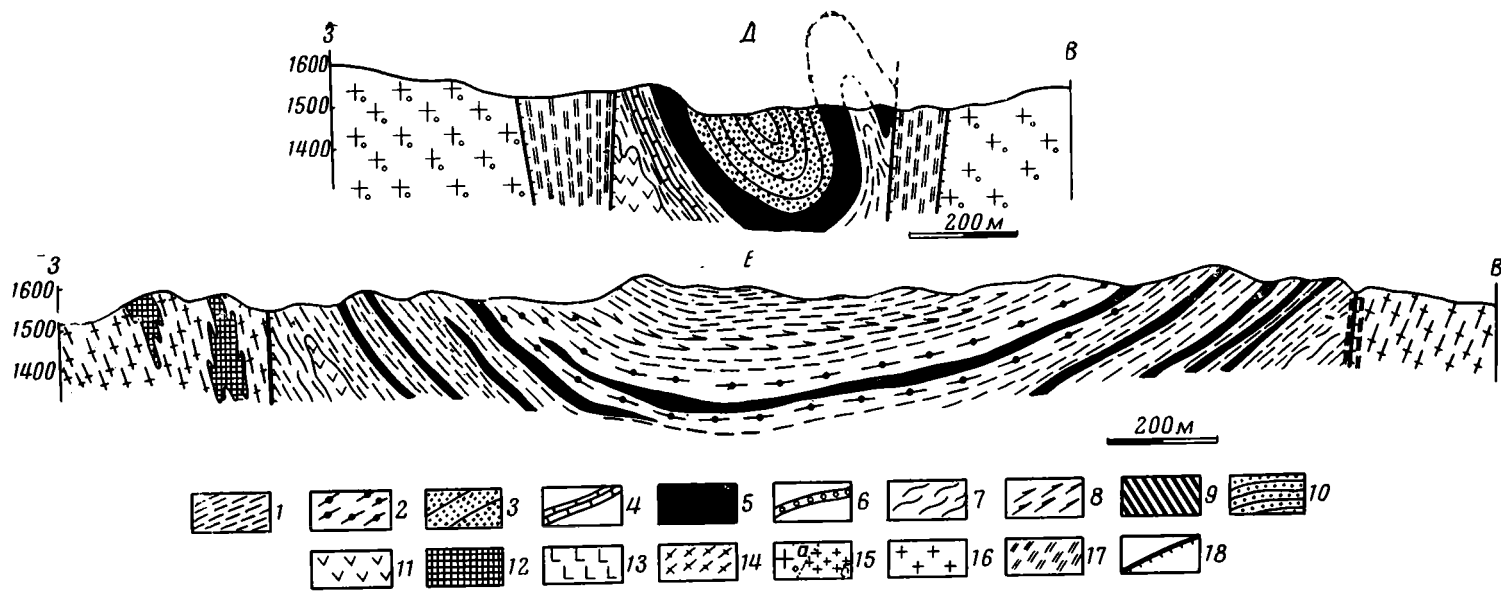


Рис. 2. Геологические разрезы через геосинклинальные трюги Олекмо-Витимской горной страны

А — разрез южной части гольцов Бурпала: а — Бурпалинский трюг, б — Аянский трюг; В — разрез по береговому обнажению р. Калар (Каларский трюг); Г — разрез в верховье р. Эвонокит (Итчилякский трюг, по данным М. З. Глуховского). Д — разрез по р. Итчиляк (Итчилякский трюг, по данным М. З. Глуховского). Е — разрез в бассейне р. Саймаган (Саймаганский трюг, по данным Г. Б. Гиммельфарба). 1—11 — породы, слагающие геосинклинальные трюги (метаморфизованные породы терригенно-вулканогенной и железисто-кремнистой формации икабийской свиты удоканской серии нижнего протерозоя): 1 — слюдяные сланцы; 2 — слюдяные сланцы с гранатом, фибролитом, кардиеритом, андалузитом; 3 — метаморфизованные песчаники; 4 — мраморизованные известняки и мраморы; 5 — кварциты; 6 — метаморфизованные кварцевые конгломераты; 7 — биотитовые микрогнейсы и гнейсы; 8 — жедритовые и куммингтонитовые кристаллические сланцы; 9 — железистые кварциты; 10 — тонко переслаивающиеся метаморфизованные песчаники и алевролиты; 11 — ортоамфиболиты по габброидам и основным эффузивам; 12 — архейские гнейсы и кристаллические сланцы; 13 — архейские аноктозиты, 14 — раннепротерозойские гранито-гнейсы; 15 — раннепротерозойские гранитоиды: а — очковые граниты, б — пегматиты; 16 — мезозойские граниты; 17 — катаклазиты, милониты и диафортиты; 18 — разломы

стов на юго-восточные наблюдается в северо-западной части разреза, где обнажается центральная часть складки. Северо-западное крыло почти полностью сорвано разломом, отделяющим складку от Олекмо-Каларского массива анортозитов. Далее к запад-юго-западу сицилиаль несколько расширяется, а в береговых обнажениях по долине р. Калар можно наблюдать оба ее крыла. Стронеие их здесь иногда довольно сложно, так как местами пласты рассеены разломами и подверглись дополнительному смятию с образованием узких изоклинальных складок (рис. 2, В).

Несколько западнее, в бассейне р. Чукчуду, сходные образования установил Ю. В. Буфеев. Метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования наблюдаются здесь в виде узкой протяженной полосы, ограниченной разломами, среди пород архейского комплекса (14 на рис. 1).

Чрезвычайно эффектные узкие линейные складки установлены в последнее время в районе бассейнов рек Олондо и Хани (хр. Удокан). М. З. Глуховский обнаружил здесь отложения, отнесенные им к самым низам удоканской серии и заключенные в узких линейных трогах, отходящих на север от главного поля развития удоканской серии (6, 7 и 8 на рис. 1). Толща этих отложений состоит из метаморфизованных песчаников, переслаивающихся с биотитовыми, хлорит-биотитовыми, кумингтонит-биотитовыми, гранат-биотитовыми кристаллическими сланцами, гнейсами и кварцитами. В самых низах разреза встречаются линзы метаморфизованных эффузивов среднего состава, впервые обнаруженных Ю. Ф. Найденовым и Н. Г. Кисляковой. В пределах рассматриваемых грабенообразных структур часто наблюдаются послойные, иногда слабо секущие тела габбро, габбро-амфиболитов и ультраосновных пород; мощность отдельных тел достигает 500 м. Южная часть Хани-Олондинского прогиба (6 на рис. 1) на протяжении первых 30 км (от Кодаро-Удоканского протоплатформенного прогиба до разветвления) имеет четко выраженное синклинальное строение с крутыми крыльями, падающими навстречу друг другу под углами от 45—50 до 80°. Далее Хани-Олондинский прогиб разделяется на две ветви, вытянутые в меридиональном направлении. В каждой из ветвей (после разветвления) наблюдаются моноклинальные падения пластов в разные стороны (от выступа архейских пород, располагающегося между ветвями). Синклинальная складка на юге Хани-Олондинской структуры и обе ее ветви ограничены разломами, вдоль которых следуют зоны милонитизированных и диафорированных архейских пород и гранито-гнейсов раннего протерозоя. Общая длина этой структуры достигает 100 км при ширине около 4—5 км.

Представление о характере узкого Итчилякского прогиба (7 на рис. 1) можно получить по двум пересекающим его разрезам. В верховье р. Эвонокит (рис. 2, Г) наблюдается достаточно ясно выраженная синклиналь со сложно деформированным западным и более простым крутым восточным крылом. В более южном разрезе по р. Итчиляк (рис. 2, Д) видна узкая опрокинутая синклиналь, оба крыла которой круто наклонены к востоку. Восточное (подвернутое) крыло осложнено дополнительной опрокинутой антиклинальной складкой. Оба крыла сложной Итчилякской синклинали оборваны зонами разломов, вдоль которых проходят широкие полосы катаклазированных и милонитизированных пород субстрата и очковых гранитов, нередко развивающихся по милонитам. Итчилякская синклиналь протягивается почти на 25 км.

Синклинальное строение имеет также Эвонокитский прогиб (8 на рис. 1), длина которого достигает 60 км при ширине до 8 км. С запада и востока прогиб ограничен разломами, отделяющими его от милонитизированного и гранитизированного субстрата.

Очень похожие толщи и прогибы наблюдаются в пределах хребта Кодар на северо-западе Кодаро-Удоканской зоны. Толщи метаморфизованных пород были изучены здесь Г. Б. Гиммельфарбом и первоначально выделялись в качестве бургайской, тарынской и саймаганской свит нижнего протерозоя. Бургайская свита (нижняя) сложена биотитовыми гнейсами, перемежающимися с метаморфизованными габбро и ультраосновными породами; ее мощность — около 1000 м. Тарынская свита представлена биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, кварцитами и мраморами (горизонты и линзы), содержащими силлеобразные залежи ортоамфиболитов. Мощность свиты колеблется от 800 до 2000 м. В составе саймаганской свиты преобладают биотитовые гнейсы с гранатом, силлиманитом, кордиеритом, графитом. Мощность саймаганской свиты — около 1000 м, а суммарная мощность всей толщи — 3000—4000 м. Породы всех трех свит локализованы в Эльгерском, Бургайском и Саймаганском синклинальных прогибах (3, 4 и 5 на рис. 1). Самый крупный из них — Саймаганский. Его протяженность — около 80 км, ширина — от 3 до 10 км. С запада и востока прогиб ограничен крутыми разломами, отделяющими толщи, заключенные внутри его, от кристаллических образований архея, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации. Внутреннее строение прогиба довольно просто. В поперечном разрезе (рис. 2, Е) он представляет собой синклиналь, крылья которой полого (под углами 30—45°) падают навстречу друг другу. Толщи, слагающие центральную часть синклинальной складки, иногда залегают почти горизонтально. Эльгерский прогиб, протяженностью около 20 км и шириной в 1—1,5 км, непосредственно сочетается с Кодаро-Удоканским протоплатформенным прогибом. В условиях прекрасной обнаженности здесь можно наблюдать, как пласты и пачки пород икабийской свиты протягиваются из широкого изометричного протоплатформенного прогиба в узкий линейный грабенобразный Эльгерский трог, что позволяет уверенно отнести к удоканской серии заключенные в нем толщи. Такие же переходы прослежены из протоплатформенного Кодаро-Удоканского прогиба в Саймаганский трог.

На крайнем западе рассматриваемой части Олекмо-Витимской горной страны, в бассейне р. Таллаи (приток Витима), образования, чрезвычайно сходные с охарактеризованными выше, выделены геологами Иркутского геологического управления Г. А. Кондратьевым и Г. К. Еникеевым в качестве съельбанской серии нижнепротерозойского возраста. Специальные исследования, проведенные в 1965 г. в бассейне р. Таллаи В. С. Федоровским, подтвердили представления иркутских геологов о строении разреза серии, в составе которой выделяются чепоктинская, кудамалинская, джоронканская и таллаинская свиты. Чепоктинская (нижняя) свита представлена роговообманковыми, биотит-роговообманковыми, гранат-роговообманковыми и куммингтонитовыми кристаллическими сланцами, содержащими прослойки железистых, гранатовых и гранат-магнетитовых кварцитов. Мощность свиты — около 2500 м. В составе следующей кудамалинской свиты преобладают тонко чередующиеся биотитовые и роговообманково-биотитовые кристаллические сланцы, гранатсодержащие слюдястые кварциты, актинолитовые, эпидот-биотитовые и эпидот-актинолитовые кристаллические сланцы. Большинство пород образовалось, по-видимому, по средним и основным вулканическим образованиям. В разрезе свиты встречаются также силлы габброидов. Мощность свиты — 2000—2500 м. Джоронканская свита образована тонкозернистыми актинолитовыми и гранат-актинолитовыми сланцами, биотитовыми и двуслюдяными кварцито-сланцами, в верхней части разреза сменяющимися крупнозернистыми амфиболовыми (кварц-актинолитовыми, кварц-плагноклаз-актинолитовыми) кристаллическими сланцами с характерным радиально-лучистым расположением крупных кристаллов амфибола. Встречаются прослойки ортоамфи-

болитов. Мощность свиты — 700—800 м. Самая верхняя таллаинская свита представлена кварц-актинолитовыми и кварц-биотит-актинолитовыми кристаллическими сланцами, содержащими эпидот и углистое вещество. Значительная часть сланцев образовалась, по всей вероятности, по вулканическим породам. В верхней части таллаинской свиты располагается мощная толща черных филлитовидных пиритоносных углисто-слюдястых сланцев и кварцитов, чередующихся с известняками, которая по составу пород и их характерному облику не отличима от икабийской свиты, развитой в пределах Кодарского хребта. Мощность нижней части таллаинской свиты — 600 м, верхней — около 1000 м. Суммарная мощность всей серии составляет, таким образом, 6000—7000 м. Серия картируется в виде широкой полосы примерно меридионального простирання на 65—75 км (1 на рис. 1). Толщи этой серии включались ранее Л. И. Салопом (1964) в состав киянской подсерии нижнепротерозойской муйской серии. С учетом данных Л. И. Салопа, протяженность полосы ее выходов может оказаться значительно большей. С запада и востока полоса распространения «скльбанской серии» бассейна р. Таллан ограничена крупными разломами, продолжающимися, по-видимому, далеко за пределы площади, охваченной схемой (рис. 1).

Наконец, на востоке Олекмо-Витимской горной страны прогибы подобного рода, как уже упоминалось, были описаны Е. М. Лазько (1956). Один из них находится в бассейне рек Амедичи и Ярогу, другой — в верховье р. Ярогу и третий — в нижнем течении р. Чуга. Толщи, развитые в этих шовных прогибах, относимые либо к верхней части разреза нижнего протерозоя (Миرونюк, 1966), либо просто сопоставлявшиеся с отложениями удоканской серии (Лейтес, 1965), в настоящее время выделяют в качестве борсалинской серии. По данным Е. П. Миرونюка, Л. М. Реутова и И. Ф. Фрумкина (Миرونюк, 1966), борсалинская серия состоит из темулякитской и тянской свит. Первая из них (нижняя) сложена биотитовыми, эпидот-биотитовыми, эпидот-роговообманковыми, роговообманковыми, гранат-биотитовыми, гранат-роговообманковыми микрогнейсами, гнейсами и кристаллическими сланцами, содержащими мощные (до первых сотен метров) выклинивающиеся пластовые тела ортоамфиболитов и метадиабазов. В низах свиты присутствуют линзы кварцитов, в верхней части — пласты слюдяных, куммингтонитовых, фибролит-биотитовых и дистен-слюдяных кристаллических сланцев, кварцитов (нередко железистых) и амфибол-железистых кристаллических сланцев. Мощность свиты — 1500—2500 м. Тянская свита представлена двуслюдяными, биотитовыми, эпидот-биотитовыми гнейсами, микрогнейсами и кристаллическими сланцами. Мощность ее — до 1100 м.

В каждом из трех отмеченных прогибов метаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи образуют узкие длинные синклинальные складки субмеридионального простирання, западные крылья которых сорваны надвигами. Синклинали имеют асимметричное строение с пологими восточными и значительно более крутыми западными крыльями. Иногда наблюдается опрокидывание синклиналей на восток. В этом случае оба крыла падают на запад, причем подвернутое западное крыло обладает более крутым наклоном. По разрывам, отграничивающим западные крылья складок от архейского цоколя, породы цоколя надвинуты на восток на метаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи, слагающие синклинали. Иногда разрывы наблюдаются и вдоль восточных крыльев синклиналей.

Перечисление разрезов подобных образований, широко развитых в Олекмо-Витимской горной стране, можно было бы продолжить. Однако уже сейчас ясно, что для всех этих разрезов характерны поразительное постоянство их пестрого состава; «пятнистый», неравномерный метаморфизм; присутствие многочисленных пластовых и субпластовых тел ортоамфиболитов, образовавшихся по вулканическим породам, основ-

ным и ультраосновным изверженным породам; четкие разрывные ограничения линейно вытянутых трогов, в которых заключены эти метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи.

Соотношения вулканогенно-осадочных толщ, заключенных в охарактеризованных линейно вытянутых шовных трогах, с отложениями удоканской серии, слагающими широкий Кодаро-Удоканский эндопротоплатформенный прогиб, выявляются вполне определенно. На Удоканском хребте (по наблюдениям М. З. Глуховского), в бассейне р. Таллаи и на хребте Кодар (по наблюдениям В. С. Федоровского) эти толщи либо полностью соответствуют икабийской свите удоканской серии, причем прослежены переходы по простирацию с постепенной сменой состава от вулканогенно-осадочных образований линейных трогов к терригенным отложениям икабийской свиты протоплатформенного прогиба, либо выясняется, что икабийская свита в своем типичном виде образует верхнюю часть толщи шовного трога, а ее нижняя (вулканогенно-осадочная) часть подстраивает разрез снизу. В этом случае (бассейн р. Таллаи) заложение линейного трога, по-видимому, несколько опережало начало формирования эндопротоплатформенного Кодаро-Удоканского прогиба. В других местах Олекмо-Витимской горной страны в современном эрозионном срезе линейные шовные трогги не обнаруживают непосредственной связи с Кодаро-Удоканским прогибом, но отложения, заключенные в них, также могут быть сопоставлены с икабийской свитой.

Состав отложений, развитых в пределах описанных шовных трогов, указывает на присутствие в них образований вулканогенно-терригенной и железисто-кремнистой формаций, свойственных, как показал М. С. Марков (1962, 1964), шовным прогибам, возникшим на ранних стадиях развития древних щитов.

Внутренняя структура шовных трогов Олекмо-Витимской горной страны часто весьма сложна. Слагающие их толщи обычно смяты в узкие линейные синклиналильные складки, осложненные дополнительной гофрировкой, часто с изоклинальными и опрокинутыми складками. Крылья синклиналей, как правило, сорваны разломами, ограничивающими трогги в современном срезе. Комплексы архейского основания нередко надвинуты по этим разломам на нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные образования, заполняющие трогги. Рассматриваемые трогги часто рассечены также поперечными разрывами, по которым на поверхность выведены блоки интенсивно катаклазированных, милонитизированных и диафорированных пород архейского субстрата. Такие выступы наблюдаются, например, в пределах Саймаганского трога в бассейне р. Бургай.

Выше уже было отмечено, что отложения, залегающие в трогах, метаморфизованы весьма неравномерно. В отдельных участках они настолько сильно гранитизированы, что в поле практически не отличимы от гранитизированных архейских пород. Это обстоятельство порождало неизбежную путаницу и споры при геологическом картировании, хотя, как было показано выше, послеархейский (нижнепротерозойский) возраст вулканогенно-осадочных толщ троговых прогибов не вызывает сомнений.

Если обратиться к положению описанных выше трогов в общей структуре района, то бросается в глаза, что Бурпалинский, Аянский, Каларский и Китемяхтинский трогги, располагающиеся юго-восточнее Кодаро-Удоканского протоплатформенного прогиба (9—12 на рис. 1), вытянуты в северо-восточном направлении в согласии с преобладающими здесь простирающими складок архейского комплекса. Эльгерский, Саймаганский, Бургайский, Хани-Олондинский, Итчилякский и Эвонокитский трогги, находящиеся к северу и северо-востоку от протоплатформенного прогиба (3—8 на рис. 1), и Катугинский (13 на рис. 1), расположенный на юге, ориентированы в меридиональном и северо-северо-

восточном направлении, т. е. в общем согласно простиранию крупных складок архейских образований Чарского выступа. Наконец, Хильгандинский и Чукчудинский трюги (2 и 14 на рис. 1) проходят в запад-северо-западном направлении параллельно контуру Кодаро-Удоканского прогиба и также в общем согласно простираниям структур архейских образований. Тем не менее, несмотря на это видимое согласие в направлениях простирания, трюги отчетливо наложены на конкретные структуры архейского субстрата. Оси трюгов проходят либо по ядрам антиклиналей, либо по синклиналям, либо располагаются на крыльях складок, наблюдаемых в архейском основании, либо иногда ориентированы поперек последних. Любопытно, что близ разломов, ограничивающих трюги, архейские породы, подвергшиеся катаклазу и милонитизации, интенсивно гранитизированы с возникновением гранито-гнейсовых куполов.

Очень интересны соотношения описанных трюгов с обширным эндопротоплатформенным Кодаро-Удоканским прогибом. Хильгандинский и Чукчудинский трюги оконтуривают прогиб с юго-запада, а Бурпалинский и Аянский — с юго-востока, намечая естественные границы широкого распространения отложений удоканской серии. Трюги же, ориентированные в направлениях, близких к меридиональному, подходят к Кодаро-Удоканскому прогибу так, что его контур резко пересекает их оси. Одни из трюгов (Итчилякский, Эвонокитский) не доходят до структуры протоплатформенного прогиба, сохранившихся в современном срезе. Другие (Эльгерский, Саймаганский, Бургайский, Хани-Олондинский, Катугинский трюги) непосредственно сочетаются с Кодаро-Удоканским прогибом, по-видимому продолжаясь в его пределы и погружаясь под покров более молодых отложений удоканской серии. При входе в Кодаро-Удоканский прогиб трюги как бы раскрываются, шарниры их погружаются, а слагающие их осадочно-вулканогенные толщи по простиранию сменяются отложениями икабийской свиты, располагающимися по периферии протоплатформенного прогиба. На рис. 3 видно, как Хани-Олондинский трюг сочленяется со структурами Кодаро-Удоканского протоплатформенного прогиба на северо-востоке Удоканского хребта. Далее, уже в пределах протоплатформенного прогиба также обнаруживается отчетливое влияние погребенных трюгов на структуру перекрывающего их чехла, сложенного более молодыми толщами удоканской серии. На продолжении осей трюгов в пределах Кодаро-Удоканского прогиба (см. рис. 3) располагаются более или менее вытянутые синклинали, осложняющие строение его крыльев и ориентированные под довольно крутыми углами к его оси. По-видимому, именно развитием погребенных линейных трюгов следует объяснять присутствие на крыльях Кодаро-Удоканского протоплатформенного прогиба крупных синклинальных складок, сопряженных и соизмеримых с соответствующими антиклиналями. Вероятно также, что присутствие погребенных линейных трюгов в ложе Кодаро-Удоканского прогиба предопределило ундуляцию его шарнира, благодаря чему в центральной части прогиба развиты мульды, разделенные антиклинальными седловинами. Мы видим, следовательно, что усложнение структуры в целом довольно просто устроенного Кодаро-Удоканского эндопротоплатформенного прогиба в значительной мере связано со сложностью морфологии его ложа, пересеченного многочисленными линейными бороздами, подобными описанным выше, а также тем, что движения по погребенным разломам продолжались, по-видимому, и во время накопления отложений удоканской серии.

Два наиболее крупных трюга (Таллаинский и Каларский) связаны, по всей вероятности, с линеаменами, имеющими значение для структур, еще больших, чем Кодаро-Удоканский эндопротоплатформенный прогиб. Возможно, что эти линеаменты трассируют западную и южную границы раннепротерозойской протоплатформы. Во всяком случае, оба трюга

продолжаются далеко за пределы рассматриваемой территории. Таллаинский трог следует, по всей вероятности, по протяженному и длительно существовавшему шву, отделяющему геосинклинальную область Витимо-Муйской зоны от раннепротерозойской протоплатформы Восточной Сибири. Карларский трог находится в зоне широко известного Станового разлома, который может быть прослежен более чем на 1500 км вдоль южной границы протоплатформы, в современной структуре Восточной Сибири выступающей в виде докембрийского Алданского шита. В последние годы вдоль всей этой зоны геологами Якутского геологического управления обнаружены многочисленные полосы выходов слабометаморфизованных осадочных и

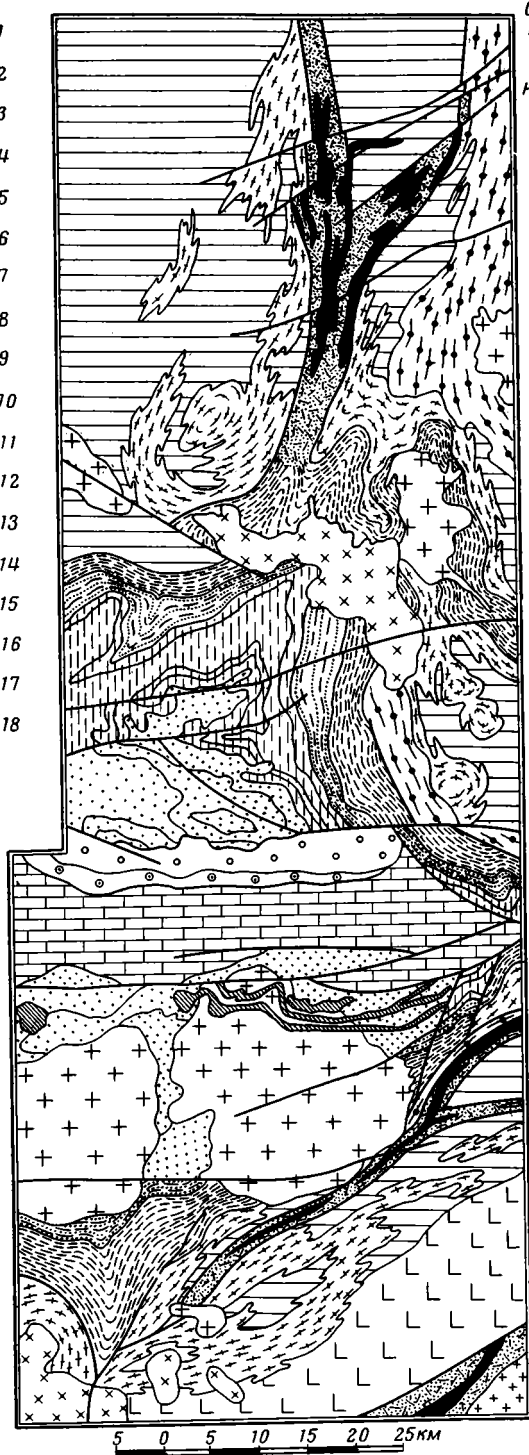
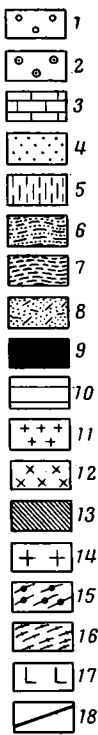


Рис. 3. Упрощенная геологическая карта восточной части Кодаро-Удоканского прогиба, по материалам М. З. Глуховского и В. С. Фелорского

1 — нижнемеловые отложения; 2 — средне-верхнеюрские отложения; 3 — верхнепротерозойские — нижнепалеозойские отложения; 4—9 — отложения нижнепротерозойской удоканской серии; 4 — верхняя (кеменская) подсерия; 5 — средняя (чинейская) подсерия; 6—9 — нижняя (кодарская) подсерия; 6 — аянская свита; 7 — терригенная формация икабийской свиты; 8 — терригенно-вулканогенная и железисто-кремнистая формация икабийской свиты; 9 — ортоамфиболиты по габброидам и основным эффузивам; 10 — архейские гнейсы и кристаллические сланцы; 11 — мезозойские граниты; 12 — палеозойские гранитоиды; 13 — позднепротерозойские габбро-диабазы; 14 — раннепротерозойские граниты; 15 — раннепротерозойские очковые граниты; 16 — раннепротерозойские гранито-гнейсы; 17 — архейские анортозиты и габброиды; 18 — разломы

осадочно-вулканогенных пород, сопоставимых по возрасту с отложениями удоканской серии. Эти полосы располагаются в грабенообразных синклинальных структурах, представляющих собой, по-видимому, аналог трогов, описанных выше.

Таким образом, длинные и узкие трогии, сложенные метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами, широко развитые в Олекмо-Витимской горной стране и рассмотренные выше, принадлежат к тектоническим формам, играющим ведущую роль в структуре Восточной Сибири.

Приведенные данные показывают, что узкие протяженные трогии Олекмо-Витимской горной страны отвечают всем признакам наложенных геосинклинальных трогов тимискаминского типа, выделенных М. С. Марковым (1962, 1964) на примере Тимискаминской шовной синклинали (Павловский, Марков, 1963, фиг. 12) и других подобных структур Канадского, Украинского и Балтийского щитов. Так же как и тектонотип наложенных геосинклинальных трогов, шовные синклинальные структуры Олекмо-Витимской горной страны обладают значительной длиной при весьма малой ширине, контролируются протяженными зонами разломов и сложены толщами вулканогенно-терригенной и железисто-кремнистой формаций. Эти наложенные геосинклинальные трогии представляют собой отчетливо линейные синклинальные структуры, не сочетающиеся с равновеликими и сопряженными с ними антиклиналями, что обычно для геосинклинальных систем более позднего времени. Серия раннепротерозойских геосинклинальных трогов Олекмо-Витимской горной страны не образовала геосинклинальной системы.

Заложение трогов, как было показано, происходило на дислоцированном, метаморфизованном в условиях гранулитовой фации и лишь местами гранитизированном архейском субстрате. Возможно, что растрескивание этой первичной, далеко не совершенной земной коры, возникновение и распределение в ней протяженных глубоких линейных борозд определялось не только тектоническими напряжениями, но и ее неоднородностью, обусловленной всего лишь локальным развитием в то время гранитного слоя. Растрескивание коры, формирование трогов и накопление в них вулканогенно-осадочных толщ началось непосредственно перед отложением удоканской серии и продолжалось, по крайней мере, до конца накопления осадков икабийской свиты, слагающих подошву осадочного чехла раннепротерозойской протоплатформы Восточной Сибири. Развитие наложенных геосинклинальных трогов сочеталось, следовательно, с ранним этапом формирования протоплатформенного чехла, несколько опережая время начала его образования и предопределив, по-видимому, контуры Кодаро-Удоканского эндопротоплатформенного прогиба. К концу икабийского времени накопление вулканогенно-осадочных толщ в трогах прекращается, а зона максимального развития трогов становится областью максимального распространения терригенных отложений удоканской серии. Именно в пределах этой области образовался широкий и сравнительно неглубокий Кодаро-Удоканский эндопротоплатформенный прогиб, уже описанный ранее (Лейтес, 1965).

В этом кратком сообщении не рассмотрены соотношения наложенных геосинклинальных трогов со сложными явлениями метаморфизма и образования гранитоидов различного происхождения. Авторы предполагают обратиться к этим вопросам в специальной работе.

Литература

- Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. Изд-во «Наука», 1967.
- Кориковский С. П., Федоровский В. С. О геологических и петрологических соотношениях удоканской серии и станового комплекса. Докл. АН СССР, т. 164, № 2, 1964.
- Лазько Е. М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Изд-во Львовск. ун-та, Львов, 1956.
- Лейтес А. М. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны, его тектоника и вопросы меденосности. Автореф. канд. дис. Геол. ин-т АН СССР, М., 1963.

- Лейтес А. М. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. Изд-во «Наука», 1965.
- Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (на примере Канадского щита). В кн. «Геология и петрология докембрия. Общие и региональные проблемы». Изд-во АН СССР, 1962.
- Марков М. С. О некоторых чертах строения протерозойских геосинклинальных трогов. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». Изд-во «Наука», 1964.
- Миронюк Е. П. Структурно-петрографическое расчленение кристаллических образований нижнего докембрия западной части Алданского щита и соотношения олекминской серии и станового комплекса. В кн. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». Изд-во «Наука», 1966.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. В кн. «Геология и петрология докембрия. Общие и региональные проблемы». Изд-во АН СССР, 1962.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». Изд-во «Наука», 1964.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). В кн. «Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой». Изд-во АН СССР, 1963.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов. В кн. «Деформация пород и тектоника». Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр. Проблема 4. Изд-во «Наука», 1964.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. Стратиграфия. Изд-во «Недра», 1964.
- Фалькина Е. М., Озерский А. Ф., Фалькина Н. А. Геология докембрия северной части Читинской области. Тез. докл. 5-й геол. конфер. Читинского геол. упр., Чита, 1966.
- Федоровский В. С. Объем и границы медоносной удоканской серии докембрия Восточной Сибири. Изв. АН СССР. Сер. геол., (в печати).

Всесоюзный аэрогеологический трест
Геологический институт АН СССР

Статья поступила
3 августа 1967 г.

V. S. FEDOROVSKY and A. M. LEYTES

ON THE GEOSYNCLINAL TROUGHS IN EARLY PROTEROZOIC OF THE OLEKMA-VITIM HIGHLANDS

Within the Olekma-Vitim Highlands there has been identified and described the wide and long Kodar-Udokan endoprotoplatform basin (Leytes, 1965) made up of weakly metamorphosed clastics of the Lower Proterozoic Udokan series. Further investigation has also allowed to distinguish here a number of long and narrow troughs which are similar to superimposed geosynclinal troughs of a Timiskaminga type singled out by M. S. Markov (1962, 1964). Linear geosynclinal troughs of the Olekma-Vitim Highlands are controlled by long fault-zones and composed of non-uniformly metamorphosed rocks of the Early Proterozoic volcanic-terrigenous and ferruginous-siliceous formations. The linear troughs buried by the protoplatform mantle complicated the structure of the Kodar-Udokan basin. The largest Tallayi and Kalar troughs appear to control the position of the western and southern boundaries of the Eastern Siberian Early Proterozoic protoplatform. The geosynclinal troughs, widely spread over the Olekma-Vitim Highlands, belong to those tectonic forms which play a leading part in the structure of the ancient Aldan shield.

All-Union Airgeological Trust
Geological Institute of Academy of Sciences of USSR

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24(479.24)

Б. В. ГРИГОРЬЯНЦ

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПРЕРЫВИСТОЙ СКЛАДЧАТОСТИ
В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ НА ПРИМЕРЕ ВОСТОКА
БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В основе выделения главных типов складчатости — линейного и прерывистого — лежит морфологический признак. Для линейных складок характерны значительная протяженность и небольшая ширина, большая крутизна падения на крыльях и другие признаки. Прерывистые складки характеризуются небольшим различием в длине и ширине, поэтому их называют брахиструктурами, куполовидными складками или просто куполами.

Эти морфологические различия легли в основу укоренившегося мнения о генетическом различии в формировании линейных и прерывистых складок (Белоусов, 1962). В данной статье речь идет о прерывистых складках геосинклинальных областей, а не платформ, где сложились свои специфические условия и где, вероятнее всего, действовал особый механизм формирования куполовидной складчатости.

Не будет рассматриваться здесь и механизм формирования линейной и прерывистой складчатости в геосинклинальных областях. Настоящая работа посвящена доказательству однотипности процесса формирования линейной и прерывистой складчатости и объяснению тех причин, которые обусловили различия в их морфологическом выражении.

Прерывистые складки в геосинклинальных областях распространены в передовых прогибах, межгорных впадинах и в зонах погружения крупных антиклинориев. Это не новая мысль. Отчетливо это показано в капитальном исследовании В. В. Белоусова (1962), упоминающего в качестве классических областей развития прерывистой складчатости Азово-Кубанский, Предкарпатский и Предуральский передовые прогибы, Куринскую межгорную впадину и Апшеронский и Таманский полуострова — периклиналинные окончания мегантиклинория Большого Кавказа. Типичная линейная складчатость развита в осевых зонах геосинклинальных областей. Можно вновь перечислить Большой Кавказ, Карпаты и Урал в качестве примеров областей развития линейной складчатости, имея в виду их осевые зоны.

Вместе с тем линейная и прерывистая складчатости в любой геосинклинальной области связаны с различными возрастными комплексами отложений. Так, развитие линейной складчатости в осевой зоне Большого Кавказа в пределах Азербайджана связано в основном с юрским и в меньшей степени меловым комплексами отложений. В формировании складчатости периферийных зон восточной части Большого Кавказа основная роль принадлежит третичному комплексу отложений. Это различие в возрастной характеристике отложений, слагающих морфологически различные типы складок, имеет исключительно большое значение.

Резкие переходы от юры к мелу на Восточном Кавказе и от мела к палеогену, значительные перерывы и несогласия в разрезе мела и палеогена, рассмотренные во многих работах (Хаин др., 1952; Хаин и др., 1955; Шарданов и др., 1955; Григорьянц и Мурадян, 1958; Григорьянц и Алиев, 1960; Григорьянц, 1962), свидетельствуют об интенсивном воздымании его осевой зоны еще в докайнозойское время и в начале третичного периода. К докайнозойскому времени должно быть отнесено и формирование здесь линейной складчатости в юрских и меловых образованиях. Нет необходимости доказывать, что складчатость в отложениях третичного комплекса формировалась в третичное время и даже в антропогене. Следовательно, складки в мезозое и кайнозое являются образованиями разновозрастными и в этом, на наш взгляд, кроется одна из основных причин их морфологического различия.

Мы не знаем, что представляет собой в структурном отношении доюрский комплекс — сложен ли он складками линейного или прерывистого типа. Мы не располагаем уверенными данными об общей структуре его кровли. Но зато можно уверенно говорить о том, что формированию линейной складчатости в юрских отложениях предшествовало нивелирование структуры кровли доюрского комплекса вследствие интенсивного прогибания в юрское время, в течение которого накопилась значительная по мощности, измеряемая не менее, чем десятком километров, толща осадков.

Складки в меловых отложениях по отношению к складкам в юрских образованиях носят в целом унаследованный характер, сохраняют то же простирание и в принципе являются линейными. Правда, эта линейность относительная. Совершенно определенно она выражена на западе, в Закатало-Ковдагской зоне южного склона Большого Кавказа (Шихалибеги, 1956). На востоке, в той же осевой зоне Большого Кавказа, но уже в полосе, примыкающей к Каспийскому морю (особенно это наглядно выражено в Северном Кобыстане), складки в меловых отложениях приобретают определенные черты, свойственные структурам прерывистого типа.

В отложениях третичного комплекса, развитых в Центральном и Южном Кобыстане, Кусаро-Дивичинском синклинии и в пределах Апшеронской области, линейные складки практически не известны.

Чтобы разобраться в причинах обусловивших формирование прерывистой складчатости на территории указанных областей Юго-Восточного Кавказа, не лишне вспомнить такой характерный этап его развития, как рубеж мела и палеогена, когда происходило сводовое воздымание в его осевой зоне (Ханин, Жабров, 1954; Шарданов и др., 1955; Григорьянц, 1962). Вместе со сводовым поднятием воздымание испытали и частные структуры осевой зоны Юго-Восточного Кавказа и в первую очередь такие антиклинории, как Тенгинско-Бешбармакский, Алтыгагач-Куркачидагский и Алаташ-Юнусдагский. В свою очередь следствием их воздымания должно быть несомненное их продолжение, хотя и в погребенном виде, в пределы Апшеронской области. Разумеется, это касается не только осевой зоны Большого Кавказа, но и таких его структур, как Кусарское поднятие на севере и Вандамское поднятие на юге. Но различия в амплитуде воздымания частных структур сказались и в возможностях их прослеживания в погребенном виде.

Таким образом, мы приходим к выводу, что третичный комплекс отложений аккумуляровался на дифференцированном субширотной, или кавказской, складчатостью мезозойском основании. И если бы не изменение условий, в которых происходило осадконакопление в третичное время и вместе с ним складкообразование в новом плане, то едва ли нам пришлось бы говорить о прерывистой складчатости периферийных зон юго-восточного окончания Большого Кавказа.

Об азимутальных несогласиях между мелом и палеогеном и прогрессивном росте величины этих несогласий, при сравнении простирания первых и образованных ими складок с более высокими горизонтами третичного комплекса и более молодыми складками, приведено много сведений в опубликованных в разное время работах с участием автора (Ханин и др. 1955; Шарданов и др.; 1955; Агабеков и Григорьянц, 1957; Григорьянц и Ханин, 1958; Григорьянц 1962). Эти несогласия, как нельзя лучше, иллюстрируют изменение условий, которое произошло на рубеже мела и палеогена и которое создало совершенно новую геотектоническую обстановку в кайнозое.

Формирование складчатости в новом плане с субмеридиональной ориентировкой структур, вероятнее всего, следует связывать с интенсивным прогибанием меридиональной Каспийской впадины, амплитуда которого постепенно возрастала в течение третичного периода. Неравномерность накопления осадков кайнозоя на Юго-Восточном Кавказе, вызвавшаяся в резком различии мощностей отдельных горизонтов третичного комплекса в пределах продольных (субширотных) прогибов и поднятий мезозойского основания, нашла свое яркое выражение и в морфологии и в ориентировке молодой складчатости. В продольных прогибах, где мощности отложений оказались значительными, складчатость нового направления проявляется отчетливее. Но размеры таких складок ограничены шириной ранних продольных прогибов.

На участках продольных поднятий раннего заложения вместе с меньшими мощностями молодых отложений в их толще, по крайней мере в начальной стадии перестройки структурного плана, фиксируются унаследованные структуры. Но эти структуры не являются абсолютной копией погребенных. Не говоря уже о заметном уменьшении углов падения на крыльях (фактически это типичные структуры облекания), складки эти по сравнению с погребенными являются укороченными. Основные различия в морфологическом выражении и тектонических особенностях разнонаправленной складчатости Апшеронской области, обусловленные различиями во времени их формирования и становления, достаточно подробно рассмотрены в вышедшей ранее работе автора (Григорьянц, 1962). Но, пожалуй, уменьшение длины близширотно ориентированных складок является одним из самых наглядных показателей изменения геотектонической обстановки в кайнозое. В этом сокращении длины складок раннего заложения проявляется процесс превращения линейных складок в прерывистые или фактически сам процесс формирования нового плана складчатости. Такая трансформация происходит не только в отложениях третичного комплекса, но и в образовании дополнительных ундулаций структур, сложенных меловыми отложениями.

Детально исследованное инструментальной съемкой Кабандагское поднятие в Северо-Восточном Кобыстане, сложенное в ядре отложениями юнусдагской свиты сантона — нижнего кампана, характеризуется крутыми углами падения, достигающими 80—90°, и даже веерообразным строением в отдельных сечениях. Эти особенности тектонического строения Кабандагской антиклинали не оставляют сомнений в ее становлении в условиях формирования складчатости линейного типа. Но, как показало проведенное бурение (данные В. М. Мурадяна), шарнир этого поднятия в центральной части полосы развития юнусдагской свиты испытывает поперечное

опускание вместе с расположенными севернее и южнее неглубокими мульдами, выполненными третичными отложениями и явно стремящимися растянуться в долгом направлении, составляют единую полосу опускания субмеридиональной ориентировки. Одновременное происхождение поперечного опускания Кабандагской антиклинали и смежных брахисинклиналей и более позднее проявление процесса их становления не могут вызывать какого-либо сомнения.

Осложнение субиротных поднятий дополнительными ундуляциями носит явно поверхностный характер. Исключительно наглядным в этом отношении является пример Кюрдаханы-Маштаги-Бузовнинского поднятия на Апшеронском полуострове. На сейсмическом профиле, простреленном в поперечном к простиранию этого поднятия направлении, и структурной карте, построенной И. И. Потаповым (1954), наглядно рисуется строение этого поднятия на разных гипсометрических уровнях (рис. 1, а, б). Увеличение глубины исследования методом отраженных волн и обобщение полученных данных А. М. Хенжиной (1961) свидетельствуют о том, что в более глубоких горизонтах, условно относимых к мезозою, поднятие не испытывает вдоль своей оси раздвоения, как это имеет место в третичных отложениях.

Таким образом, складчатость в молодых кайнозойских отложениях в целом приспособилась к древнему структурному плану, оказывая в ряде случаев активное воздействие на него, выразившееся в дополнительных осложнениях складок, сформировавшихся ранее, как структур линейного типа. Это активное воздействие нагляднее всего сказалось на складках, отраженных в меловых отложениях, расположенных в непосредственной близости к Каспийскому морю, и еще отчетливее — на их погребенных продолжениях на территории Апшеронской области.

По сути дела, прерывистая складчатость зон погружения складчатых областей — это та же наложенная складчатость, особенности которой наглядно показаны в нашей совместной работе с В. Е. Хаиным (Григорьянц и Хаин, 1958). Линейность в ее проявлении совершенно очевидна. И в то же время совершенно очевидна прерывистость в буквальном смысле этого слова.

Следовательно, нельзя говорить о каком-то особом генезисе или о своеобразном механизме образования прерывистой складчатости в геосинклинальных областях. В зонах погружения мегантиклинорий она должна рассматриваться как результат интерференции линейной складчатости раннего и нового заложения или, иначе говоря, как следствие перестройки существовавшего ранее плана складчатости в результате развития линейной складчатости нового направления.

Если обратиться к схемам наложенной складчатости верхнего структурного этажа, приведенным для Апшеронской области в работе Б. В. Григорьянца (1962) и для восточных частей Северного и Центрального Кобустана в статье Б. В. Григорьянца и В. Е. Хаина (1958), то легко заметить определенную линейность и параллельность в расположении и ориентировке частных структурных элементов. При этом наблюдается равномерное чередование антиклинальных и синклинальных поясов, сочетание которых как бы подчеркивает полную складчатость, столь характерную для центральных осевых зон складчатых областей.

Разумеется, что линейность и правильность или равномерность чередования антиклинальных и синклинальных поясов выражена на разных участках Кобустана и Апшеронской области не одинаково отчетливо. Выяснение причин такой неравномерности в ориентировке и морфологическом выражении наложенной складчатости приводит нас опять-таки к факту неравномерного распределения мощностей третичного комплекса отложений как результату незавершенности процесса нивелировки погребенного рельефа, обусловленного складчатостью раннего заложения. Вместе с нарастанием мощности третичных отложений в южном от осевой зоны направлении процесс становления наложенной складчатости меридиональной ориентировки развивается интенсивнее. С аналогичной картиной нарастания интенсивности проявления наложенной складчатости вместе с нарастанием мощности третичного комплекса мы сталкиваемся на северном крыле Юго-Восточного Кавказа, в Кусаро-Дивичинском синклинории, как это показано Л. И. Андреевым (1959). Очевидно, эта зависимость между интенсивностью в данном случае прерывистой складчатости и мощностью толщи пород, в которой она проявляется, подчеркнутая еще Г. Штилле (Stille, 1912), носит характер общей закономерности.

Фактически речь должна идти о том, что прерывистая или наложенная складчатость в третичных отложениях Юго-Восточного Кавказа рисует начальный этап формирования линейной складчатости нового направления, соответствующий периоду нивелировки древнего структурного плана. Этому же этапу соответствует и частичная переработка линейной складчатости раннего заложения и ранней ориентировки в прерывистую.

Нивелировка древнего рельефа с субиротной ориентировкой структур и образование моноклинали с падением слоев на восток в отложениях верхнего плиоцена имеет место, судя по данным М. С. Бурштара (1958), в прибрежной полосе Восточного Предкавказья. Структура Бакинского архипелага, хорошо показанная в работе А. Л. Путкардазе (1958), свидетельствует об отчетливо выраженной линейности субмеридионально ориентированных складок в отложениях плиоцена. Наконец, большая мощность четвертичных отложений, накопившихся вдоль материкового склона западного борта Южно-Каспийской впадины, обусловила развитие здесь, уже в осадках антропо-

погена, а также, вероятно, и палеогена, строго меридиональной и линейно вытянутой складчатости. Характер этой складчатости описан и графически изображен в работе В. Ф. Соловьева, Л. С. Кулаковой и Г. В. Агаповой (1960). Она как бы иллюстрирует дальнейшее развитие линейной складчатости нового долготного направления, зародившейся вместе с активизацией прогибания Каспийской тектонической впадины на границе мела и палеогена.

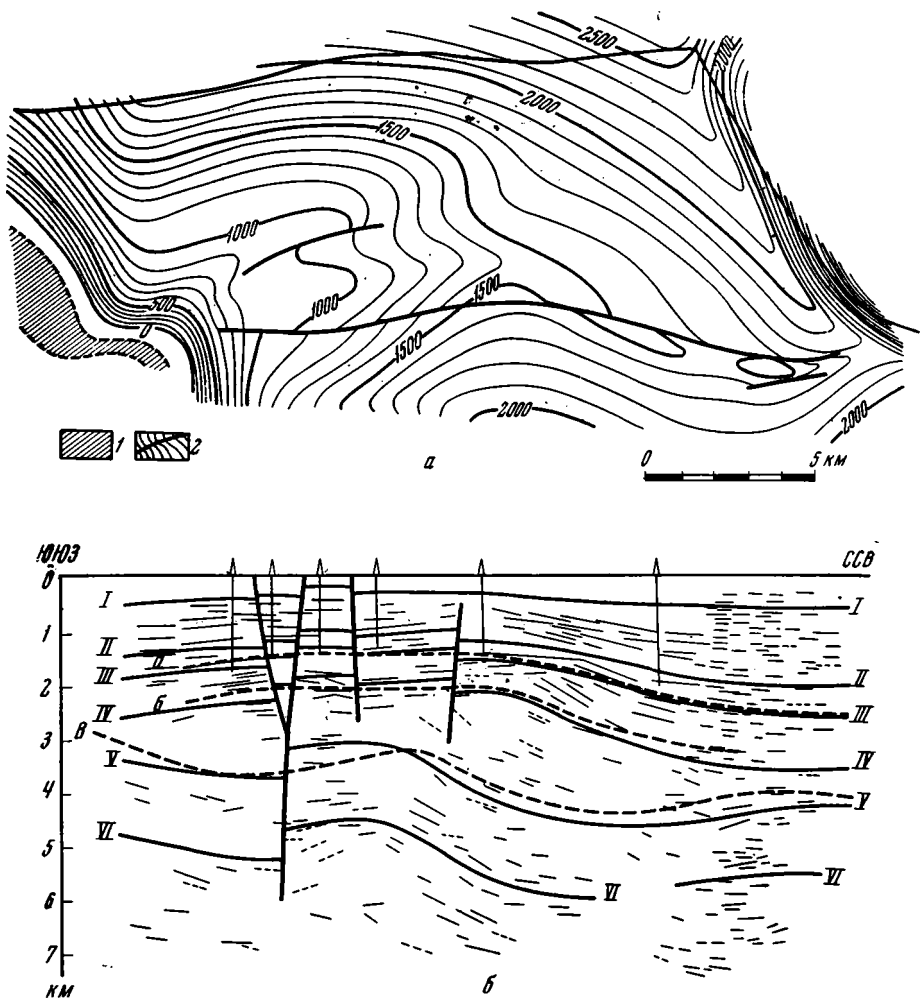


Рис. 1. Кюгдаханы-Машаги-Бузовникское поднятие на Апшеронском полуострове: а) структура кровли подкирмакинской свиты по И. И. Потапову; и б) сейсмический профиль поперечного сечения (материалы Конторы морской геофизической разведки)

1 — отложения палеогена, миоцена и понта; 2 — структура кровли подкирмакинской свиты и тектонические нарушения. Условные сейсмические горизонты, по данным Конторы морской геофизической разведки (пунктир) и по К. А. Исмайлову (сплошные линии). а — кровля понта; б — в отложениях миоцен-олигоцена; I — кровля продуктивной толщи; II — кровля подкирмакинской свиты; III — подошва продуктивной толщи; IV — в миоцене; V — кровля меловых отложений; VI — в меловых отложениях

Следует считать вполне оправданной сделанную в этой работе попытку установить непосредственную связь обнаруженных в результате эхолотных промеров и отборов проб грунта складок западного борта Южного Каспия не только со складками Бакинского архипелага, но и с меридиональными складками Апшеронского полуострова. Этот пример, как нельзя лучше, свидетельствует о широком распространении явления перехода прерывистых складок в линейные, на что в свое время указывал на основании обобщения большого фактического материала В. Е. Хаин (1954). Справедливым следует считать и другое его положение, высказанное в той же работе, о приуроченности этого явления к зонам погружения мегантиклинорий. Очевидно, следует считать правомочным в связи с этим термин «периклиналиный прогиб», так как процесс

трансформации прерывистых складок в линейные и, наоборот, линейных в прерывистые связан именно с прогибанием на участках периклинального погружения мегантиклинорий. Апшеронская область в этом отношении может рассматриваться как исключительный по своей наглядности пример переклинального прогиба.

Следующий пример взаимоотношения складок на разных гипсометрических уровнях является результатом обработки сейсмического материала в Конторе морской геофизической разведки объединения Азнефть (Министерство нефтедобывающей промышленности Азербайджана). Он настолько наглядно иллюстрирует переход округлых по своему начертанию синклиналей в единую линейно вытянутую по мере накопления осадков и нивелировки древнего рельефа или, иначе говоря, один из этапов постепенного превращения прерывистых складок в линейные, что мы считали необходимым его привести.

На рис. 2 (А и Б) отчетливо видно, что в полосе Камни Два Брата — банка Цюрупы (северная часть территории Северо-Апшеронской акватории, изображенной на схемах) все структурные линии четырех условных горизонтов почти строго копируют друг друга. Разность глубин залегания крайних условных горизонтов здесь относительно небольшая и составляет 2000 м (1000 и 3000 м). В центральной части, расположенной между полосой банок и северным берегом Апшеронского полуострова, картина совершенно иная. Разность глубин залегания тех же горизонтов приближается здесь к 4000 м. Мезозойские и палеогеновые складки субширотного простирания, фиксируемые здесь, в подкирмакинской и сабунчинской свитах совершенно исчезают, а на их продолжении, вернее, на их погружении, постепенно развивается субмеридиональный прогиб. При этом в структуре условного горизонта, отнесенного к подкирмакинской свите, он еще разобщен на две синклинали округлой формы, а уже в структуре сабунчинской свиты он (прогиб) единый и линейно вытянутый. Не будь на юге субширотного Кюрдаханы-Маштаги-Бузовинского поднятия, а на севере Островной зоны, продолжающей в море Тенгинско-Бешбармакский антиклинорий, это была бы значительной линейной протяженности синклиналь субдолготного простирания¹.

Едва ли этот пример может свидетельствовать о том, что прерывистая складчатость возникает в результате какого-то особого механизма складкообразования, отличного от такового, обусловившего формирование линейной складчатости. Он лишь свидетельствует, об иных условиях, в которых происходило становление прерывистой складчатости и, в частности, о наличии дифференцированного подложья, с нивелировкой которого прерывистая складчатость постепенно преобразовывается в линейную.

Этот пример позволяет сделать и другой не менее важный, на наш взгляд, вывод. Структуры субширотной ориентировки, формирование которых относится к докайнозойскому времени и наличие которых оказывало определенное воздействие на образование унаследованных складок, в основном в отложениях нижних горизонтов третичного комплекса не испытывают поворота на юг, а лишь пересекаются складками близдолготного простирания. В результате такого пересечения складок двух направлений создается ложное впечатление поворота кавказской складчатости на юг. Формирование складчатости близдолготного направления связано уже с прогибанием Каспийской впадины, а четкость ее морфологического выражения прямо пропорциональна интенсивности этого прогибания, степени нивелировки погребенного рельефа и мощности третичных отложений.

Логическое развитие взгляда об отсутствии поворота кавказской складчатости на юг позволяет допускать аналогичные соотношения между поверхностной плиоценовой и погребенной мезозойской складчатостями и вдоль восточного побережья Каспийского моря. И действительно, если обратиться к тектонической карте СССР и сопредельных стран масштаба 1 : 5 000 000, под редакцией Н. С. Шатского, то невольно обращает на себя внимание различие в ориентировке складок Закаспийской впадины и структурных элементов Большого Балхана — Кубадага вместе с зоной развития прибалханских куполов. Первые имеют почти строгую меридиональную ориентировку, характеризуются в ряде случаев значительной линейной протяженностью (Кеймиро-Чикишлярская зона) и составляют с направлением вторых фактически прямой угол.

Если допускать, что и здесь, как и на западном побережье Каспия, в кайнозое и особенно в плиоцене и антропогене, имело место образование наложенной складчатости долготного простирания, то становятся вполне объяснимыми различия в строении Западного и Восточного Копетдага, которые неоднократно подчеркивал Б. А. Петрушевский и его соавторы (1954₁, 1954₂). В данном случае едва ли придется соглашаться с мнением названных исследователей, высказанным в первой работе и фактически вытекающим из тектонической схемы И. А. Резанова (1958) об общем повороте складчатого сооружения Западного Копетдага на юг в силу того, что неогеновая складчатость западной части Закаспийской впадины характеризуется наличием структур меридиональной ориентировки.

Очевидно, и здесь речь должна идти о впечатлении поворота, создающемся из-за наличия унаследованных субширотных складок в отложениях неогена на востоке За-

¹ Существенным, на наш взгляд, является тот факт, что выраженная в структуре сабунчинской свиты наложенная синклиналь находится на одной долготе с седловиной (поперечное опускание), разделившей Кюрдаханы-Маштаги-Бузовинское поднятие широтного простирания на две укороченные антиклинали.

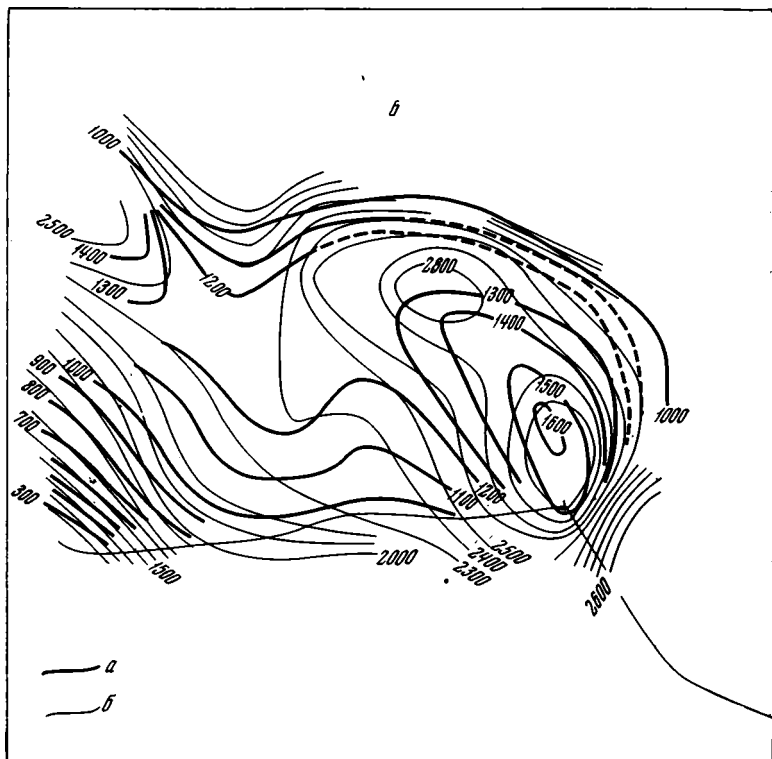
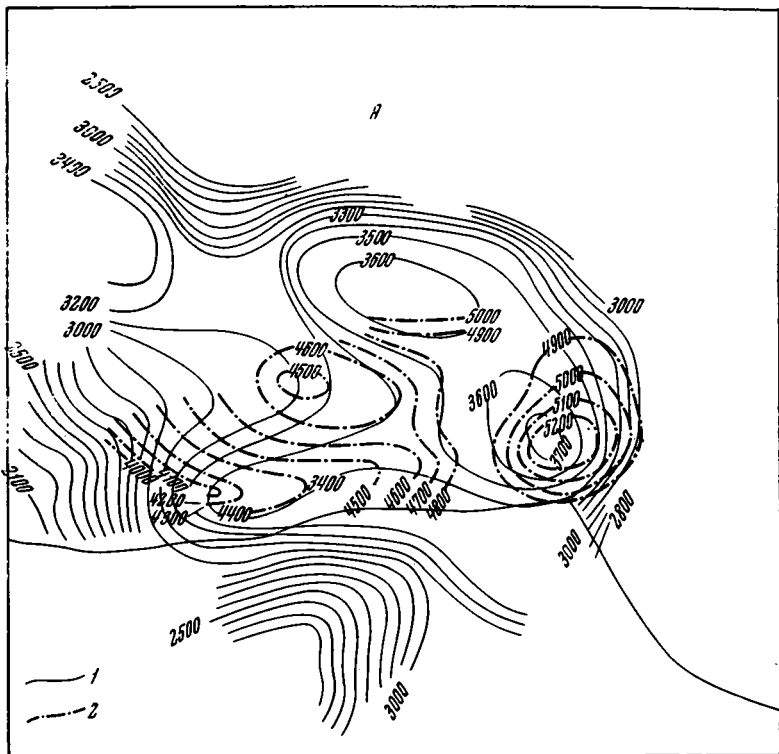


Рис. 2. Северо-Апшеронская акватория. Условные сейсмические горизонты, построенные по данным Конторы морской геофизической разведки, отнесенные к палеоген-миоцену и мелу (А) и к плиоцену (Б)
 1 — в отложениях палеоген-миоцена; 2 — в меловых отложениях; а — крыша сабунчинской свиты; б — крыша подкирмакнской свиты

каспийской впадины, где мезозойские структуры залегают неглубоко и, очевидно, достаточно рельефно выражены. В то же время на западе, в пределах основной части Закаспийской впадины большие мощности неогена свидетельствуют об интенсивности прогибаний в кайнозое, что не могло не выразиться в нивелировке рельефа мезозойского основания. Естественно поэтому, что здесь, особенно в Кеймиро-Чикишлярской зоне, складчатость, отраженная в неогене, подчинена уже новому «каспийскому» направлению. Свободному развитию складчатости этого направления способствовала большая мощность неогеновых образований. Последнее может быть подтверждено результатами структурных исследований дна Каспийского моря, проведенными В. Ф. Соловьевым, Л. С. Кулаковой и Г. В. Агаповой (1960). Как и вдоль западного борта Южного Каспия, так и вдоль восточного борта складки в четвертичных отложениях материкового склона постепенно приобретают долготное простирание.

Предлагаемая трактовка развития складчатости, отраженной в неогене Закаспия, может легко объяснить и образование Прибалханских куполов. Вполне можно согласиться с мнением Б. А. Петрушевского и др. (1954₁) о том, что эти купола «являются образованиями лишь верхнего неогенового этажа», возникшими, однако, как следствие деятельности тектонических усилий, создающих складчатость меридиональной ориентировки при наличии рельефно выраженной, возможно испытывающей слабое воздымание, донеогеновой складчатости субширотного простирания. При взаимодействии этих двух факторов на участках пересечения поднятий обоих направлений в толще верхних молодых отложений древние широтные поднятия стремятся вытянуться в долготном направлении, благодаря чему они постепенно приобретают в плане округлую куполовидную форму. Аналогичный процесс имел место в толще кайнозоя Высокого Атласа (Ситтер, 1960). Если говорить о близких аналогах такого процесса образования куполов, обусловленного тем же прогибанием Каспийской впадины, то необходимо сослаться на условия образования прерывистой складчатости, описанные Б. В. Григорьянцем и В. Е. Ханым (1957).

Безусловно, вопрос о развитии наложенной складчатости в неогене Закаспия может быть окончательно разрешен после тщательного анализа разнонаправленной складчатости. Совершенно очевидным, однако, является то, что и здесь, как и вдоль западного побережья Каспийского моря, имеет место пересечение линейной складчатости разного направления, что привело к образованию в полосе относительно малых мощностей неогена (Прибалханские купола) прерывистой складчатости, а в зоне больших его мощностей (Кеймиро-Чикишлярская зона) может быть недоразвитой, но фактически линейной складчатости.

Образование прерывистой складчатости не должно рассматриваться лишь как результат пересечения разновременной линейной складчатости. Формирование двух направлений складчатости линейного типа может протекать и одновременно. Частично такая одновременность роста складок разных направлений имеет место и на Апшеронском полуострове. Цифровые данные о скоростях роста здесь складок близширотной и близдолготной ориентировок приведены, в частности, в работе И. И. Потапова (1954). Но в данном случае решающая роль принадлежит значительной скорости роста складок меридионального направления и, следовательно, большей активизации Каспийской впадины, нежели воздымания Большого Кавказа в третичное время.

Вопрос о продолжении Уральской складчатой системы долго дебатировался в литературе. Одно из мнений, принадлежащее А. Д. Архангельскому (1941), допускало ее поворот на запад в широтном направлении к Донбассу. По мере накопления фактического материала взгляды на продолжение Урала претерпели заметную эволюцию. Мы не считали необходимым специально останавливаться на этом вопросе, так как очень подробный анализ этих взглядов приведен в работе Р. Г. Гарецкого и В. И. Шрайбмана (1960). Более существенным для данной работы является тот факт, что геофизический материал, и, в частности, сейсмический, о котором речь идет в более ранней работе тех же авторов (Гарецкий, Шрайбман, 1958), позволяет проследить осевую зону Урала — зоны Уралтау и Сакмарскую до северных чинков Устюрта. Активная роль Сакмарской зоны в складчатой структуре Урала может быть подчеркнута тем, что в области своего южного погружения она как бы рассекает широтную складчатость Устюрта на западную и восточную группы. Она отчетливо прослеживается в виде полосы меридиональной складчатости как в зоне широтных складок Устюрта, так и южнее. Следовательно, и здесь речь не может идти о каком-либо повороте складчатости центральных зон Урала на запад, а имеет место пересечение двух направлений складчатости. Но в отличие от зоны Прибалханских куполов и Апшеронской области, где пересекаются разновозрастные складки разного направления, в данном случае происходит пересечение разновозрастных зон складчатости — герцинид Урала и Тянь-Шаня. Естественно, что в зоне их пересечения, а она занимает громадную территорию, линейные складки герцинид сооружений неизбежно приобретут черты складок прерывистого типа. В частности, к прерывистой должна быть отнесена складчатость выделенной Р. Г. Гарецким и В. И. Шрайбманом (1960) Бельтауской зоны дробления, возникшей в районе пересечения восточных уралид и северных тяньшанид. А ведь и первые, и вторые на севере и востоке соответственно представлены ярко выраженной линейной складчатостью. Есть ли в свете изложенного необходимость прибегать к объяснению морфологических особенностей поверхностной складчатости Бельтауской зоны, к помощи сдвиговых смещений, если эта зона возникла на участке торцового сочленения двух направлений складчатости? Во всяком случае, сами эти

сдвиговые движения должны рассматриваться как следствие одновременного формирования складчатости двух, направленных почти под прямым углом друг к другу, прогибов. Что касается мезозойского чехла, перекрывающего палеозойский фундамент на южном погружении Урала, то отраженная в нем складчатость при относительно небольшой его мощности может быть выражена только как прерывистая, так как в ее выражении существенную роль играют структурные формы фундамента.

Итак, складчатость в геосинклинальных областях развивается лишь как линейная. Изломы и повороты (имеются в виду резкие повороты, а не дуги типа Тяньшанских, большого радиуса кривизны) в направлениях складчатых зон и отдельных линий складчатости являются лишь следствием пересечения разнонаправленной складчатости. Возрастная характеристика пересекающихся зон может определяться либо разными, либо одним и тем же отрезком времени. Следствием такого пересечения и является образование прерывистой складчатости, которую поэтому следует рассматривать как морфологически особый тип линейной складчатости.

Литература

- Агабеков М. Г., Григорьянц Б. В. Миграция центрального поднятия Юго-Восточного Кавказа в южном направлении (в пределах Апшеронской области). Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1957.
- Андреев Л. И. К вопросу изменения плана складчатости в пределах северо-восточного склона Б. Кавказа (Кусаро-Дивичинский район). Сб. научн.-техн. информ. АЗИНТИ, 1959.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. 1, Гостоптехиздат, 1941.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Бурштар М. С. О возрасте и региональной структуре складчатого основания Восточного Предкавказья. В сб. «Геологическое строение и перспективы нефтеносности Предкавказья». Приложение к журн. «Геология нефти», № 8, 1958.
- Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. Южное подземное продолжение осевой зоны Уральской складчатой системы. Сов. геология, № 2, 1958.
- Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан). Тр. геол. Ин-та АН СССР, вып. 44, Изд-во АН СССР, 1960.
- Григорьянц Б. В. Тектонические соотношения складчатых зон Большого Кавказа и Апшеронской области. Изд-во АН АзербССР, 1962.
- Григорьянц Б. В. К вопросу о структуре подстилающих продуктивную толщу отложений. Азерб. нефт. хоз-во, № 11, 1962.
- Григорьянц Б. В., Алиев Х. Ш. О переходе от юры к мелу на Юго-Восточном Кавказе. Изв. АН АзербССР, Сер. геол.-геогр., № 1, 1960.
- Григорьянц Б. В., Мурадян В. М. К перспективам нефтеносности меловых отложений Северо-Восточного Кобустана. Азерб. нефт. хоз-во, № 5, 1958.
- Григорьянц Б. В., Хаин В. Е. О механизме перестройки плана складчатости. Геология нефти, № 10, 1957.
- Григорьянц Б. В., Хаин В. Е. Наложенная складчатость в геосинклинальных областях и некоторые условия ее образования. Изв. выш. учебн. завед. Геология и разведка, № 12, 1958.
- Потапов И. И. Апшеронская нефтеносная область. Геологическая характеристика. Изд-во АН АзербССР, 1954.
- Петрушевский Б. А., Резанов И. А., Растворова В. А. К сейсмологической характеристике Западной Туркмении. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 2, 1954.
- Петрушевский Б. А., Резанов И. А., Растворова В. А., Леоньев Н. Н. О тектонике Западной Туркмении. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 29, № 4, 1954.
- Путкардэ А. Л. Бакинский архипелаг. Азерб. нефтештр, 1958.
- Резанов И. А. Тектоническая карта Туркмено-Хорасанских гор. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1958.
- Ситтерде Л. У. Структурная геология. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Соловьев В. Ф., Кулакова Л. С., Агапова Г. В. Современная тектоническая структура дна Южного Каспия. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1960.
- Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Азнефтеиздат, 1954.
- Хаин В. Е., Горшенин Т. А., Жабров И. П., Мурадян В. М., Шарданов А. Н. Новые данные о внутримеловых перерывах и несогласиях на Юго-Восточном Кавказе. Изв. АН АзербССР, № 12, 1952.
- Хаин В. Е., Жабров И. П. Роль диапировых явлений в тектонике Юго-Восточного Кавказа. Тр. Ин-та геол. АН АзербССР, т. XV, 1954.
- Хаин В. Е., Шарданов А. Н., Соловьев В. Ф., Григорьянц Б. В. Тектоническое положение Апшеронского полуострова в системе Большого Кавказа по новым материалам. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1955.
- Хенкина А. М. Данные сейсморазведки о тектонике отложений, подстилающих продуктивную толщу в Апшеронской нефтеносной области. Азерб. нефт. хоз-во, № 6, 1961.

Шарданов А. Н., Григорьянц Б. В., Мурадян В. М. Новые данные о внутриаппалачево-кавказских перерывах и несогласиях на Юго-Восточном Кавказе. Изв. АН АзербССР, № 9, 1955.

Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и развитие Азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Изд-во АН АзербССР, 1956.

Stille H. Senkungs-Sedimentations und Faltungsräume. C. R. XI Congres. Geol. Int., 1910, fasc. 2, 1912.

Институт геологии
АН АзербССР
г. Баку

Статья поступила
10 января 1965 г.

УДК 551.243(571.56)

Р. И. ГРИШКЯН

О МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ В КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ТОЛЩАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ШИТА

Докембрийские разрывные структуры Алданского щита по времени их заложения условно могут быть подразделены на раннедокембрийские (время становления до 1900 ± 100 млн. лет) и позднедокембрийские (время становления после 1900 ± 100 млн. лет). К первым относятся глубинные разломы, расположенные внутри щита и по его обрамлению. Рассмотрение их не входит в нашу задачу. Вторые, по общему мнению большинства исследователей Алданского щита, формировались уже после завершения складчатости. Интервал времени становления этих вторых систем разрывов можно было бы определить в $1900-1600 \pm 100$ млн. лет, поскольку это время знаменуется окончательной консолидацией щита. Однако некоторые исследователи (Казанский, 1965) относят отдельные системы послескладчатых разрывов к более ранним образованиям, что вынуждает нас остановиться на термине «позднедокембрийские разрывы», как отвечающем более широкому по времени понятию.

Вопрос о послескладчатых разрывных нарушениях в фундаменте Олекмо-Учурского междуречья Алданского щита в целом в литературе не обсуждался. Имеются лишь высказывания по отдельным районам Ю. К. Дзевановского (1956), Л. М. Минкина (1960), В. А. Мухина (1962), Е. А. Кулиша (1964) и др. Данные, собранные автором в 1961—1965 гг. на Алданском щите, послужили основанием для настоящего краткого обсуждения ряда особенностей образования и размещения послескладчатых разрывных нарушений в области Олекмо-Учурского междуречья.

В пределах многих регионов известны «решетки трещинных зон» (Поспелов, 1957), или пересекающиеся пояса повышенной трещиноватости (Томсон, 1964).

Для отдельных частей Алданского щита в свое время уже говорилось о наличии пересекающихся крупных систем разрывов. Так, Л. М. Минкин (1960), основываясь на результатах среднемасштабного геологического картирования и дешифрирования аэрофотоснимков, выделил «протяженные разломы северо-западного и северо-восточного направлений, пересекающиеся в районе верховьев рек Большого и Малого Немныра и Леглиера. Древний возраст этих систем непосредственно доказывается приуроченностью к ним даек протерозойских диабазов». Далее В. А. Мухин (1962), развивая идеи Л. М. Минкина, выделил на Олекмо-Тимптонском междуречье четыре крупные зоны повышенной трещиноватости: Унгринскую, Амедичскую, Чугинскую и Нимгеро-Леглиерскую (рис. 1) и охарактеризовал их морфологию.

Располагая на сегодня материалами средне- и крупномасштабных геологических и аэромагнитных съемок значительной территории Алданского щита, можно дополнить имевшиеся представления о системах послескладчатых разрывных нарушений щита.

Так, если под поясом понимать линейно вытянутую в плане полосу концентрированного расположения разрывных нарушений, при ее ширине в первые километры или десятки километров и протяженности в десятки или сотни километров, то для Олекмо-Учурского междуречья Алданского щита можно говорить о наличии поясового расположения диагональных к меридиану разрывов позднедокембрийского заложения по определенной, почти равноплоской сетке.

Эта сетка, по данным геологов Тимптоно-Учурской и Южно-Якутской экспедиций, хорошо прослеживается на Олекмо-Тимптонском междуречье (Мухин, 1962). Ее достоверность также подтверждается и данными аэромагнитной съемки Т. В. Голубевой и Ю. Н. Усова, проводившейся в 1962 г. в районе северного склона щита (междуречье Амги и Алдана), перекрытом кембрийскими отложениями.

Тимптоно-Учурское междуречье характеризуется многообразием направлений и разным возрастом разрывных нарушений, маскирующим диагональную сетку. Однако, если произвести разделение разрывных нарушений по времени их заложения, исходя из наличия в швах древнейших разрывов бластомилонитов и бластокатаклазитов, то оказывается, что диагональная сетка в этой части щита также может быть выде-

лена, хотя некоторые участки поясов разрывов здесь имеют меньшую концентрацию разрывов или даже совсем не прослеживаются.

Ниже характеризуются три главнейшие системы позднедокембрийских разрывных нарушений в кристаллическом фундаменте Олекмо-Учурского междуречья, выявленные по разной их ориентировке в плане, особенностям морфологии и механизма образования.

1. Выделяется диагональная сетка поясов разрывов северо-западного и северо-восточного направлений. Пояса протягиваются почти на равных расстояниях через 40—50 км друг от друга. Сетка поясов захватывает область, ограниченную р. Амгой на севере и хребтом Становым на юге, левобережьем р. Олекмы на западе и р. Учуром на востоке. Область имеет несколько вытянутую в широтном направлении форму, а

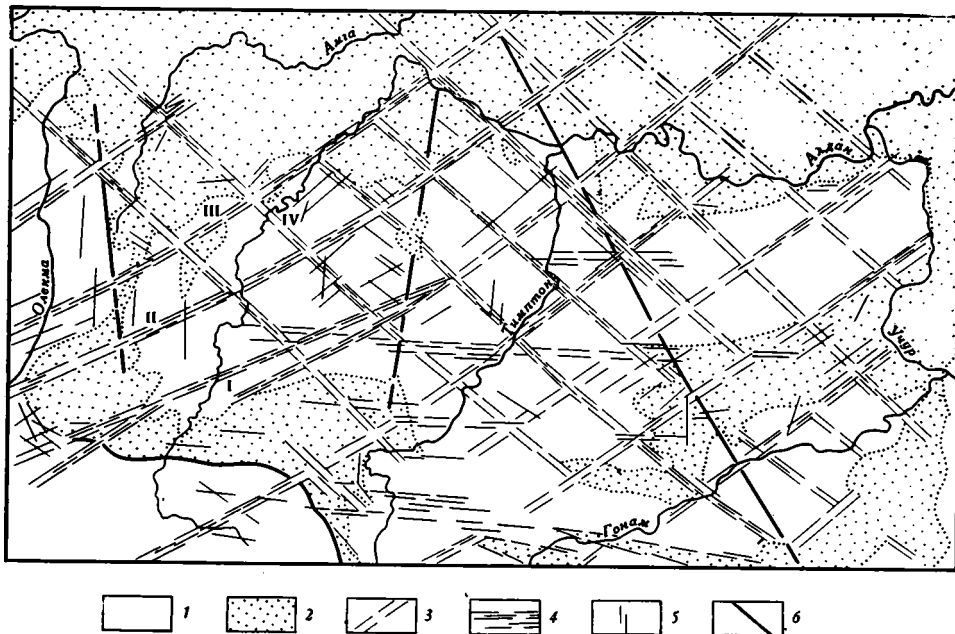


Рис. 1. Схема расположения разрывных нарушений позднедокембрийского заложения в центральной части Алданского щита (составлена по материалам съёмки Якутского геологического управления, а также по данным В. А. Мухина, Е. А. Кулиша и автора)

1 — выходы докембрийского фундамента; 2 — распространение осадочного чехла; 3 — диагональные пояса разрывов в фундаменте щита: I — Унгринский, II — Амедичский, III — Чугинский, IV — Нимгеро-Леглиерский (сгущением штрихов показаны хорошо выраженные участки); 4 — субширотные пояса разрывов в фундаменте щита; 5 — отдельные разрывы и группы разрывов в фундаменте щита и унаследованные от докембрия направления разрывообразования в осадочном чехле; 6 — глубинные разломы раннедокембрийского заложения

углы, образуемые поясами и меридианами, больше, чем таковые между поясами и параллелями. По простиранию поясов изменяется частота слагающих их разрывов, при этом ширина поясов также варьирует от нескольких до 2—3 десятков километров, местами пояса «расщепляются» или даже теряются. Помимо концентрированной приуроченности к поясам разрывы северо-западного и северо-восточного простираний встречаются и между поясами. Отдельные разрывы, расположенные субпараллельно или кулисообразно друг к другу, представлены зонами бластомилонитов, бластокатаклазитов, зонами трещиноватости и дробления шириной обычно в несколько метров, реже в первые десятки метров, протяженностью в несколько километров, реже в первые десятки километров. Углы падения сместителей разрывов крутые, до вертикальных, и изменяются по простиранию поясов, причем происходит даже изменение азимутов падения на 180° при переходе углов падения через вертикаль. Петрология бластомилонитов и бластокатаклазитов недавно описана В. И. Казанским (1965).

2. Помимо диагональных поясов можно выделить также несколько субширотных поясов. Основанием для такого выделения послужило дешифрирование автором аэрофотоснимков по районам, примыкающим к р. Тимптон, с последующими полевыми работами и данными геологических съёмок Якутского геологического управления.

С севера на юг в области выделяются четыре субширотных пояса: один в бассейне р. Джелтулы (правый приток р. Тимптон в его низовье); второй — примерно на широте Канкунского флогопитоносного поля между реками Унгра и Гыным; третий — в бассейне р. Тимптон ниже устья р. Чульман; четвертый — на широте между истоками р. Алдан и р. Малемкан (правобережный приток р. Тимптон). Указанные пояса имеют ширину от нескольких до десятков километров и протяженность в несколько

сотен километров. В плане каждый из поясов образует сложный чешуйчатый рисунок разрывов по типу, описанному для бассейна рек Большой и Малый Малемкан Е. А. Кулишом (1964). В субширотных поясах наибольшим распространением пользуются зоны повышенной трещиноватости и дробления и меньшим — зоны бластомилонитов и бластокатаклизитов. Азимуты и углы падения сместителей широко варьируют. В ряде мест зоны трещиноватости и дробления, принадлежащие субширотным поясам, несущественно смещают зоны бластомилонитов и бластокатаклизитов, принадлежащих диагональным поясам.

3. Третьей системой являются субмеридиональные крутопадающие зоны дробления, расположенные группами параллельно друг другу или обособленно друг от друга. Они пересекаются диагональные и субширотные нарушения. Распространение субмеридиональных нарушений в области незначительно.

Диагональные и субширотные пояса повсеместно, а субмеридиональные нарушения иногда сопровождаются дайками диабазов мощностью от первых метров до десятков метров и протяженностью от нескольких сотен метров до первых километров. Диабазы внедрились по поверхностям отдельных разрывов или трещинам региональной отдельности диагонального заложения и субвертикального падения. Наблюдения показали, что отдельность с частотой трещин через несколько десятков сантиметров сформировалась после завершения складчатых деформаций и образования поясов. Заложение трещин отдельности автор считает возможным связывать с воздействием планетарного поля напряжений.

В сместителях разрывов диагональных и в некоторой части субширотных поясов происходили движения с преобладающим сбросовым компонентом. Для разных районов Олекмо-Учурского междуречья это также подтверждается данными Е. А. Кулиша (1964) и В. И. Казанского (1965). Для субмеридиональных нарушений, если такие не были затронуты процессами позднейшего омоложения, характерно отсутствие смещений крыльев разрывов.

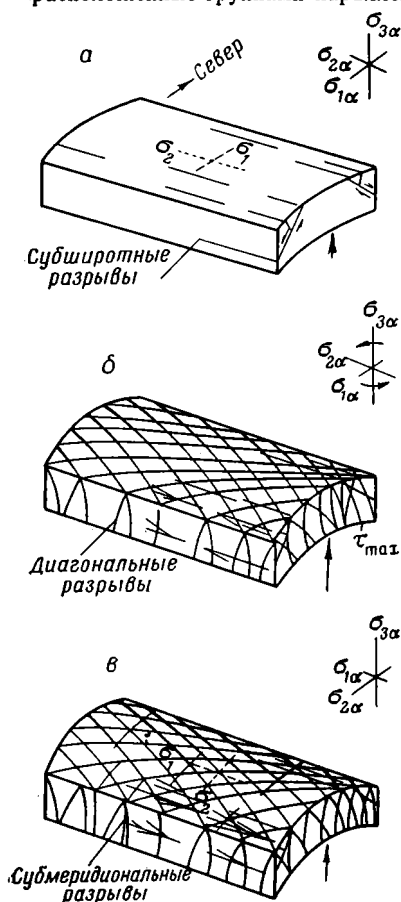


Рис. 2. Последовательность формирования субширотной (а), диагональной (б) и субмеридиональной (в) систем разрывных нарушений в условном блоке Олекмо-Учурского междуречья Алданского шита при механизме поперечного изгиба

Для каждого случая показана ориентировка осей главных нормальных напряжений: σ_1 — ось минимального сжатия, или максимального растяжения; σ_2 — ось промежуточного сжатия; σ_3 — ось максимального сжатия, или минимального растяжения

Указанные три системы разрывных нарушений можно принять за образования одного периода деформаций, поскольку часть разрывов, сложена одинаковыми по составу и структуре тектонитами или представлена однотипными зонами трещиноватости и дробления, отличающимися от таковых, сформированных в более поздние периоды тектонической активизации.

Кинематику всех трех систем можно представить, если попытаться восстановить пространственное положение траекторий главных нормальных и касательных напряжений в общем поле тектонических напряжений (рис. 2). Если учесть направление относительного перемещения крыльев отдельных разрывов, составляющих рассматриваемые три системы нарушений, и на этом основании попытаться сделать вывод о кинематике систем в целом, то при этом диагональные и субширотные пояса окажутся крупными сколами, а субмеридиональные нарушения — отрывами. В этом случае, в соответствии с выводами М. В. Гзовского (1964), сколы диагональных поясов могут быть представлены как образования, сформировавшиеся при разрешении главных касательных напряжений общего тектонического поля напряжений при вертикальном действии наибольшего сжатия (случай поперечного изгиба); что же касается сколов субширотных поясов, то они могут рассматриваться как нарушения, образованные до заложения диагональных сколов при действии наибольшего растяжения (наименьшего сжатия), ориентированного горизонтально в субмеридиональном направлении (см. рис. 2, а).

Положение в пространстве сколов диагональных поясов с некоторыми допущениями может быть принято за траектории главных касательных напряжений τ_{\max} . Пространственная ориентировка главных нормальных напряжений в рассматриваемом случае определяется вертикальным расположением наибольшего сжатия σ_3 , субмеридиональным — наименьшего сжатия (наибольшего растяжения) σ_1 и субширотным — промежуточных напряжений σ_2 . Такое региональное поле тектонических напряжений создавалось благодаря действию активных вертикальных усилий, приводивших к выдвиганию по типу поперечного изгиба субширотно вытянутой Олекмо-Учурской области Алданского щита.

На ориентировку диагональных нарушений, по нашему мнению, повлияло также и действие общепланетарного поля напряжений. Основанием для такого суждения служит совпадение простирания диагональных нарушений с простиранием диагональных сеток разрывов многих регионов мира (Чебаненко, 1963).

Формирование появляющихся первыми субширотных поясов началось в глубинных условиях, где, как указывают для случаев поперечного изгиба В. В. Белоусов и М. В. Гзовский (1964), могли развиваться наибольшие величины касательных напряжений и поэтому появлялись зоны бластомилонитизации и бластокатаклаза. Такие же по составу и структурам тектониты имеются и в нарушениях диагональных поясов, что может указывать на сходство динамических и температурных условий образования разрывов субширотных и диагональных поясов.

Если исходить из того, что зоны милонитизации обычно формируются в более глубинных, а зоны трещиноватости и дробления — в менее глубинных условиях, то наличие всех этих зон как в субширотных, так и в диагональных поясах может свидетельствовать об их продолжавшемся развитии в процессе выдвигания рассматриваемой области вверх. Однако рисунок субширотных поясов необычно усложнен в отличие от диагональных, и этот факт, очевидно, свидетельствует об изменении во времени в процессе продолжавшегося вертикального сводового поднятия области положения наибольшего растяжения σ_1 и промежуточных напряжений σ_2 на 90° , что предполагается М. В. Гзовским (1964) для заключительных этапов поперечного изгиба. Такая переориентировка напряжений обязательно ведет к искривлению и усложнению рисунка разрывов, бывших параллельными первоначальному траекториям промежуточных напряжений σ_2 , т. е. в рассматриваемом случае субширотных поясов (см. рис. 2, б и в).

Благодаря происшедшей переориентировке напряжений, на заключительных этапах роста свода под действием появившегося субширотного наибольшего растяжения σ_1 , в приповерхностных условиях формировались наиболее поздние из трех систем разрывных структур — субмеридиональные нарушения.

Сделанное краткое описание морфологии и механизма образования и развития систем диагональных, субширотных и субмеридиональных нарушений показывает, что они образованы в один тектонический акт — при сводовом поднятии Олекмо-Учурской области Алданского щита под действием активных вертикальных сил в поле общепланетарных напряжений.

Автор признателен члену-кор. АН СССР В. В. Белоусову и проф. Г. П. Горшкову за ценные замечания и содействие, оказанное при подготовке рукописи к печати.

Литература

- Белоусов В. В., Гзовский М. В. Экспериментальная тектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Гзовский М. В., Черткова Е. И. Моделирование волнистости простирания крупных тектонических разрывов. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 6, 1953.
- Гзовский М. В. Перспективы тектонофизики. В кн. «Деформация пород и тектоника». Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр., пробл. 4, Изд-во «Наука», 1964.
- Дзевановский Ю. К. К вопросу пространственного распределения мезозойских щелочных и субщелочных пород Алданской плиты. Материалы Всес. н.-и. геол. ин-та. Нов. сер., вып. 1, 1956.
- Казанский В. И. О внутреннем строении архейских разломов. Геология рудных месторождений, № 2, 1965.
- Кулиш Е. А. Кварциты архея в южной части Алданского щита. Магаданское изд-во, 1964.
- Минкин Л. М. Закономерности размещения и возраст мезозойских интрузий Алдана. Материалы по геологии и полезным ископаемым. Вып. 2. Госгеолтехиздат, 1960.
- Мухин В. А. Зоны повышенной тектонической активности в западной части Алданского щита и связь с ними хрусталоносных жил. Тр. Всес. научн.-исслед. ин-та пьезокарта, т. 7, 1962.
- Поспелов Г. Л. О типах механических геологических напряжений и геотектонической решетке. Изв. вост. фил. АН СССР, № 1, 1957.
- Томсон И. Н. Глубинные разломы, их рудоконтролирующее значение и методы изучения. В кн. «Литонологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах», Изд-во «Недра», 1964.
- Чебаненко И. И. Основные закономерности разломной тектоники и ее проблемы. Тр. ин-та геол. наук АН УССР. Сер. геотектоники, вып. 12. Изд-во «Наукова думка», Киев, 1963.

ХРОНИКА

УДК 551.24

СИМПОЗИУМ ПО МИРОВОЙ СИСТЕМЕ РИФТОВ

В сентябре 1967 г. в Цюрихе (Швейцария) XIV Генеральной Ассамблеей Международного союза геодезии и геофизики совместно с Международным комитетом по верхней мантии был проведен Симпозиум по проблеме «Мировая рифтовая система». На этом симпозиуме были представлены результаты исследований рифтовых зон, которые проводились в течение последних 2—3 лет многими странами, после состоявшегося в 1965 г. аналогичного симпозиума в Оттаве (Канада).

Данная статья включает как обзор докладов, сделанных на симпозиуме в Цюрихе, так и обзор результатов новейших исследований рифтовых зон, которые были включены в национальные отчеты стран по международному проекту «Верхняя мантия» в 1967 г.

В своем вступительном докладе Б. Хизен (США) обратил внимание на то, что еще 20 лет назад большое значение рифтов в структуре континентов и океанов не было известно. Однако в последние несколько лет доказано их широкое распространение как в пределах океанов, так и на континентах. Хизен отметил, что дальнейшее изучение рифтовых систем приведет к разрешению фундаментальных проблем современной геологии и новых перспектив использования земных недр. Для рифтовых систем, по Хизену, типичным является относительно небольшая ширина (около 150—200 км) и наличие параллельных сбросов, протягивающихся по простиранию рифтовых систем. Вдоль этих сбросов на фоне общего валлообразного поднятия возникает одна или более генераций рифтовых долин. Некоторые из рифтовых систем, начинаясь в океанах, имеют свое продолжение на континенте (Калифорнийский рифт, узкие седиментационные трог Индостана и др.). Л. Р. Сайкс (США) на примере Калифорнийского и Аденского заливов показал, что разломы в пределах рифтовых зон располагаются не только субпараллельно, но и кулисообразно; чаще всего они имеют характер обычных сбросов, к которым тяготеют типочентры землетрясений. Тузо Вилсон (Канада), рассмотрев различия между срединными океаническими и континентальными горными сооружениями, пришел к иным выводам. Первые, по его мнению, характеризуются крупными поперечными тектоническими нарушениями, которые являются проводниками магматических расплавов. В пределах континентов ведущую роль для распределения вулканических и осадочных формаций имеют продольные тектонические нарушения.

Результаты исследований отдельных рифтовых зон в 1965—1967 гг. представляются следующим образом.

Рифтовая зона Срединного Атлантического хребта исследовалась более энергично, чем другие рифтовые системы. Б. Д. Лонкаревич (Канада) изучал один из участков Срединного Атлантического хребта площадью около 10 000 км², находящийся примерно на середине расстояния между Нью-Фаундлендом и Ирландией. Лонкаревич показал, что этот участок охватывает несколько субпараллельных впадин и поднятий (хребтов). При этом первым соответствуют положительные гравитационные аномалии, а вторым — отрицательные. Более 5000 подводных фотографий дали ему возможность установить, что хребты целиком сложены базальтовыми излияниями. Базальты характеризуются плотностями, изменяющимися в пределах 2,63—2,8 г/см³ (воздушно-сухие образцы) и невысокой остаточной намагниченностью. Андел (США) подтвердил, что холмы в пределах medianных долин Срединной Атлантической рифтовой системы между параллелями 22 и 23° с. ш. образованы подушечными лавами и потоками трубых голокристаллических базальтов, предположительно верхнеиоцеанового возраста, а днища долин сложены зеленокаменными породами, соответствующими хлорит-альбитовой и актинолит-эпидото-хлорито-альбитовой фациям метаморфизма. Для этих зеленокаменных пород типичны пологие углы наклона: Мощность земной коры здесь оценивается в 10—15 км. На склонах хребтов располагаются верхнетрепичные осадки большой мощности.

Т. Андел, Д. ж. Корлис и В. Боуэн (США) на широте 11° с. ш. со склонов долин Среднего Атлантического хребта подняли обломки перидотитов и серпентинитов. Кроме того, ими здесь же установлено широкое распространение свежих базальтов. Находки базальтов, сделанных в пределах этого хребта на широте 45° с. ш., свидетельствуют, что эти породы представлены здесь не только толентовыми базальтами, но и щелочными и высокоглиноземистыми базальтами.

У. Мелсон и Т. Индел (США) показали, что возникновение зеленокаменных изменений в базальтах связано с преобразованием их в спилиты.

Р. Х. Форхас и Н. Фернандес (Португалия) отметили, что вулканические острова Ст. Джорди и Пико (Азорский архипелаг) располагаются на окраине Атлантической рифтовой зоны. Поднятие этих островов, по-видимому, относится к плейстоцену. Вулканическая деятельность началась базальтовыми излияниями, сменившимися андезитовыми. В настоящее время здесь происходит подводная фумарольная деятельность.

М. Тальвани и др. (США), проанализировав различные геофизические наблюдения в пределах рифтового хребта Рейкджейнс (Исландия), установили, что интенсивные магнитные аномалии, характеризующие этот хребет, устанавливаются при наблюдениях с помощью спутников. Исследование гравитационных аномалий дает основание предполагать увеличение мощности «базальтового» слоя и наличие прогиба в поверхности Мохо, напоминающего «корни гор».

У. Флейшер, О. Мейер и Д. Вонпель (ФРГ) для западной части зоны разломов Романш (экваториальная часть Атлантики), где глубины достигают 7000 м, отметили тесную (но обратную) связь гравитационных аномалий в редукции Буге и аномалий в свободном воздухе от глубин океана. Магнитные аномалии здесь не превышают 150 гамм, т. е. величин, обычных для Среднего Атлантического хребта.

До последнего времени открытым остается вопрос о природе отчетливо выраженных линейных магнитных аномалий, которые постоянно фиксируются в океанах на рифтовыми зонами. Д. Х. Метьюс (Англия), изучая магнитные аномалии Атлантического хребта, указывает, что они, по-видимому, связаны с внедрением даек магнитно-активных пород (базальтов). Мысль о связи линейного магнитного поля океанов с полями даек также была поддержана В. С. Питманом (США).

Рифтовый желоб Пуэрто-Рико в последние годы исследовался А. Дж. Нолвоком (США), который показал, что северная стена этого желоба сложена известняками-сеномана, верхнемеловыми кремнисто-глинистыми отложениями и кремнями, верхнемеловыми-эоценовыми известняками, того же возраста серпентинитами, эоцен-плиоценовыми кремнисто-глинистыми породами, доплиоценовыми вулканическими брекчиями, плиоценовыми базальтами и плиоцен-четвертичными (современными) неконсолидированными осадками.

Эти данные свидетельствуют, что формирование желоба, по крайней мере с середины мела, происходило только в подводных условиях. Интрузии ультраосновных пород происходили одновременно с накоплением осадков.

Арктическое продолжение Атлантической рифтовой зоны было рассмотрено Р. М. Деменецкой и А. М. Карасик (СССР), которые обратили внимание на принадлежность хребта Гаккеля к мировой системе рифтов. Типичными для этого хребта являются положительные магнитные аномалии, анализ расположения которых свидетельствует о наличии не только продольных, но и поперечных сбросов. Возможным продолжением рифтовой зоны хребта Гаккеля является Средне-Лабрадорский хребет. Толщи молодых, неконсолидированных осадков почти отсутствуют в осевой части хребта Гаккеля, но они широко распространены в окаймляющих этот хребет котловинах Нансена и Амундсена, где мощность их значительна.

Рифтовая зона Рейнского грабена. Материалы, характеризующие ее геологическое развитие и тектонические особенности были представлены Х. Иллисом, Ф. Добелем и К. Ситтером (ФРГ), которые подтверждают, что Рейнский грабен принадлежит к числу важнейших разломных структур Европы. Этот грабен начинается на севере в районе Осло, и простирается на юг до депрессии р. Роны. Он заложился в зоне левосторонних сдвигов, возникших в эпоху герцинского орогенеза. Длина собственно Рейнского грабена около 300 км при ширине 35 км. В течение мезозоя в его пределах накопилась толща осадочных пород мощностью 1000—1500 м. В кайнозойское время накопление осадков возросло (суммарная мощность третичных и четвертичных осадков достигает 3400 м). Максимальные вертикальные смещения по сбросам превышают 4000 м с преобладающим падением к осевой части грабена под углом в $60-65^{\circ}$. Важной особенностью грабена является то, что геотермический градиент в его центральной части достигает $8 \text{ м}/1^{\circ}\text{С}$, тогда как на крыльях он едва ли превышает $3,3 \text{ м}/1^{\circ}\text{С}$.

По данным В. Виммаера (ФРГ) вулканическая деятельность в пределах Рейнского грабена продолжалась с раннетретичного времени до нижнего плиоцена. Характеризуя наиболее крупный район вулканической деятельности — Кайерштуль, он отметил, что здесь среди эффузивов преобладают лейцитовые тефриты и их туфы, лежащие непосредственно на осадочных породах олигоценового возраста. Субвулканические проявления представлены эссекситами, тералитами, фонолитами, и другими породами повышенной щелочности, образующими дайки и мелкие интрузивные тела. Карбонатитовые интрузии относятся к наиболее молодым магматическим образованиям. Указанный комплекс пород не является типичным для других вулканических

центров Рейнского грабена. Так, например, вулкан Катценбукель характеризуется мончижитовым комплексом пород, а вулкан Хегау, находящийся менее чем в 100 км от Кайзерштуля, образован мелилитовыми анкаратритами. Покровы нижнелигоценых траппов (толеитовых базальтов) распространены вдоль берегов Рейна близ Франкфурта-на-Майне. Петрологические и геологические наблюдения свидетельствуют о большом значении глубинной магматической дифференциации для образования сложного и разнообразного комплекса пород и контроле тектонических трещин, определившим локализацию магматических проявлений вдоль бортов Рейнского грабена.

Глубинная структура Рейнского грабена изучалась различными геофизическими методами, которыми установлено, что мощность осадочного покрова в нем не превышает 4—5 км при общей мощности земной коры около 30 км. Дискуссионным остался вопрос о проведении границы Мохо, которая, как полагают Клосс и другие немецкие геофизики, должна проходить по разделу, характеризующемуся граничной скоростью 7,6 км/сек, тогда как раздел с граничной скоростью 8,02 км/сек, располагается на 5—6 км ниже. Немецкие геофизики полагают, что слой, разделяющий эти две границы, возможно, аналогичен «смеси коры и мантии», выделяемой Куком в Калифорнии (провинция «Бассейнов и Хребтов»).

Признаки рифтового типа структур в Средиземном море. Л. Гланжо (Франция), повторно рассмотрев результаты плавания Ганимеда I от Монако до Гибралтара, пришел к выводу о существовании в средней части Лигурийского моря рифтовой зоны, вдоль которой прослеживаются соляные купола и отдельные вулканические тела. Важным является, что все эти образования имеют под собою кору субокеанического типа, близкую с той, которая наблюдается в пределах Карибского моря. Наряду с этим он обратил внимание на то, что для Тирренского моря характерна типичная океаническая кора.

Восточно-Африканская рифтовая зона. Полученные в последние годы некоторые новые данные относятся к результатам петрологических и отчасти гравиметрических исследований. П. Дж. Харрис (Англия) указал на черты сходства между богатыми натрием базальтами, распространенными в пределах Среднего Атлантического хребта и африканскими базальтами, И. Л. Гибсон (Англия) отметил, что разломы Восточно-Африканского рифта в пределах Эфиопии контролируют не только излияния базальтовых лав, но и вулканические центры, образованные трахитами и кислыми лавами.

Р. В. Гирдлер (Англия) обратил внимание на разнообразие гравитационных и магнитных аномалий, характеризующих Восточно-Африканскую рифтовую зону между Красным морем и Танзанией, что, по-видимому, свойственно также другим рифтовым зонам.

Рифтовая зона Красного моря. По существующим представлениям английских и некоторых других геофизиков рифтовая зона Аденского залива простирается в Красное море, возникновение которого часто объясняется согласно гипотезе континентального дрейфа. В связи с этим особый интерес представляет работа А. Дж. Витмана (Судан), который исследовал палеогеографическую обстановку в районе Красного моря и показал, что депрессия Красного моря существовала уже в каменноугольное время. Эта депрессия энергично развивалась в течение мела и в третичном периоде, конец которого характеризовался накоплением во впадине Красного моря различных солей (эвапоритов). Возникновение небольшой амплитуды сбросов, ограничивающих впадину, относится к концу плейстоцена. Указанные данные, по мнению автора, не подтверждают гипотезу раздвижения Африки и Азии. Возникновение депрессии Красного моря является результатом дивергентных конвекционных процессов в верхней мантии. Л. Пиккар (Израиль) произвел сравнительный тектонический анализ внутриконтинентальных грабенов Ближнего Востока (Леванта) и также пришел к выводу о том, что горизонтальное раздвижение в районе Красного моря в течение плейстоцена является мало оправданной гипотезой.

Дж. Хант (США) установил в Центральной части впадины Красного моря выходы термальных источников. Детальное исследование отложений, образовавшихся в результате их деятельности, свидетельствует о том, что эти источники функционируют по крайней мере на протяжении последних 10 000 лет. Возникновение источников относится к плиоценовой эпохе. В это время на дне Красного моря отлагались соли, содержащие литиевые минералы и железистый монтмориллонит. Дж. Р. Качин (Англия) привел результаты определений абсолютного возраста колонок неуплотненных осадков длиной около 4 м, собранных им в пределах Красного моря. Абсолютный возраст наиболее древнего горизонта оказался равным 18 400 лет.

Рифтовые зоны Индийского океана. По данным Р. Л. Фишера (Англия) в Индийском океане устанавливается следующая система хребтов: один из них северного простирания находится к востоку от Маскаренского плато, другой — юго-восточного простирания расположен к югу от Африки и третий — близ о. Св. Павла. По данным Д. Меттьюса (Англия), северный край рифтового хребта Карлсберг приближен к Аденскому заливу, где он выделяется своими высокими магнитными аномалиями и значительной сейсмичностью. Однако И. М. Белоусов (СССР) на основании анализа разнообразных геофизических данных и своих исследований показал, что подводный хребет Карлсберг (Индийский океан) продолжается не к Аденскому заливу, как это считалось ранее, а к юго-восточному окончанию Аравийского полуострова. Т. Френ-

сис и Дж. Шор (США) на основании сейсмических работ показали вероятность подводного продолжения траппов Декана (Индия) в район Мальдивского подводного хребта. Последний образован с поверхности на глубину 4—5 км вулканическими образованиями при общей мощности коры 17—20 км.

Г. Удинцев, В. Чернышева, Л. Дмитриев, В. Канаев, И. Непрочнов и Г. Петрова (СССР) представили материалы о своих последних исследованиях на «Витязе» в южной части Индийского океана. Ими на склонах глубоких рифтовых долин (с перепадами высот от 1800 до 4200 м) был обнаружен сложный комплекс в разной мере серпентинизированных ультраосновных пород (дунитов, гарцбургитов, лерцолитов и др.) и габбро-базальтов. Авторы предполагают, что эти ультраосновные породы возникли в результате зонной плавки пиролита — первичного вещества мантии.

Рифтовые зоны Тихого океана в последние два — три года изучались менее энергично, чем рифтовые зоны Атлантики. На Восточном Тихоокеанском поднятии, по данным Дж. Юинга и других (США), распространены фаунистически доказанные отложения плиоцена — нижнего миоцена, которые на окраинах этого поднятия сменяются плейстоценовыми. У. Р. Ридел (США) в пределах того же поднятия (между экватором и 20° с. ш.) обнаружил осадки с эоценовыми и олигоценными фаунами, тогда как миоценовые и плиоценовые осадки распространены только на склонах этого поднятия. Указанные данные, по мнению Риделя, свидетельствуют о молодых (поздне-третичных) движениях на дне Тихого океана. Л. Тарп и Ч. Холистер (США) дали характеристику одной недавно открытой крупнейшей зоны нарушения в южной части Тихого океана (протяженность около 1500 км). Она была названа зоной Элтанан.

Кс. Ле Пижон (США) на основании анализа магнитных аномалий установил наличие больших зон разломов в Восточном Тихоокеанском поднятии. Дж. Петер (США) открыл еще одну зону разломов в пределах этого поднятия, находящуюся в 400 км севернее зоны разломов Мендосино.

Рифтовая зона Калифорнии. Как уже отмечалось, рифтовые зоны из океанов в ряде мест переходят на континенты. Одним из таких примеров может служить район Калифорнии, который на протяжении ряда лет подробно исследовали американские геофизики. Итоги последних работ были обобщены К. Л. Куком, который считает, что рифтовая зона из Калифорнийского залива переходит на сушу в пределы провинции «Бассейнов и Хребтов» (штаты Юта, Аризона, Монтана, Айдахо и др.). К этой зоне здесь относится пояс сбросов Сан-Андреас. Континентальная часть этой рифтовой зоны характеризуется повышенными значениями теплового потока, поднятием поверхности Мохо до 25—30 км и утолщением слоя, характеризующегося сейсмическими скоростями 7,6—7,7 км/сек. Районы, расположенные по соседству с рифтовой зоной Калифорнии, характеризуются мощностями земной коры 40—45 км. Автор подчеркивает, что рассматриваемая рифтовая зона на всем ее протяжении отличается повышенными значениями величин теплового потока. К. Л. Кук высказал предположение о том, что она сдвинута на 50—100 км в западном направлении вдоль крупнейших океанских сбросов, сопрягающихся со сбросами Мендосино и Меррей. Результаты новых работ подтверждают высокую сейсмичность рифтовой зоны Калифорнии. Б. Аулд, М. Юинг, Т. Латхам и А. Наурози (США) сообщили о том, что подводная геофизическая станция Ламонтской обсерватории зарегистрировала более 100 местных землетрясений на глубинах до 4 км в пределах 22-километровой полосы на ЗСЗ от Сан-Франциско и на протяжении 250 км вдоль сбросовой зоны Мендосино.

Л. Кнопов и Ф. А. Шваб (США) указали на возможность использования волн Релея для изучения строения земной коры Калифорнийского залива, сопредельных районов суши и Тихого океана. На основании составленных разрезов ими подтверждается наличие здесь коры океанского, переходного и континентального типов.

Другие рифтовые зоны Северной Америки. Е. Р. Канасевич (Канада) представил сейсмические материалы, свидетельствующие о наличии древнейшей рифтовой зоны в штате Альберты, где она скрыта под чехлом горизонтально залегающих палеозойских и мезозойских отложений. По данным гравиметрических и магнитометрических работ, эта зона прослежена на несколько сотен километров вдоль подножия Скалистых гор. Зона выполнена осадочными породами малой плотности, которые покоятся на кристаллическом фундаменте, имеющем возраст около 2 млн. лет. Установлены сбросы с амплитудой до 5 км, которые пересекают всю толщу земной коры вплоть до поверхности Мохо, которая здесь находится на глубине от 40 до 47 км. В. А. Саул и П. С. Кампарелли (Канада) высказали предположение о том, что система грабенов и грабенообразных структур («полуграбенов»), установленных в районе Оттавы и Квебека, имеет некоторое сходство со структурами Африканских рифтов. Системы разломов, ограничивающих грабены, контролируют термальные источники. В северном направлении рифтовая зона, по-видимому, простирается в шельфовую область северной части Атлантического океана.

Байкальская рифтовая зона, как показывают результаты исследований последних лет, проведенных в СССР, характеризуется растягивающими напряжениями. Наряду с этим в ее юго-западной части, по-видимому, преобладают напряжения сжатия. В отличие от Калифорнийской и Рейнской рифтовых зон, Байкальская рифтовая зона характеризуется резко увеличенной мощностью земной коры и субгоризонтальной раслоенностью мантии на большую глубину. Как и для других рифтовых зон, для нее

центров Рейнского грабена. Так, например, вулкан Катценбукель характеризуется мончиитовыми комплексом пород, а вулкан Хегау, находящийся менее чем в 100 км от Кайзерштуля, образован мелилитовыми анкараритами. Покровы нижнеплиоценовых траппов (толеитовых базальтов) распространены вдоль берегов Рейна близ Франкфурта-на-Майне. Петрологические и геологические наблюдения свидетельствуют о большом значении глубинной магматической дифференциации для образования сложного и разнообразного комплекса пород и контроле тектонических трещин, определяющим локализацию магматических проявлений вдоль бортов Рейнского грабена.

Глубинная структура Рейнского грабена изучалась различными геофизическими методами, которыми установлено, что мощность осадочного покрова в нем не превышает 4—5 км при общей мощности земной коры около 30 км. Дискуссионным остался вопрос о проведении границы Мохо, которая, как полагают Клосс и другие немецкие геофизики, должна проходить по разделу, характеризующемуся граничной скоростью 7,6 км/сек, тогда как раздел с граничной скоростью 8,02 км/сек, располагается на 5—6 км ниже. Немецкие геофизики полагают, что слой, разделяющий эти две границы, возможно, аналогичен «смеси коры и мантии», выделяемой Куком в Калифорнии (провинция «Бассейнов и Хребтов»).

Признаки рифтового типа структур в Средиземном море. Л. Гланжо (Франция), повторно расмотрев результаты плавания Ганимеда I от Монако до Гибралтара, пришел к выводу о существовании в средней части Лигурийского моря рифтовой зоны, вдоль которой прослеживаются соляные купола и отдельные вулканические тела. Важным является, что все эти образования имеют под собою кору субокеанического типа, близкую к той, которая наблюдается в пределах Карибского моря. Наряду с этим он обратил внимание на то, что для Тирренского моря характерна типичная океаническая кора.

Восточно-Африканская рифтовая зона. Полученные в последние годы некоторые новые данные относятся к результатам петрологических и отчасти гравиметрических исследований. П. Дж. Харрис (Англия) указал на черты сходства между богатыми натрием базальтами, распространенными в пределах Среднего Атлантического хребта и африканскими базальтами, И. Л. Гибсон (Англия) отметил, что разломы Восточно-Африканского рифта в пределах Эфиопии контролируют не только излияния базальтовых лав, но и вулканические центры, образованные трахитами и кислыми лавами.

Р. В. Гирдлер (Англия) обратил внимание на разнообразие гравитационных и магнитных аномалий, характеризующих Восточно-Африканскую рифтовую зону между Красным морем и Танзанией, что, по-видимому, свойственно также другим рифтовым зонам.

Рифтовая зона Красного моря. По существующим представлениям английских и некоторых других геофизиков рифтовая зона Аденского залива простирается в Красное море, возникновение которого часто объясняется согласно гипотезе континентального дрейфа. В связи с этим особый интерес представляет работа А. Дж. Витмана (Судан), который исследовал палеогеографическую обстановку в районе Красного моря и показал, что депрессия Красного моря существовала уже в каменноугольное время. Эта депрессия энергично развивалась в течение мела и в третичном периоде, конец которого характеризовался накоплением во впадине Красного моря различных солей (эвапоритов). Возникновение небольшой амплитуды сбросов, ограничивающих впадину, относится к концу плейстоцена. Указанные данные, по мнению автора, не подтверждают гипотезу раздвижения Африки и Азии. Возникновение депрессии Красного моря является результатом дивергентных конвекционных процессов в верхней мантии. Л. Пиккар (Израиль) произвел сравнительный тектонический анализ внутриконтинентальных грабенов Ближнего Востока (Леванта) и также пришел к выводу о том, что горизонтальное раздвижение в районе Красного моря в течение плейстоцена является мало оправданной гипотезой.

Дж. Хант (США) установил в Центральной части впадины Красного моря выходы термальных источников. Детальное исследование отложений, образовавшихся в результате их деятельности, свидетельствует о том, что эти источники функционируют по крайней мере на протяжении последних 10 000 лет. Возникновение источников относится к плиоценовой эпохе. В это время на дне Красного моря отлагались соли, содержащие литиевые минералы и железистый монтмориллонит. Дж. Р. Качин (Англия) привел результаты определений абсолютного возраста колонок неуплотненных осадков длиной около 4 м, собранных им в пределах Красного моря. Абсолютный возраст наиболее древнего горизонта оказался равным 18 400 лет.

Рифтовые зоны Индийского океана. По данным Р. Л. Фишера (Англия) в Индийском океане устанавливается следующая система хребтов: один из них северного простирания находится к востоку от Маскаренского плато, другой — юго-восточного простирания расположен к югу от Африки и третий — близ о. Св. Павла. По данным Д. Меттьюса (Англия), северный край рифтового хребта Карлсберг приближен к Аденскому заливу, где он выделяется своими высокими магнитными аномалиями и значительной сейсмичностью. Однако И. М. Белоусов (СССР) на основании анализа разнообразных геофизических данных и своих исследований показал, что подводный хребет Карлсберг (Индийский океан) продолжается не к Аденскому заливу, как это считалось ранее, а к юго-восточному окончанию Аравийского полуострова. Т. Френ-

сис и Дж. Шор (США) на основании сейсмических работ показали вероятность подводного продолжения траппов Декана (Индия) в район Мальдивского подводного хребта. Последний образован с поверхности на глубину 4—5 км вулканическими образованиями при общей мощности коры 17—20 км.

Г. Удинцев, В. Чернышева, Л. Дмитриев, В. Канаев, И. Непрочнов и Г. Петрова (СССР) представили материалы о своих последних исследованиях на «Витязе» в южной части Индийского океана. Ими на склонах глубоких рифтовых долин (с перепадами высот от 1800 до 4200 м) был обнаружен сложный комплекс в разной мере серпентинизированных ультраосновных пород (дунитов, гарцбургитов, лердолитов и др.) и габбро-базальтов. Авторы предполагают, что эти ультраосновные породы возникли в результате зонной плавки пиролита — первичного вещества мантии.

Рифтовые зоны Тихого океана в последние два—три года изучались менее энергично, чем рифтовые зоны Атлантики. На Восточном Тихоокеанском поднятии, по данным Дж. Юинга и других (США), распространены фаунистически доказанные отложения плиоцена — нижнего миоцена, которые на окраинах этого поднятия сменяются плейстоценовыми. У. Р. Ридел (США) в пределах того же поднятия (между экватором и 20° с. ш.) обнаружил осадки с эоценовыми и олигоценными фаунами, тогда как миоценовые и плиоценовые осадки распространены только на склонах этого поднятия. Указанные данные, по мнению Риделя, свидетельствуют о молодых (поздне-третичных) движениях на дне Тихого океана. Л. Тарп и Ч. Холистер (США) дали характеристику одной недавно открытой крупнейшей зоны нарушения в южной части Тихого океана (протяженность около 1500 км). Она ими была названа зоной Элтанан.

Кс. Ле Пишон (США) на основании анализа магнитных аномалий установил наличие больших зон разломов в Восточном Тихоокеанском поднятии. Дж. Петер (США) открыл еще одну зону разломов в пределах этого поднятия, находящуюся в 400 км севернее зоны разломов Мендосино.

Рифтовая зона Калифорнии. Как уже отмечалось, рифтовые зоны из океанов в ряде мест переходят на континенты. Одним из таких примеров может служить район Калифорнии, который на протяжении ряда лет подробно исследовали американские геофизики. Итоги последних работ были обобщены К. Л. Куком, который считает, что рифтовая зона из Калифорнийского залива переходит на сушу в пределы провинции «Бассейнов и Хребтов» (штаты Юта, Аризона, Монтана, Айдахо и др.). К этой зоне здесь относится пояс сбросов Сан-Андреас. Континентальная часть этой рифтовой зоны характеризуется повышенными значениями теплового потока, поднятием поверхности Мохо до 25—30 км и утолщением слоя, характеризующегося сейсмическими скоростями 7,6—7,7 км/сек. Районы, расположенные по соседству с рифтовой зоной Калифорнии, характеризуются мощностями земной коры 40—45 км. Автор подчеркивает, что рассматриваемая рифтовая зона на всем ее протяжении отличается повышенными значениями величин теплового потока. К. Л. Кук высказал предположение о том, что она сдвинута на 50—100 км в западном направлении вдоль крупнейших океанских сбросов, сопрягающихся со сбросами Мендосино и Меррей. Результаты новых работ подтверждают высокую сейсмичность рифтовой зоны Калифорнии. Б. Аулд, М. Юинг, Т. Латхам и А. Науроци (США) сообщили о том, что подводная геофизическая станция Ламонтской обсерватории зарегистрировала более 100 местных землетрясений на глубинах до 4 км в пределах 22-километровой полосы на ЗСЗ от Сан-Франциско и на протяжении 250 км вдоль сбросовой зоны Мендосино.

Л. Кнопов и Ф. А. Шваб (США) указали на возможность использования волн Релея для изучения строения земной коры Калифорнийского залива, сопредельных районов суши и Тихого океана. На основании составленных разрезов ими подтверждается наличие здесь коры океанского, переходного и континентального типов.

Другие рифтовые зоны Северной Америки. Е. Р. Канасевич (Канада) представил сейсмические материалы, свидетельствующие о наличии древнейшей рифтовой зоны в штате Альберты, где она скрыта под чехлом горизонтально залегающих палеозойских и мезозойских отложений. По данным гравиметрических и магнитометрических работ, эта зона прослежена на несколько сотен километров вдоль подножия Скалистых гор. Зона заполнена осадочными породами малой плотности, которые покоятся на кристаллическом фундаменте, имеющем возраст около 2 млн. лет. Установлены сбросы с амплитудой до 5 км, которые рассекают всю толщу земной коры вплоть до поверхности Мохо, которая здесь находится на глубине от 40 до 47 км. В. А. Саул и П. С. Кампарелли (Канада) высказали предположение о том, что система грабен и грабенообразных структур («полуграбенов»), установленных в районе Оттавы и Квебека, имеет некоторое сходство со структурами Африканских рифтов. Системы разломов, ограничивающих грабены, контролируют термальные источники. В северном направлении рифтовая зона, по-видимому, простирается в шельфовую область северной части Атлантического океана.

Байкальская рифтовая зона, как показывают результаты исследований последних лет, проведенных в СССР, характеризуется растягивающими напряжениями. Наряду с этим в ее юго-западной части, по-видимому, преобладают напряжения сжатия. В отличие от Калифорнийской и Рейнской рифтовых зон, Байкальская рифтовая зона характеризуется резко увеличенной мощностью земной коры и субгоризонтальной слоенностью мантии на большую глубину. Как и для других рифтовых зон, для нее

характерны высокие значения теплового потока (2—3 мкал/сек·см²) и высокая сейсмичность. Для зоны в целом возможно нарушение изостатического равновесия.

Как было отмечено выше, под рифтовыми зонами понимаются весьма протяженные (сотни и тысячи километров) линейные системы крупных тектонических нарушений, которые пересекают всю земную кору и, по-видимому, связаны с явлениями растяжения. Рифтовые зоны характеризуются линейными тектоническими депрессиями, в большей или меньшей степени заполненными осадками. В пределах океанов депрессии чередуются с хребтами.

Подсчеты показывают, что система рифтовых зон в океанах занимает площадь, равную континентам, что определяет их не менее важное значение в структуре земной коры, чем, например, геосинклинали и платформы. Степень изученности рифтовой системы пока очень невелика. Сделаны лишь первые пересечения рифтовых зон. Вероятно, многие из них еще не открыты. В настоящее время происходит накопление первичного материала. Получаемые данные имеют отрывочный характер. Это связано не только с трудностями геологических и геофизических работ в открытом океане, но и с тем, что техника подводных исследований еще находится в процессе становления. Все это заставляет очень внимательно анализировать каждое новое наблюдение и настоятельно относиться к слишком широким построениям.

Состоявшийся в Цюрихе второй симпозиум по мировой рифтовой системе подтвердил ранее сложившееся представление о высокой сейсмической активности рифтовых зон, о свойственных им высоких значениях теплового потока и о приуроченности к ним молодых базальтовых излияний.

Вместе с тем стали выясняться различия между океаническими и континентальными рифтами, особенности в химизме вулканических продуктов (находки щелочных глиноземистых базальтов). Кроме того, была доказана значительная роль поперечных и кососекущих разломов в формировании структуры рифтовых зон. Стали более ясны закономерности в распределении осадочного покрова (на склонах подводных гор). Открыты первые проявления метаморфизма и найдены типербазиты, вероятность непосредственной связи которых с мантией достаточно велика. Уточнились отличия рифтовых систем от геосинклиналей и платформ. При этом пока не появились какие-либо новые убедительные доказательства, обосновывающие гипотезу континентального дрейфа, которая используется рядом геологов в качестве объяснения причины возникновения рифтовых систем в океанах.

Н. А. Беллевский

Редакционная коллегия:

**В. В. БЕЛОУСОВ, А. А. БОГДАНОВ, 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,
В. Е. ХАИН, Ю. М. ШЕЙНМАНН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции:

**Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР
Телефон 33-00-47, доб. 3-77**

Технический редактор Л. М. Ковнацкая

Сдано в набор 7/V-1968 г. Т-07793 Подписано к печати 28/VI-1968 г. Тираж 1685 экз.
Зак. 5178 Формат бумаги 70×103¹/₁₆. Усл. печ. л. 12,6+1 вкл. Бум. л. 4¹/₂ Уч.-изд. листов 14,6

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Цена 1 р. 20 к.

Б-232

ПЕСОЧНЫЙ ПЕР

Д 3 кв 42

МАКАРЬЧЕВУ Г И

70228

1-12

Индекс

70228

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

ГОТОВИТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГА:

Михайлов А. Е. ТЕКТОНИКА СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА. 22 л. 1 р. 80 к.

Автор подводит итоги многолетнему изучению стратиграфии и тектоники допалеозойских и палеозойских толщ западной части Центрального Казахстана. В работе рассматриваются систематика стабильных и разрывных структур, принципы тектонического районирования геосинклинальных областей и тектоническое расчленение описываемой площади. Особое внимание уделено морфологии и условиям образования средне- и верхнепалеозойских структур. На основе анализа палеозойской геологической истории в западной части Центрального Казахстана выделяется срединный массив и рассматриваются особенности образования структур.

В работе освещен ряд общих вопросов геотектоники, связанных с заключительным этапом развития геосинклинальных областей.

Монография рассчитана на научных работников, ведущих исследования в области стратиграфии и тектоники, и геологов производственных организаций, работающих на территории Центрального Казахстана.

**В магазинах «Академкнига» имеются
в продаже:**

ВОПРОСЫ СРАВНИТЕЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ. Материалы совещания по проблемам тектоники в Москве. 1964. 156 стр. 1 р. 17 к.

Журавлев В. С. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЛУБИННОЙ ТЕКТОНИКИ ПРИКАСПИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ. Труды Геологического института. Вып. 42. 1960. 272 стр. 1 р. 70 к.

Кудинова Е. А. ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ. 1961. 96 стр. 65 к.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: Москва, В-463, Мичуринский проспект, 12 магазин «Книга — почтой» «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».

