

ISSN 0016-858X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

3

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1984



ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАЙ — ИЮНЬ

МОСКВА

№ 3, 1984

СОДЕРЖАНИЕ

Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., Седов А. П. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн. лет	3
Буртман В. С. Кинематика Карпатской структурной петли	17
Хрычев Б. А. Картирование взбросов и надвигов Жалаир-Найманской зоны Центрального Казахстана методом отраженных волн (МОВ)	32
Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б. Палеотектонические зоны и покровные структуры Западной Монголии	40
Маркус М. А. Геологическое строение Восточного Кавказа в юре	53
Жогошвили Л. В. Поперечная неотектоническая зональность западной части южного склона Большого Кавказа	69
Никогосян В. А. Центральный разлом среднего Сихотэ-Алиня и его роль в металлогении	79
Григорьев В. Н., Казимиров А. Д., Крылов К. А., Соколов С. Д. Структурное положение и петрохимия датско-палеоценовых базальтоидов Алякватваамской зоны Корякского хребта	88
Эз В. В. Структура Исландии и спрединг океанического дна	100
Конищев В. С. Внутренняя тектоника соляных массивов на древних платформах	112

Краткие сообщения

Керимов К. М. К вопросу о тектонической природе Куринской впадины	118
<u>Игорь Владимирович Лучицкий (1912—1983)</u>	122
<u>Рустем Абдрахманович Гафаров (1929—1983)</u>	124

Критика и дискуссии

Крутиховская З. А. О рельефе поверхности Мохоровичича восточной части Балтийского щита (некоторые замечания к статье Р. В. Былинского, В. А. Глебовицкого, Н. Н. Болгурцева, Г. А. Завинской «Морфология раздела Мохоровичича и Конрада восточной части Балтийского щита»)	125
--	-----

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

MAY — JUNE

MOSCOW

№ 3, 1984

CONTENTS

Zonenshain L. P., Savostin L. A., Sedov A. P. Global paleogeodynamic reconstructions for the last 160 mln. years	3
Burtman V. S. Kinematics of the Carpathian structural loop	17
Khrychev B. A. Mapping of upthrow faults and overthrusts of the Zhalair-Naiman zone of Central Kazakhstan by the reflection method	32
Dergunov A. B., Luvsandanzan B. Paleotectonic zones and nappe structures of West Mongolia	40
Markus M. A. Geological structure of the East Caucasus in Jurassic	53
Kogoshvili L. B. Transverse neotectonic zonation of the western part of the Greater Caucasus southern slope	69
Nikogosyan V. A. Central fault of middle Sikhote-Alin and its role in metallogeny	79
Grigoriev V. N., Kazimirov A. D., Krylov K. A., Sokolov S. D. Structural position and petrochemistry of Danian-Paleocene basaltoids in the Altkatvaam zone of the Koryak ridge	88
Ez V. V. Structure of Iceland and spreading of the ocean bottom	100
Konishchev V. S. Inner tectonics of salt massifs on ancient platforms	112

Brief communications

Kerimov K. M. On tectonic nature of the Kurin depression	118
<u>Igor Vladimirovich Luchitsky (1912—1983)</u>	122
<u>Rustam Abdrakhmanovich Gafarov (1929—1983)</u>	124

Criticism and discussion

Krutikhovskaya Z. A. On relief of Mohorovicic discontinuity in eastern part of the Baltic shield (some notes to the paper by R. V. Bylinsky, V. A. Glebovsky, N. N. Bolgurtsev, G. A. Zavinskaya «Morphology of Mohorovicic and Conrad discontinuities in eastern part of the Baltic shield»)	125
--	-----

УДК 551.248

ЗОНЕНШАЙН Л. П., САВОСТИН Л. А., СЕДОВА П.

**ГЛОБАЛЬНЫЕ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ
ДЛЯ ПОСЛЕДНИХ 160 МЛН. ЛЕТ**

В статье представлены 24 палеогеодинамические карты: 15 карт от современности до 70 млн. лет, составленных с интервалом через 5 млн. лет, и 9 карт с 80 до 160 млн. лет с интервалом через 10 млн. лет. На картах показано положение главных плит Земли и разделяющих их границ наращивания, поглощения и скольжения. Для составления карт использованы: данные по спредингу в океанах, материалы по распространению геологических комплексов-индикаторов границ плит на окраинах континентов и палеомагнитные данные для восстановления широтного положения плит. На картах нанесены точки скважин глубоководного бурения.

В качестве палеогеодинамических карт рассматриваются реконструкции границ литосферных плит в прежние геологические эпохи. Они показывают положение литосферных плит для каждого конкретного эпизода времени. В конечном счете должны рассчитываться параметры прошлых движений литосферных плит. Палеогеодинамические реконструкции служат основой для палеоокеанологических и палеогеографических построений, в частности для палеобатиметрических карт.

Здесь представлены фотокопии 24 палеогеодинамических карт (см. рис. 1—24), составленных для последних 70 млн. лет с интервалом через 5 млн. лет и с 80 до 160 млн. лет с интервалом через 10 млн. лет. Реконструкции составлены на основе обычных методов тектоники литосферных плит с использованием данных по линейным магнитным аномалиям в океанах, по простиранию трансформных разломов, по наилучшему совмещению контуров континентов. Расчеты были сделаны для времени следующих магнитных аномалий: 5 (10 млн. лет), 6 (20 млн. лет), 7 (25 млн. лет), 13 (35 млн. лет), 21 (50 млн. лет), 24 (56 млн. лет), 32 (70 млн. лет), М-0 (110 млн. лет), М-15 (131 млн. лет) и М-22 (148 млн. лет) (временная шкала по [15]). Для других моментов времени расчетные параметры получались путем интерполяции. Были использованы следующие данные: У. Питмана и М. Тальвани [21] и Дж. Оливе и др. [20] — для Северной Атлантики, М. Тальвани и О. Элдхолма [25] — для Норвежско-Гренландского бассейна, С. Сривастава [24] — для Лабрадорского моря, Л. А. Савостина [5] — для Арктического бассейна, Ж.-К. Сибуэ и Дж. Маскла [23] — для Южной Атлантики, Дж. Нортон и Дж. Склейтера [19] и Б. Джонсона и др. [14] — для Индийского океана, И. Вейссела и др. [26] — для Гасманова моря, К. Молнара и др. [18] — для юга Тихого океана, Д. Хэндшумахера [11] и Л. П. Зоненшайна и Л. А. Савостина [2] — для востока Тихого океана, И. Вейссела и Р. Андерсона [27] — для запада Тихого океана (Каролинской плиты). Положение литосферных плит восстановлено по отношению к полюсам Земли в соответствии с палеомагнитными данными [6, 12, 13, 16]. Первоначально получалась относительная реконструкция, когда все плиты и соответствующие им палеомагнитные полюса вращались по отношению к Антарктиде, условно принятой за точку отсчета. Затем рассчитывался средний палеомагнитный полюс для всех плит, и относительная реконструкция в целом вращалась до совмещения среднего палеомагнитного полюса с географическим полюсом. Таким образом достигалась абсолютная реконструкция.

Границы литосферных плит разделены на границы раздвижения плит, сближения плит и трансформные. Положение границ раздвижения плит в океанах восстанавливалось вращением соответствующих магнитных аномалий и, если они отсутствуют, либо вращением современной оси

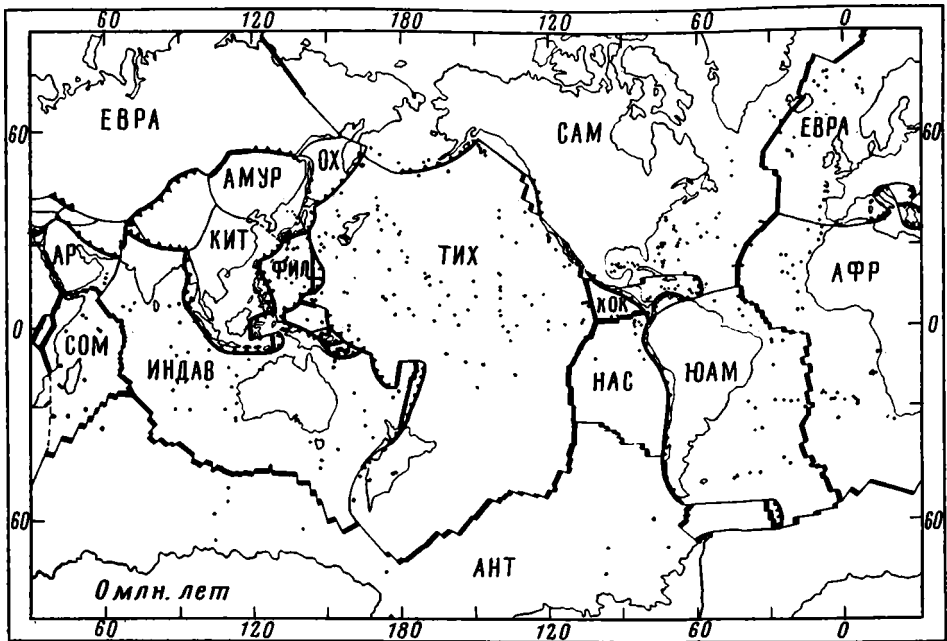


Рис. 1. Карта современных границ литосферных плит
 Условные обозначения к рис. 1—24: Проекция Меркатора. Толстые линии отвечают границам наращивания (зонам спрединга), толстые линии с зубцами — границам поглощения (зонам субдукции и столкновения), тонкие линии — границам скольжения (трансформным разломам). Точки показывают положение скважин глубоководного бурения

Литосферные плиты: АВС — Австралийская, АВС—АНТ — Австрало-Антарктическая, АЛУК — Алука, АМУР — Амурская, АНТ — Антарктическая, АР — Аравийская, АФР — Африканская, ГОНД — Гондванская, ГР — Гренландская, ЕВРА — Евразийская, ИНД — Индийская, ИНДАВ — Индо-Австралийская, КАР — Карибская, КИТ — Китайская, КОК — Кокосовая, КУЛ — Кула, ЛАВР — Лавразийская, ЛХ — Лорд-Хау, НАС — Наска, ОХ — Охотская, САМ — Северо-Американская, СОМ — Сомалийская, ТИХ — Тихоокеанская, ФАР — Фаралонская, ФИЛ — Филиппинская, ЮАМ — Южно-Американская

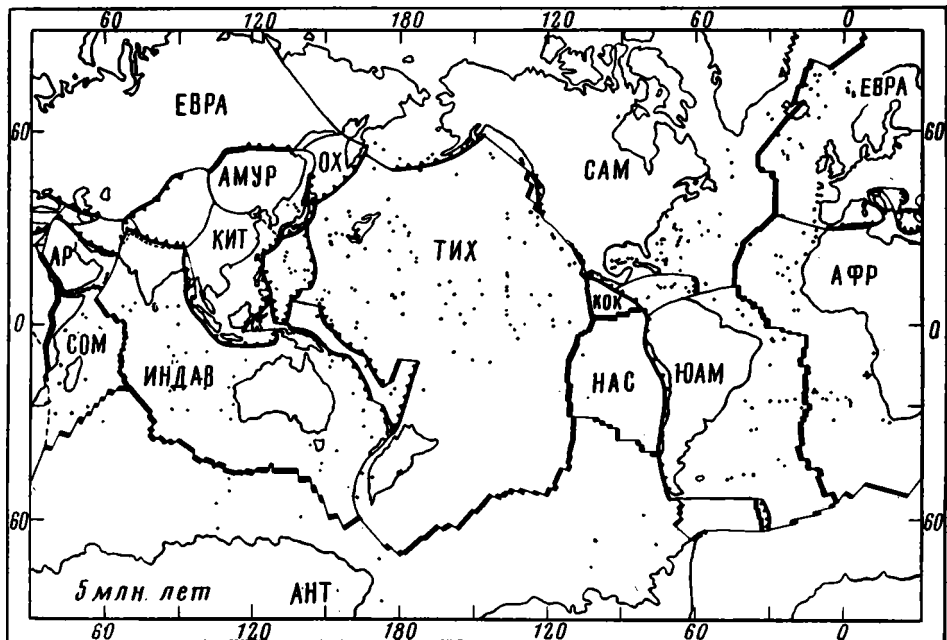


Рис. 2. Палеогеодинамическая реконструкция на время 5 млн. лет назад

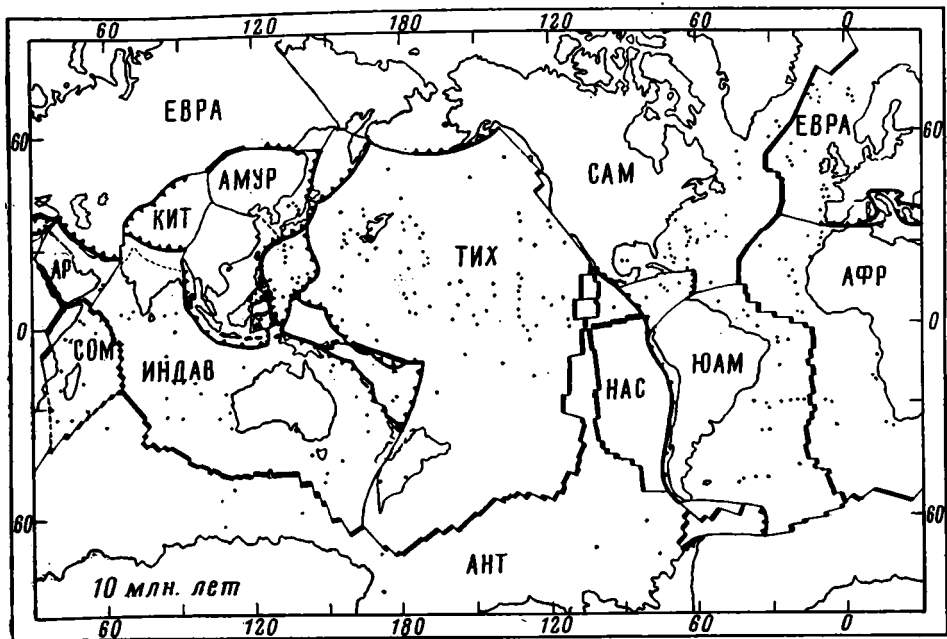


Рис. 3. Палеогеодинамическая реконструкция на время 10 млн. лет назад

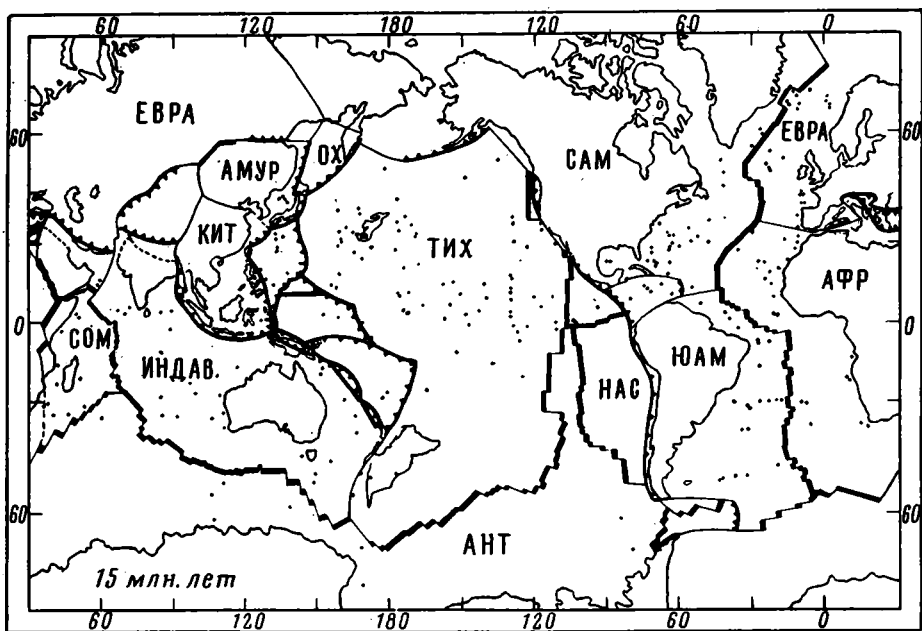


Рис. 4. Палеогеодинамическая реконструкция на время 15 млн. лет назад

спрединга, либо интерполяцией между существующими аномалиями. Границы раздвижения плит внутри континентов маркируются бимодальными вулканическими комплексами рифтовой природы. Границы сближения плит совпадают с островными дугами, активными континентальными окраинами и зонами столкновения континентов. Восстановление их положения производилось, используя пространственное распределение геологических комплексов — индикаторов этих границ. Наиболее важными для реконструкции прежних островных дуг и активных континентальных окраин являются известково-щелочные вулканические серии.

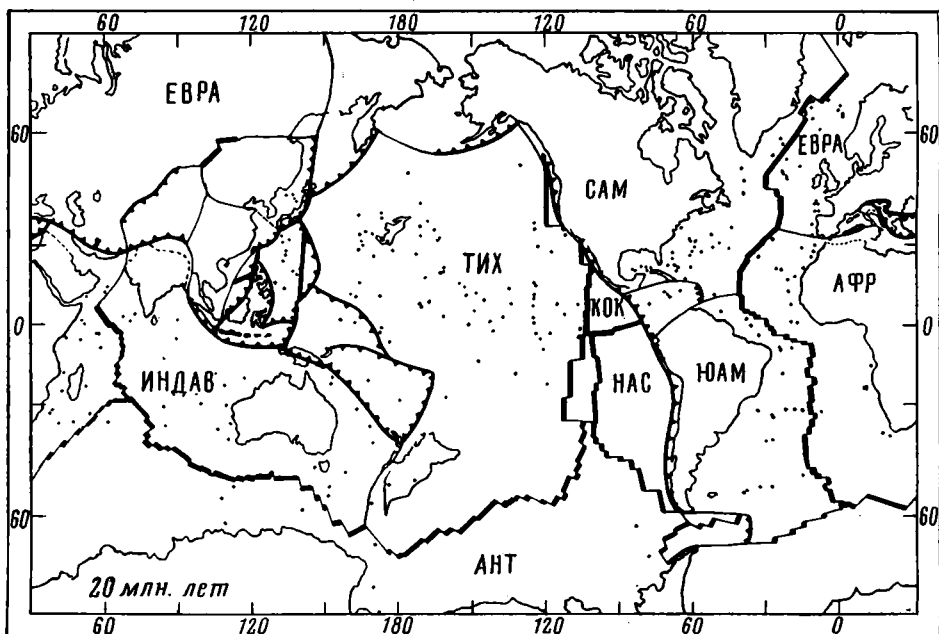


Рис. 5. Палеогеодинамическая реконструкция на время 20 млн. лет назад

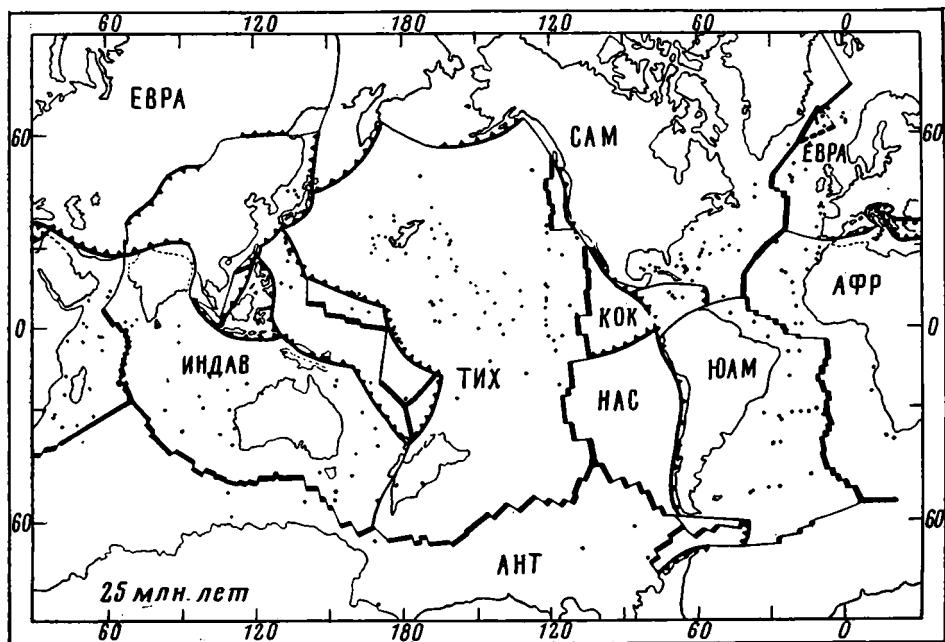


Рис. 6. Палеогеодинамическая реконструкция на время 25 млн. лет назад

Границы столкновения маркируются зонами офиолитовой обдукции, появлением хаотических комплексов субдукционного меланжа и развитием покровов. Трансформные границы в океанах сохраняются в виде неактивных сегментов трансформных разломов. На континентах они выражены протяженными сдвигами.

Пространственное распределение геологических комплексов — индикаторов границ плит было проанализировано ранее [1, 2]. Положение границ плит в Индонезийском регионе показано согласно У. Гамильтону [10]. Для юго-западной части Тихого океана использованы данные

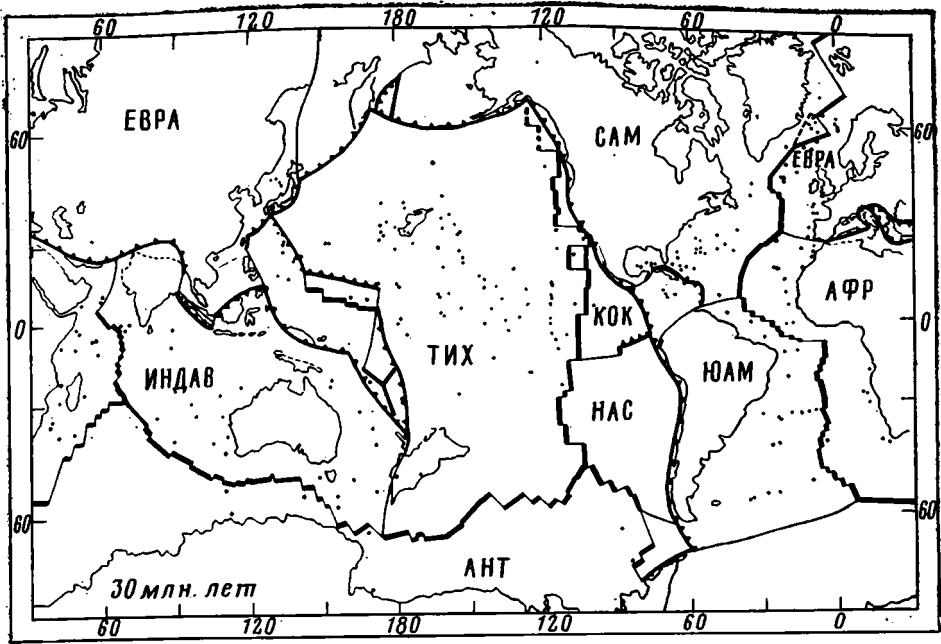


Рис. 7. Палеогеодинамическая реконструкция на время 30 млн. лет назад

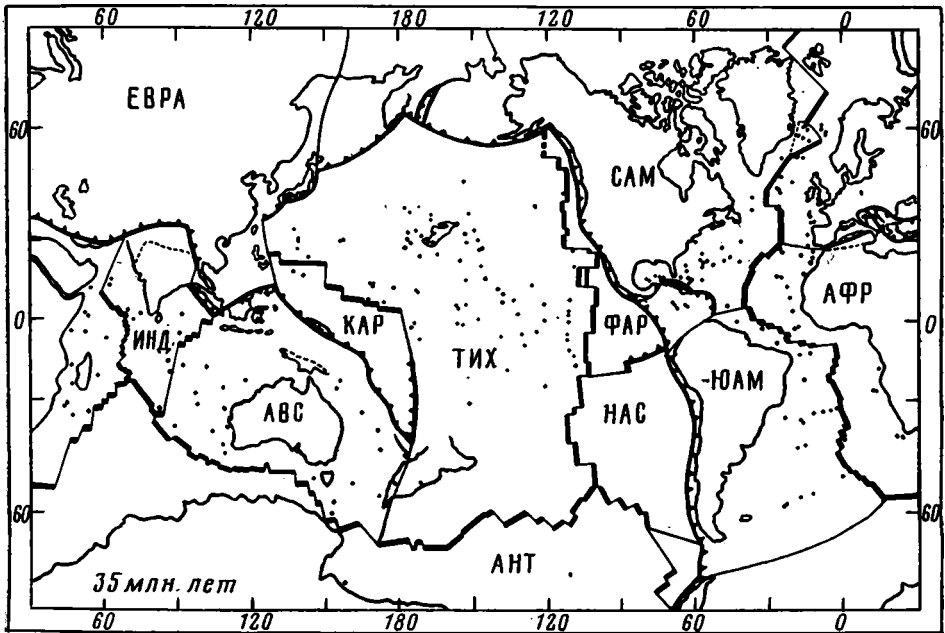


Рис. 8. Палеогеодинамическая реконструкция на время 35 млн. лет назад

К. Крука [8]. Границы плит в Центральной Азии взяты по Л. П. Зоненшайну и др. [4]. В Альпийском поясе границы плит проведены по материалам многочисленных реконструкций [3, 7, 9, 17, 22].

На реконструкциях виден последовательный распад Пангеи со 160 до 60 млн. лет. Вначале разделились Лавразия и Гондвана. Затем начался раскол Гондваны. Примерно 150 млн. лет назад Западная Гондвана, включавшая Южную Америку, Африку, Мадагаскар и Индию, отделилась от Восточной Гондваны, состоявшей из Австралии и Антарктиды. 130 млн. лет назад Мадагаскар и Индия отошли от Африки и отодви-

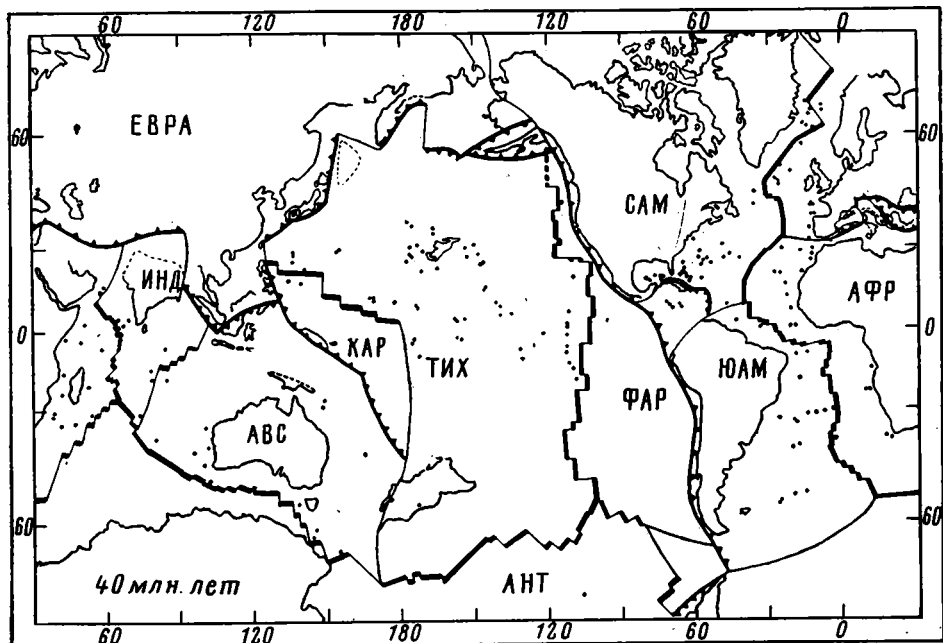


Рис. 9. Палеогеодинамическая реконструкция на время 40 млн. лет назад

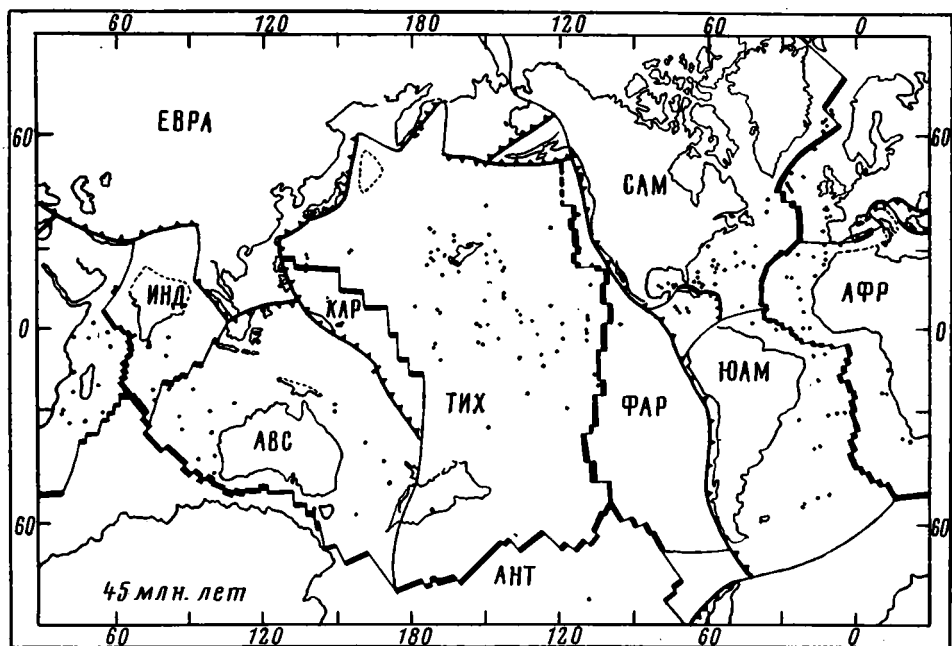


Рис. 10. Палеогеодинамическая реконструкция на время 45 млн. лет назад

гались от нее на юг. Примерно 100 млн. лет назад ось спрединга перескочила из своего положения между Мадагаскаром и Африкой на восток, произошел откол Индии от Мадагаскара, который оказался присоединенным к Африканской плите. Индия начала свой стремительный путь на север к Евразии. Последними раскололись Австралия и Антарктида.

Раскол Лавразии начался по существу лишь в раннем кайнозое с разделением Северной Америки, Гренландии и Евразии.

В позднем мелу уже существовало большинство современных плит. Важным отличием от современности было существование открытого морского пути между континентами Лавразии и Гондваны вдоль океана Те-

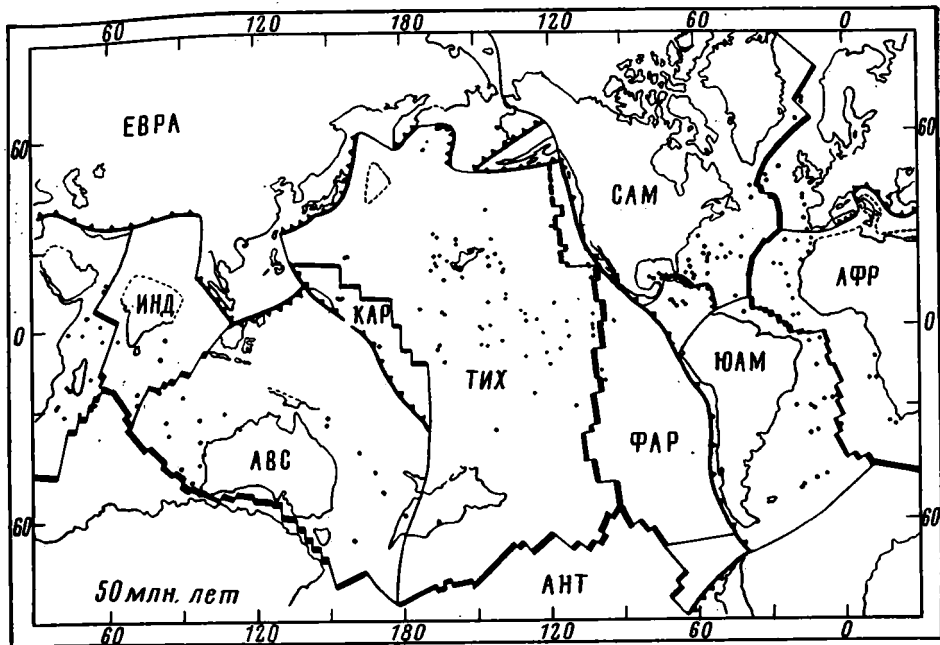


Рис. 11. Палеогеодинамическая реконструкция на время 50 млн. лет назад

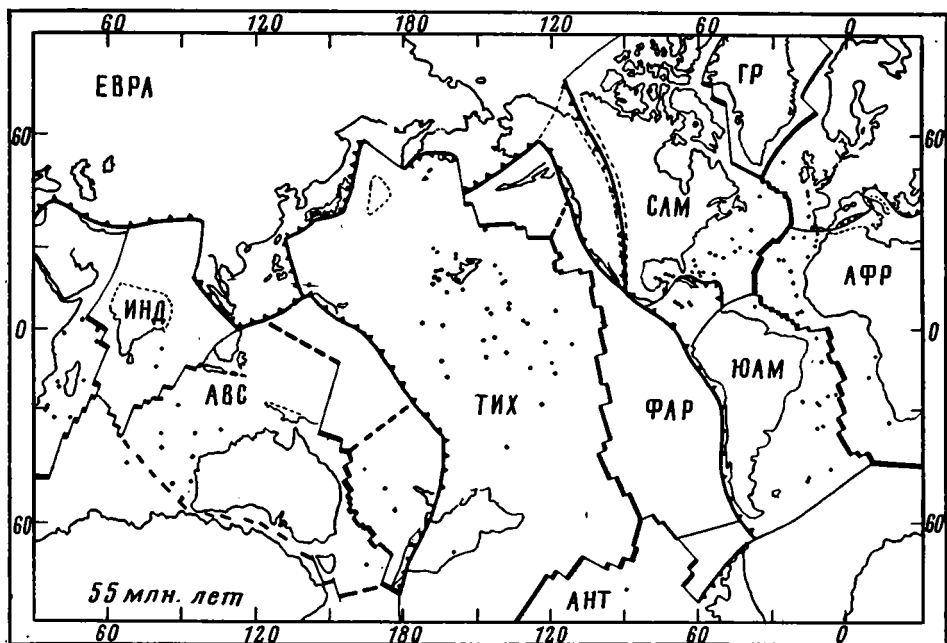


Рис. 12. Палеогеодинамическая реконструкция на время 55 млн. лет назад

тис. Вдоль этого пути могло проходить циркумтропическое течение под действием пассатных ветров, опоясывающее всю Землю. Китовый хребт был соединен с хребтом Риу-Гранди, пересекая в конце мела центральную часть Южной Атлантики и представляя собой препятствие для обмена глубинных вод между северной и южной частями Южной Атлантики. В восточной части Индийского океана располагалось крупное поднятие, или Лемурия, образованное вулканитами, из которых впоследствии был рожден Восточно-Индийский хребт. Лемурия была расколота в начале кайнозоя на хребт Брокен и Кергелен.

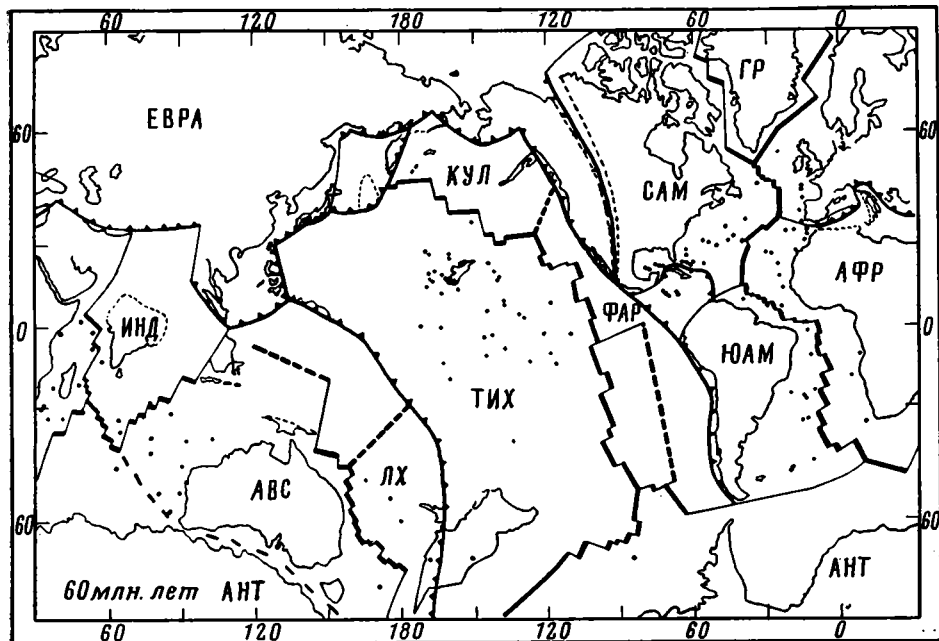


Рис. 13. Палеогеодинамическая реконструкция на время 60 млн. лет назад

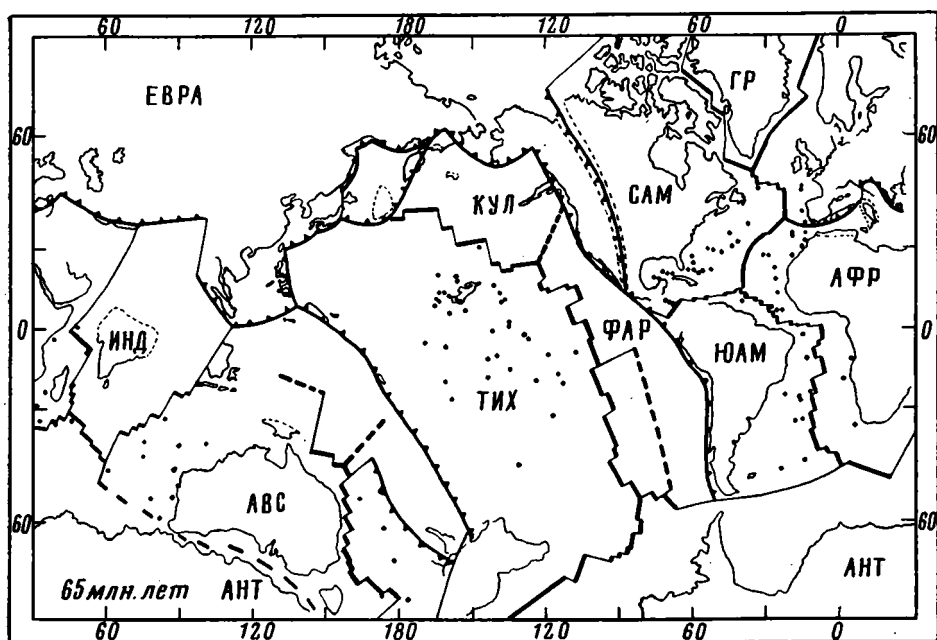


Рис. 14. Палеогеодинамическая реконструкция на время 65 млн. лет назад

Одним из наиболее примечательных структурных элементов поздне-мелового и палеогенового времени была протяженная (7000 км) зона субдукции, или Меланезийская зона. Она была наклонена на северо-восток под Тихоокеанскую плиту и проходила от Филиппинских островов до Новой Зеландии. Остатки субдукционных комплексов обнаружены на севере Новой Гвинеи [10] и в северной части Новой Зеландии [8]. Они, по-видимому, присутствуют на Соломоновых островах и в Новой Каледонии. В течение палеоцена и эоцена происходило последовательное сближение Австралии с Меланезийской зоной субдукции. В тылу Меланезийской зоны в раннем эоцене появилась зона раздвижения плит, видимо,

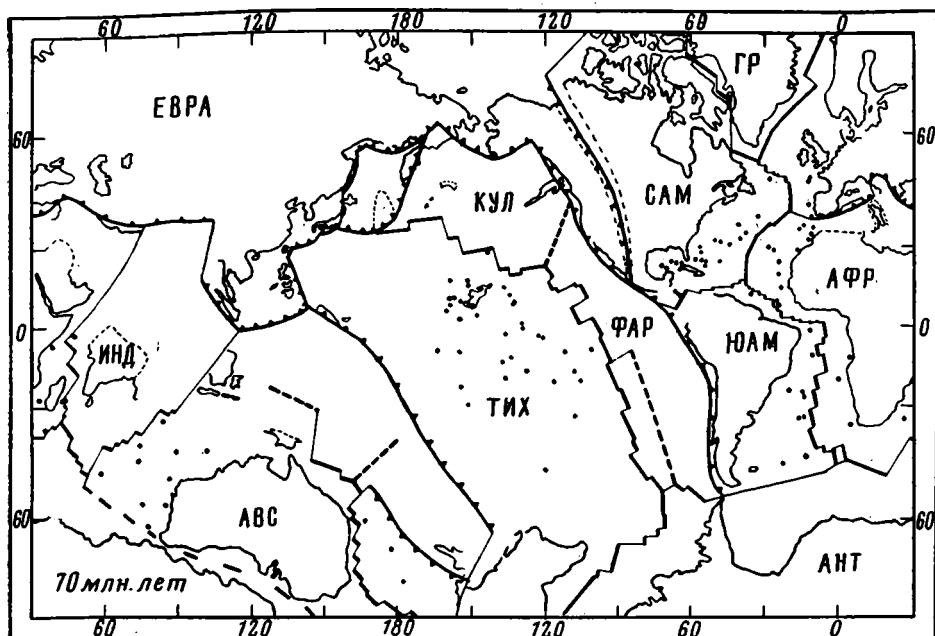


Рис. 15. Палеогеодинамическая реконструкция на время 70 млн. лет назад

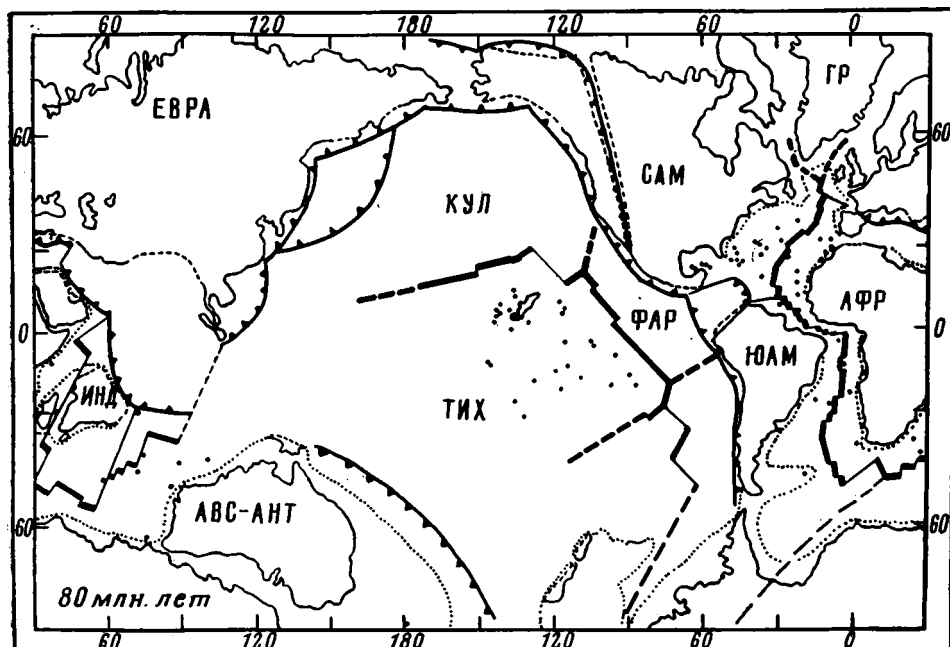


Рис. 16. Палеогеодинамическая реконструкция на время 80 млн. лет назад

за счет спрединга в тылу островных дуг. Вдоль этой границы была создана кора Каролинской плиты.

Крупная геодинамическая реорганизация восстанавливается на уровне 30—40 млн. лет назад. В это время произошло столкновение Индии с Евразией и Австралии с Меланезийской дугой. Столкновение происходило, конечно, не одновременно, но оно в течение относительно короткого периода охватило почти весь пояс от Гималаев до Новой Зеландии длиной около 12000 км. Свидетельства столкновения можно видеть в офиолитовой обдукции на Папуа (Новая Гвинея), в Новой Каледонии

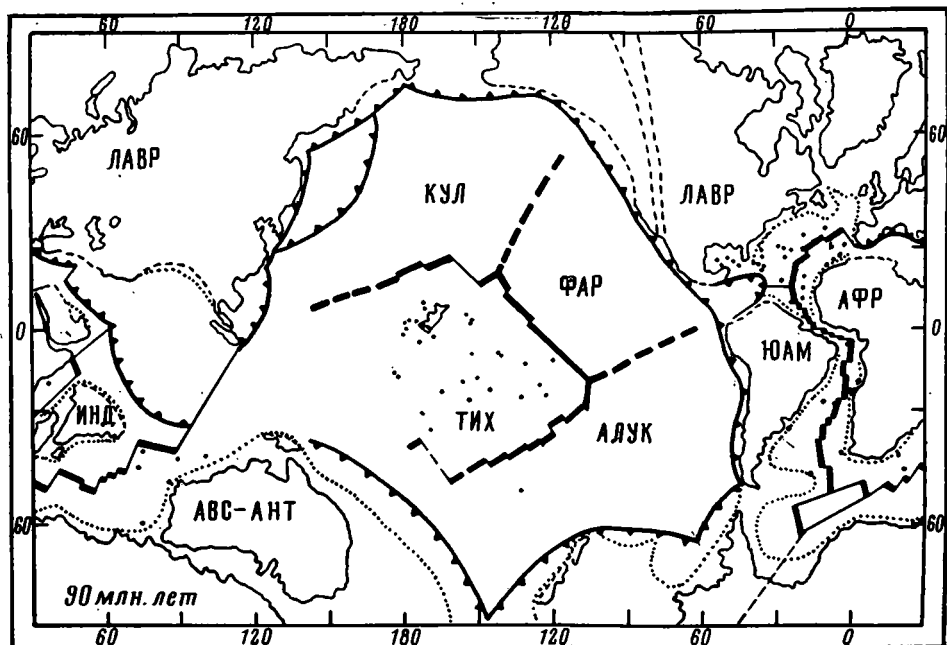


Рис. 17. Палеогеодинамическая реконструкция на время 90 млн. лет назад

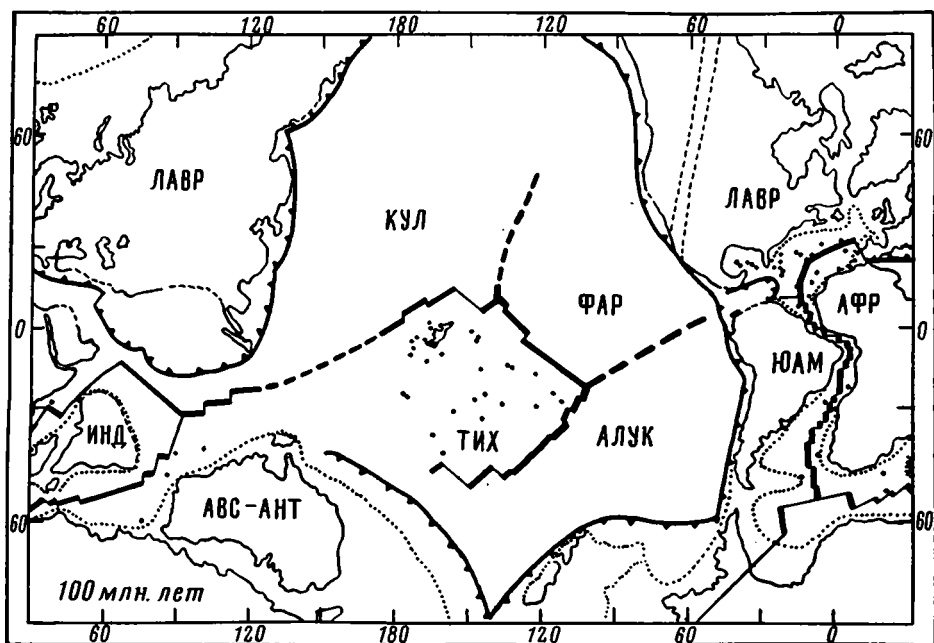


Рис. 18. Палеогеодинамическая реконструкция на время 100 млн. лет назад

и в образовании аллохтонных комплексов на севере Новой Зеландии. Столкновение Индии и Евразии вызвало раскол Евразии и образование пояса возрожденных гор Центральной Азии и Байкальского рифта. Одновременно со столкновением резко изменилось движение Тихоокеанской плиты с северного на запад-северо-западное. В результате вдоль границы с Евразией возникла система зон субдукции, которая активна и сейчас. Меланезийская зона субдукции изменила свое падение на обратное. Возникла дуга Тонга-Кермадек. Позади нее за счет спрединга был создан глубоководный Южно-Фиджийский бассейн.

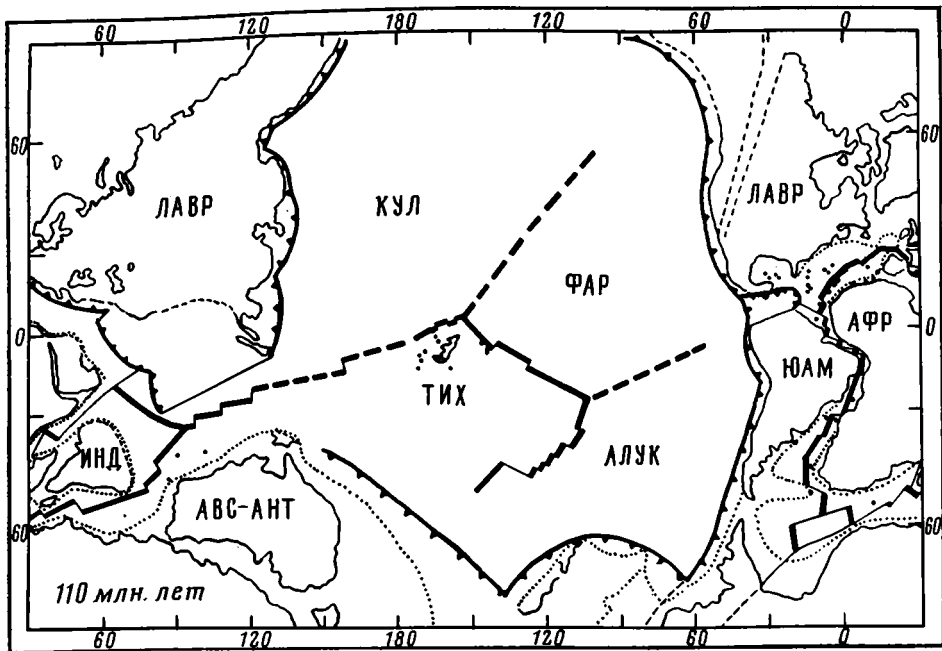


Рис. 19. Палеогеодинамическая реконструкция на время 110 млн. лет назад

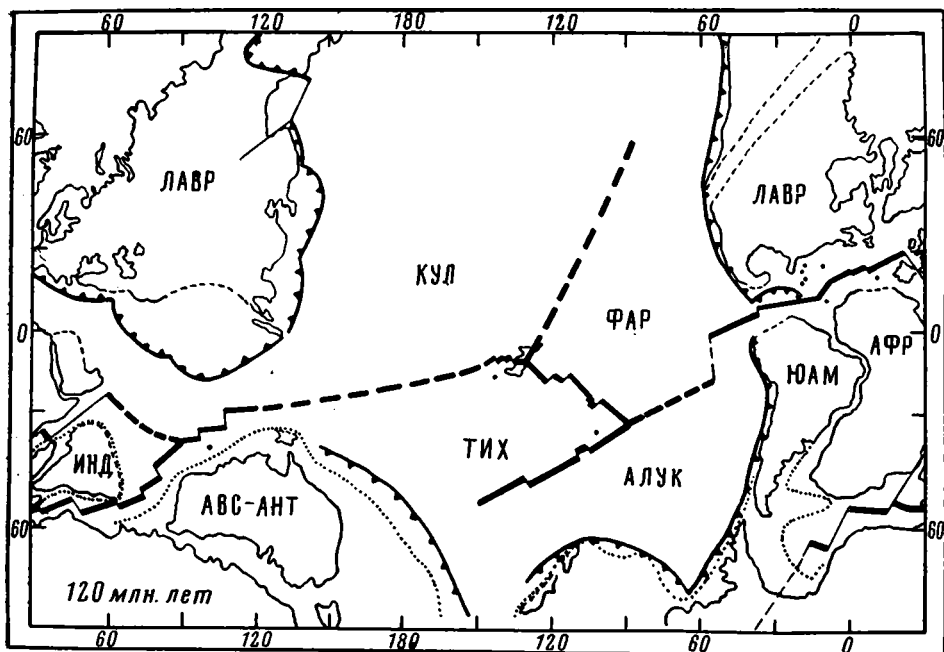


Рис. 20. Палеогеодинамическая реконструкция на время 120 млн. лет назад

Циркумтропический морской путь через Тетис был уже в олигоцене закрыт в результате сближения северных и южных континентов и после этого здесь началось столкновение континентов. Прямая сухопутная связь между Южной Америкой и Антарктидой существовала вплоть до конца олигоцена. Она была нарушена лишь в раннем миоцене, когда раскрылся пролив Дрейка. С этого времени стало возможным проникновение вод из Тихого океана в Южную Атлантику, и с этого времени сформировалось Циркум-Антарктическое течение, самое мощное из известных ныне. Оно полностью изолировало Антарктиду от доступа теп-

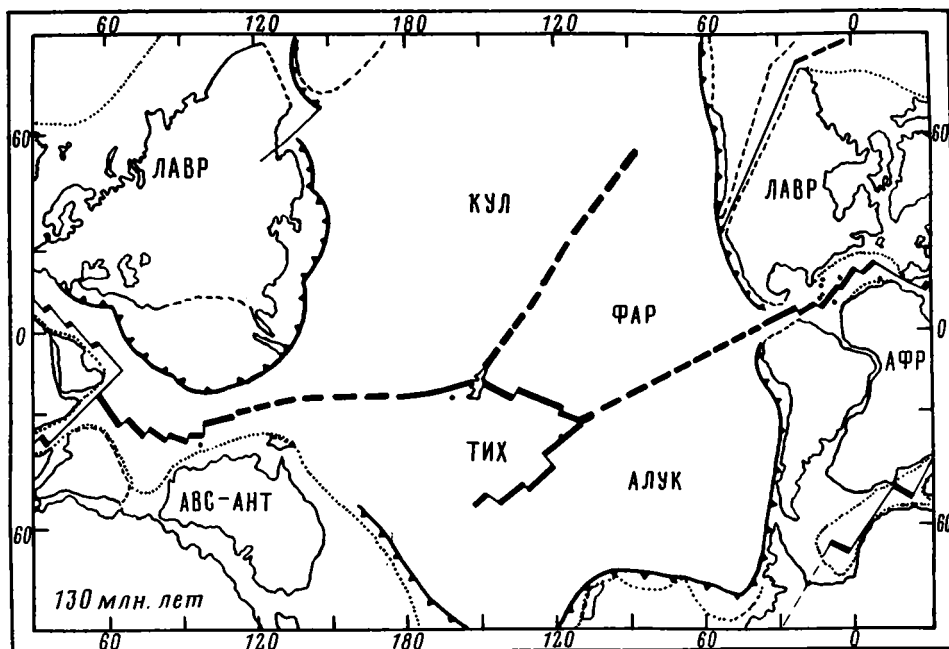


Рис. 21. Палеогеодинамическая реконструкция на время 130 млн. лет назад

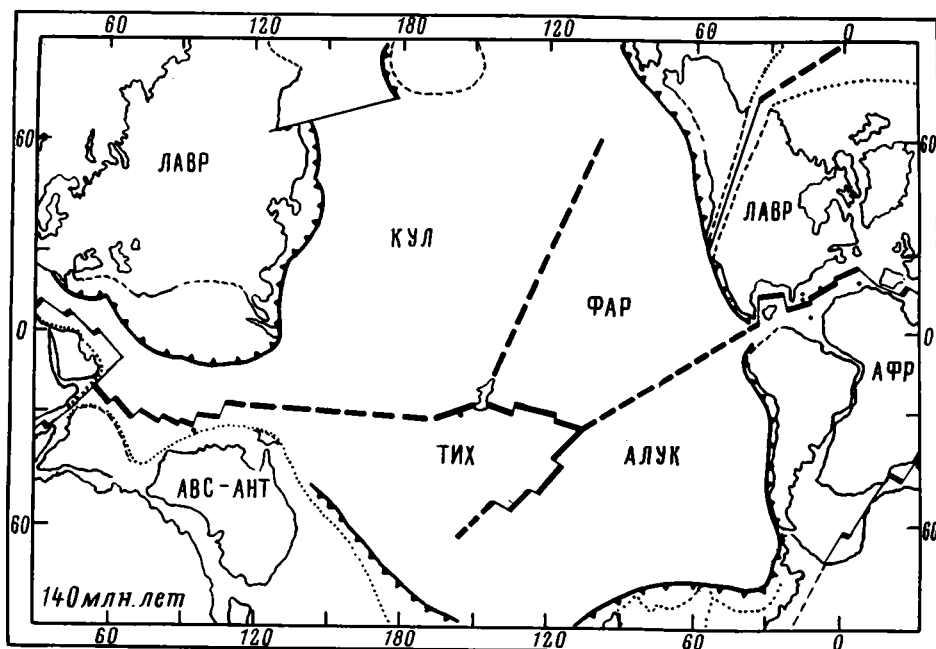


Рис. 22. Палеогеодинамическая реконструкция на время 140 млн. лет назад

лых водных и воздушных масс с севера и обусловило формирование Антарктического ледникового щита.

В центре Тихого океана в эоцене и олигоцене существовало крупное поднятие, или Пацифида. Оно получается, когда соединяются при продвижении к оси спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия хребты Наска и Туамоту.

Используя палеогеодинамические реконструкции, были подсчитаны средние скорости наращивания океанической коры в разные моменты

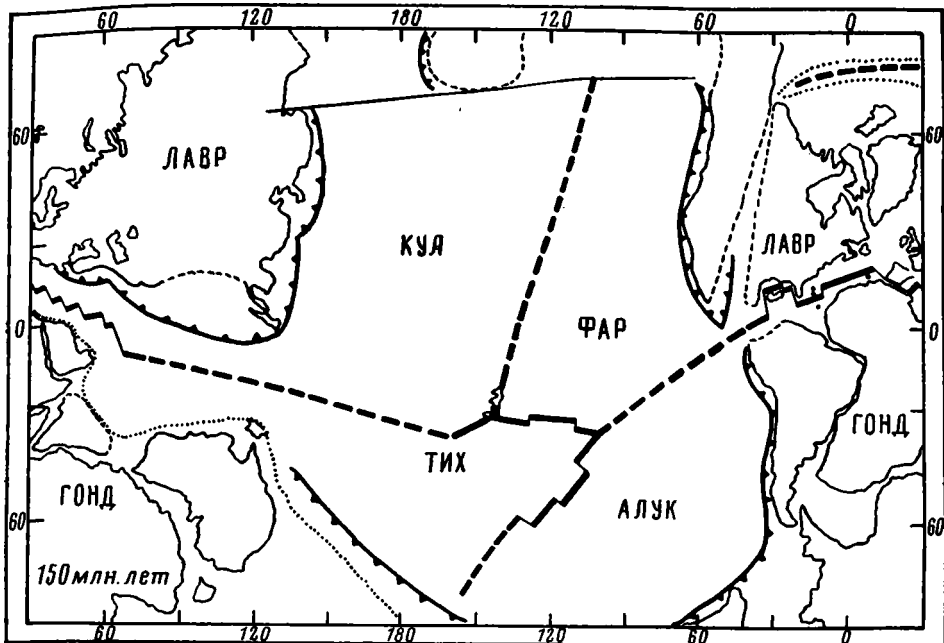


Рис. 23. Палеогеодинамическая реконструкция на время 150 млн. лет назад

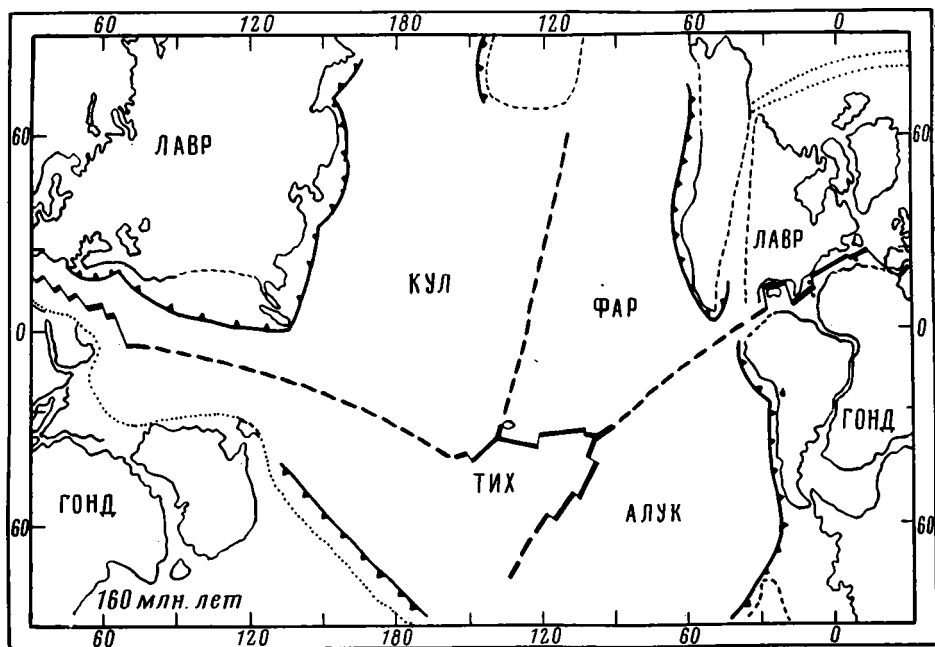


Рис. 24. Палеогеодинамическая реконструкция на время 160 млн. лет назад

времени [5]. В позднем мелу наращивалось в среднем 4 км^2 новой коры в год. Это значение упало до 2 км^2 в год на рубеже эоцена и олигоцена и возросло до 3 км^2 в год в современный этап. Эти изменения совпадают соответственно с возрастанием и уменьшением активности в Тихоокеанском и Альпийско-Гималайском складчатом поясах. Тем самым полученные значения могут рассматриваться как мера тектонической активности в глобальном масштабе.

1. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 230 с.
2. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 318 с.
3. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., Вардапетян А. Н., Володина В. И. Кайнозойская тектоника плит и геологическая история центрального сегмента Альпийско-Гималайского пояса.— В кн.: Строение литосферных плит. М.: Ин-т океанол. АН СССР, 1979, с. 54—124.
4. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., Мишарина Л. А., Солоненко Н. В. Геодинамика Байкальской рифтовой зоны и тектоника плит Внутренней Азии.— В кн.: Геолого-геофизические и подводные исследования озера Байкал. М.: Ин-т океанол. АН СССР, 1980, с. 157—203.
5. Савостин Л. А. Кайнозойская тектоника плит Арктики, Северо-Восточной и Внутренней Азии и глобальные палеогеодинамические реконструкции: Автореф. дис. на соискание уч. ст. докт. геол.-мин. наук. М.: Ин-т океанол. АН СССР, 1981. 47 с.
6. Храмов А. Н. (ред.) Палеомагнитология. Л.: Недра, 312 с.
7. Biju Duval B., Dercourt J., Le Pichon X. From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine System.— In: B. Biju Duval, L. Montader Eds. Structural history of the Mediterranean Basins, Split, Paris, 1977, p. 143—164.
8. Crook K., Feary D. A. Development of New Zealand according to the fore-arc model of crustal evolution.— Tectonophysics, 1982, v. 87, p. 65—107.
9. Dewey D., Pitman V., Ryan B., Bonnin J. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84, p. 3137—3180.
10. Hamilton W. Tectonics of the Indonesian Region.— Geol. Surv. Prof. Pap., 1078, U. S. Govern. Print. Off. Washington, 1979, p. 345.
11. Handschumacker D. Post-Eocene plate tectonics of the eastern Pacific.— In: The Geophysics of the Pacific Ocean and its margins. Amer. Geoph. Un. Washington, 1979, p. 177—202.
12. Harrison C. G. A., Jarrard R. D., Vacquier V., Larson R. L. Paleomagnetism of Cretaceous Pacific Seamounts.— Geoph. J. Roy. Astron. Soc., 1975, v. 42, p. 859—882.
13. Irving E. Drift of the major continental blocks since the Devonian.— Nature, 1977, v. 270, p. 304—309.
14. Johnson B. D., Powell C., Veevers J. J. Spreading history of the eastern Indian Ocean and Greater India's northward flight from the Antarctica and Australia.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1976, v. 87, p. 1560—1566.
15. La Brecque J. L., Kent D. V., Cande S. C. Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time.— Geology, 1977, v. 5, p. 330—335.
16. McElhinny M. W. Paleomagnetism and plate tectonics. Cambridge Univ. Press, 1973. 358 p.
17. McKenzie D. P. Active tectonics of the Mediterranean region.— Geoph. J. Roy. Astron. Soc., 1974, v. 30, p. 109—185.
18. Molnar P., Atwater T., Mammerickx J., Smith S. M. Magnetic anomalies, bathymetry and tectonic evolution of the South Pacific since Late Cretaceous.— Geoph. J. Roy. Astron. Soc., 1975, v. 40, p. 383—420.
19. Norton J. O., Sclater J. G. A model for the evolution of the Indian Ocean and the break-up of Gondwanaland.— J. Geophys. Res., 1979, v. 84, p. 6803—6839.
20. Olivet J. L., Bonnin J., Bezaet P., Auzende I. M. Cinematique de l'Atlantique Nord et Central, CNEXO, 1982.
21. Pitman W. C., Talwani M. Sea floor spreading in the North Atlantic.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 83, p. 619—646.
22. Sborshikov I. M., Savostin L. A., Zonenshain L. P. Present plate tectonics between Turkey and Tibet.— Tectonophysics, 1981, v. 69, p. 45—73.
23. Sibuet J.-C., Mascle J. Plate Kinematic implication of Atlantic equatorial fracture zone trends.— J. Geophys. Res., 1978, v. 83, p. 3401—3426.
24. Srivastava S. P. Evolution of the Labrador Sea and its bearing on the early evolution of the North Atlantic.— Geoph. J. Roy. Astron. Soc., 1978, v. 52, p. 313—357.
25. Talwani M., Eldholm O. Evolution of the Norwegian-Greenland Sea.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, v. 88, p. 969—999.
26. Weissel I. K., Hayes D. E., Herron E. M. Plate tectonic synthesis: The displacement between Australia, New Zealand and Antarctica since the Late Cretaceous.— Marine Geol. 1977, v. 25, p. 237—277.
27. Weissel I. K., Anderson R. N. Is there a Caroline Plate? — Earth Planet. Sci. Lett., 1978, v. 41, p. 143—158.

УДК 551.248(234.372.3)

БУРТМАН В. С.

КИНЕМАТИКА КАРПАТСКОЙ СТРУКТУРНОЙ ПЕТЛИ

Рассмотрена кинематика структурной петли Карпат на основе данных о тектонической и биогеографической зональности, палеомагнитных исследований и анализа формы Альпийского складчатого пояса на отрезке от Альп до Малой Азии. Показано, что Карпатская структурная петля возникла вследствие общей деформации пояса, которая вызвана вращением его малоазиатско-балканской части относительно более северной части пояса (в направлении против движения часовой стрелки на 30—40°). При этом Карпато-Понтийская и Динаро-Таврская ветви Альпийского пояса испытали дисгармоничную пластическую деформацию с образованием Карпатской петли. Это произошло в палеогене — раннем миоцене.

Карпатская структурная петля очерчена складчатой системой Западных, Восточных и Южных Карпат. Протяженность структурной петли от Альп до Балканид более 1500 км. Происхождение структурной петли служит предметом многолетней дискуссии. В последние годы благодаря прогрессу в палеомагнитных исследованиях появились данные, которые позволяют внести определенность в решение проблемы происхождения этой структурной петли. В статье рассмотрена кинематика Карпатской петли на основе данных о тектонической и биогеографической зональности, палеомагнитных исследований и анализа формы Альпийского складчатого пояса на отрезке от Восточных Альп до Малой Азии.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В рассматриваемом регионе несколько поколений исследователей описали много тектонических зон, используя для их выделения различные признаки. Для наших целей желательно пользоваться структурными подразделениями, которые можно проследить на возможно большие расстояния. Для выделения таких мегазон наиболее общим признаком может служить возраст флишевых отложений. В качестве дополнительного признака удобно использовать фации юры. Океанические породы Мезотетиса и породы, формировавшиеся на окраинах Африканского и Евразийского континентов, хорошо различимы в юрских отложениях и образуют протяженные пояса. На такой основе в пределах региона могут быть выделены следующие мегазоны (рис. 1).

Апулийско-Далматинская мегазона объединяет зоны Далматинскую и Круя в Динаридах, Гаврово, Триполица и Ионическую в Эллинидах, зону Ида на о. Крит, Архангелос на о. Родос. В этой мегазоне развиты флишевые отложения позднего эоцена, олигоцена и раннего миоцена. Среди юрских пород мегазоны преобладают неритовые фации, которые формировались на окраине Африканского континента.

Динаро-Таврская мегазона включает зону Будва и Краста-Цукали в Динаридах, Пиндскую в Эллинидах, Этхиа на о. Крит, Адра на о. Карпатос, Профит-Илиас на о. Родос, Бей-Даглары в Ликийском Тавре. В Динаро-Тавридах распространены флишевые отложения дания, палеоцена и эоцена. Юрские разрезы конденсированные, в них преобладают пелагические известняки и радиоляриты. Они формировались на африканском континентальном склоне и в краевых морях. Между Динаро-Таврской и Апулийско-Далматинской мегазонами была расположена полоса, которой присущи черты обеих мегазон: флиш имеет датско-палеоценовый возраст, а юра представлена неритовыми фациями. В настоящее время такие разрезы находятся в зоне Карста Динарид и в Парнасской

зоне Эллинид. Опираясь на возраст флиша, указанные зоны объединены с Динаро-Тавридами.

Гемеро-Татранская мегазона охватывает Внутренние Западные Карпаты, частично Восточные Карпаты и продолжается на запад в Восточные Альпы. Флишевые отложения присутствуют в этой мегазоне на двух уровнях. Меловой флиш, формировавшийся в эпоху шарьирования, известен в разрезах Татрид в интервале альба — турона. Неоавтохтонное

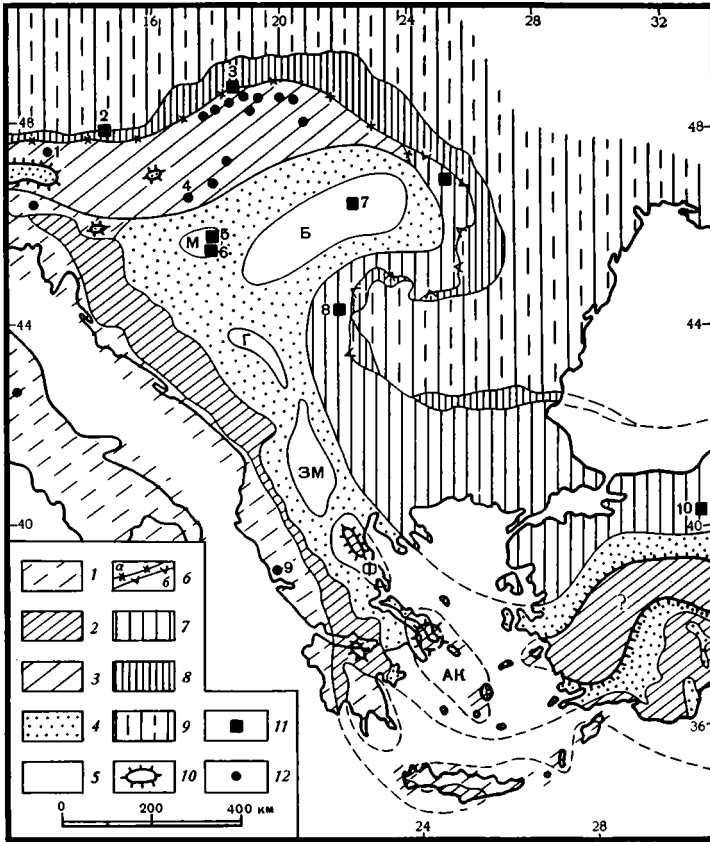


Рис. 1. Тектоническая и биогеографическая зональность

1—8 — тектонические мегазоны: 1 — Апулийско-Далматинская, 2 — Динаро-Таврская, 3 — Гемеро-Татранская, 4—5 — Панноно-Анатолийская (4 — районы распространения офиолитов, 5 — массивы: Б — Бихор, М — Мечек, Г — Голна, ЗМ — Западно-Македонский, Ф — Фессалийский, АК — Аттико-Кикладский), 6 — сутурные (а — Пьенинская, б — Каменнопотокско-Перечская), 7 — Родопо-Понтическая, 8 — Карпато-Балканская флишевая; 9 — краевой прогиб и внеальпийская Европа; 10 — главные тектонические окна; 11—12 — местонахождения брахиопод лейаса [23, 48]: 11 — европейские сообщества, 12 — средиземноморские сообщества

положение занимает мощный палеогеновый флиш, несогласно залегающий на всех тектонических единицах Внутренних Западных Карпат. Юрское осадконакопление в пределах этой мегазоны было весьма дифференцированным. Наряду с криноидными известняками широко распространены пелагические известняки и радиоляриты.

Пьенинская сутурная мегазона включает единицы: Чорштинскую, Чертезискую, Ниедзицкую, Бранискую, Пьенинскую, Халиговецкую, Манинскую и их аналоги. Флишевые отложения в этой мегазоне имеют возраст коньяк — нижний сантон. Юра представлена кремнисто-карбонатными отложениями в неритовой и пелагической фациях. В поперечном разрезе мегазоны неритовые фации распространены симметрично относительно пелагических пород, что позволяет различать реликты глубоководного бассейна и ограничивающих его подводных поднятий. В на-

стоящее время зона имеет ширину в несколько километров при протяженности более 700 км.

Панноно-Анатолийская мегазона. К ней отнесены внутренние зоны, в которых развиты океанические вулканиты и офиолиты. В большинстве случаев океанические вулканогенные породы и радиолариты имеют юрский возраст, реже триасовый или раннемеловой. Для этой мегазоны характерны флишевые отложения мелового возраста. В Динаридах к рассматриваемой мегазоне относятся Златиборская, Сербская и Копанникская зоны, в Эллинидах — Вардарская и Отрисско-Пелагонийская, в Малой Азии — Измир-Анкарская зона Анатолии, Ликийские шарьяжи Тавра. Среди офиолитов и местами на офиолитах залегают массивы палеозойских и более древних пород. Большая часть этих массивов, вероятно, были микроконтинентами среди Мезотетиса. В Динаро-Эллинидах наиболее крупными являются Пелагонийские массивы (Аттико-Кикладский, Фессалийский, Западно-Македонский) и Голия.

Рассматриваемая мегазона продолжается на территории Паннонского бассейна. В южной части горного массива Апусени в горах Металифери широко развиты породы офиолитовой ассоциации юрского возраста. В этой же зоне развиты флишевые отложения нижнего мела. Указанная офиолитовая зона продолжается на северо-восток под чехлом молодых отложений Трансильванской впадины. К западу от гор Металифери офиолиты прослежены под чехлом молодых отложений до района Белграда, т. е. до Вардарской офиолитовой зоны. Другая ветвь Вардарской офиолитовой зоны продолжается на северо-запад вдоль долины Дуная. В северной части Паннонского бассейна породы мезозойской офиолитовой ассоциации распространены в горах Бюкк, где на земную поверхность выведены шаровые лавы основного состава, габброиды и гипербазиты. Между горами Бюкк и Матра около линии Дарно обнажены габбро-диабазы, комплекс диабазовых даек, шаровые лавы, радиолариты и туфы. Петрохимические и геохимические исследования вулканитов, включая изучение соотношений редких элементов, позволили сделать вывод о том, что они принадлежат к абиссальным толеитам [19, 37]. Южнее линии Балатон — Дарно породы офиолитовой ассоциации вскрыты скважинами в фундаменте Большой Венгерской впадины в междуречьях Дравы и Дуная, Дуная и Тиссы и восточнее Тиссы. В разрезах скважин встречены габбро, спилиты и диабазы, перекрытые радиоларитами. Вулканогенно-радиоларитовая часть разреза имеет юрский или раннемеловой возраст [23]. Северо-восточнее подобные разрезы вскрыты скважинами в районе г. Берегово в фундаменте Закарпатского прогиба. Рассматриваемая зона, в которой развиты породы мезозойской офиолитовой ассоциации, имеет юго-западное простирание. В районе г. Загреба она подходит к офиолитовой зоне Динарид. Можно сделать вывод о том, что пояс развития офиолитов продолжается из Субпелагонийской зоны Эллинид через Златиборскую и Сербско-Боснийскую зоны Динарид в северную часть Паннонского бассейна. Северо-западной границей этого пояса служит линия Балатон — Дарно, хотя останцы мезозойских офиолитов (серия Мелиата) могут залежать в аллохтонном положении на Гермеридах в Словацких Рудных горах [23].

В целом большая часть Паннонского бассейна (до линии Балатон — Дарно на северо-западе) по своему строению подобна Вардар-Пелагонийской части рассматриваемой мегазоны, хотя насыщенность офиолитами в Паннонской части зоны меньше, а площадь микроконтинентов — значительно больше. Зоны с офиолитами (Златиборская, Игал-Бюкк, Металифери-Трансильванская) очерчивают границы Панноно-Анатолийской мегазоны в рассматриваемом регионе. Такие же зоны, вероятно, разделяют массивы (Бихорский, Мечекский и более мелкие), которые имеют доальпийское континентальное основание.

Родопо-Понтическая мегазона включает Мармарошские шарьяжи Восточных Карпат, Гетские шарьяжи Южных Карпат, Сербско-Македонский и Родопский массивы, Среднегорскую и Старо-Планинскую зоны Балканид, массив Сакарья и Понтиды в Малой Азии. В этой зоне широко

ко развиты породы доальпийской континентальной коры, на которых местами сохранился чехол мезозойских отложений. Юрские отложения во многих случаях выпадают из разреза или представлены мелководными отложениями — угленосными и терригенными. Флиш развит на очень ограниченных участках. Таков титонский флиш Крайштид и позднесенонский карбонатный флиш в части Среднегорской зоны и на Родопском массиве.

Каменнопотокско-Поречская сутурная мегазона отмечена фрагментами офиолитов, которые залегают в тектонических пластинах и чешуях, подстилающих Мармарошский и Гетский аллохтоны. В Восточных Карпатах эти породы слагают шарьяж Каменнопотокский—Фаркэул, в Южных Карпатах они залегают в Северинском аллохтоне и в чешуях среди Дунайского параавтохтона. Далее на юг рассматриваемая сутура, вероятно; продолжается в Поречскую зону Восточной Сербии. Вулканогенная часть офиолитов имеет юрский и юрско-раннемеловой возраст. Эти породы ассоциируют с раннемеловым флишем.

Карпато-Балканская флишевая мегазона охватывает флишевые зоны Западных и Восточных Карпат, Северинский шарьяж в Южных Карпатах, зону развития флиша Предбалкана, Лудакамчийскую зону Балканид. Во внутренней флишевой зоне Восточных Карпат (Раховско-Белотиссенской) и в Северинском аллохтоне флиш имеет раннемеловой, в Предбалкане — титон-берриасовый возраст. Во внешних зонах Флишевых Карпат и в Лудакамчийской зоне развиты флишевые отложения сенона и палеогена.

Большинство мегазон имеет полигенную природу. Описанная тектоническая зональность была в целом сформирована в позднемеловое время. В конце мела существовали уже все перечисленные мегазоны (кроме зоны палеогенового флиша в Карпатах). Поэтому рассмотренная выше зональность может быть использована при анализе послемеловых деформаций. Некоторые тектонические мегазоны непрерывно прослежены от Альп до Малой Азии. (см. рис. 1). Это важное обстоятельство, с которым необходимо считаться при тектонических реконструкциях. Оно не позволяет разбивать Альпийский пояс на независимо перемещавшиеся микроплиты, как это иногда делают, опираясь лишь на палеомагнитные данные [30 и др.].

БИОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Изучение фауны аммонитов лейаса позволило М. Неймайру более 100 лет назад выделить европейскую («среднеевропейскую») и средиземноморскую фаунистические провинции. В Карпатском регионе аммонитовая фауна содержится в двух фациальных типах лейасовых отложений. Первому типу принадлежат отложения в терригенно-карбонатных фациях. В них средиземноморские и европейские виды аммонитов находятся в приблизительно равном количестве. Литологические исследования показали, что терригенный материал поступал в эти отложения из северного обрамления Мезотетиса. Отложения первого типа формировались на шельфе Евразийского континента. Ко второму типу принадлежат конденсированные разрезы глубоководных карбонатных отложений в фации «аммонитико росо» и в ее аналогах. В этих отложениях резко преобладают средиземноморские виды аммонитов. Эти отложения, вероятно, были сформированы на континентальном склоне и в краевых морях Африканского континента. В таком случае глубоководная часть Мезотетиса служила барьером, препятствующим проникновению европейской фауны на африканскую окраину. В горных массивах Паннонского бассейна породы первого типа развиты в горах Виллань и Мечек. В горах Мечек нижняя часть разреза лейаса угленосна и имеет мощность около 3500 м. Верхняя часть этого разреза сложна мергелями, мощность более 2500 м. Среди аммонитов широко развиты европейские виды. Севернее оз. Балатон в Средневенгерских горах распространены отложения со средиземноморской фауной аммонитов. Разрез сложен пелагическими

Биогеографическая провинция	№ на рис. 1	Местонахождение фауны	Количество видов	
			среднеевропейских	средиземноморских
Европейская	2	Восточные Альпы (Грестен)	10	5
	3	Западные Карпаты, Манинская единица (Костелец)	10	1
	5—6	Горы Мечек и Виллань	10	1
	7	Северные Апусени (Пэдуря-Краюлуй)	16	4
	8	Южные Карпаты (Свинеча)	14	2
	10	Понтиды (Якачик)	5	2
Средиземноморская	1	Северные Известняковые Альпы (Зальцкаммергут)	4	15
	4	Средневенгерские горы (Баконь)	1	22
	9	Эллиниды, Внешняя зона	6	17

известняками с прослоями кремней. Полный разрез всей юрской системы имеет здесь мощность от 50 до 400 м [20].

Соотношение между биогеографическими провинциями хорошо видно по распределению брахиоподовых сообществ лейаса [23, 48]. На рис. 1 показаны местонахождения брахиопод, в которых количество видов, характерных для одной провинции, вдвое или более превышает число видов другой биогеографической провинции. Соотношения между видами для некоторых местонахождений приведены в табл. 1. Брахиоподовая фауна европейского типа распространена на территории внеальпийской Европы, во флишевой зоне Восточных Альп, в Манинской единице Западных Карпат, во Внутренней зоне Восточных и Южных Карпат, в горах Апусени, Виллань и Мечек в Паннонском бассейне. Она известна в Понтидах, где также развита европейская фауна аммонитов лейаса [30]. Для Внутренней зоны Западных Карпат и для территории Средневенгерских гор характерно средиземноморское сообщество брахиопод лейаса. Это же сообщество распространено в австро-альпийских шарьяжах, Южных Альпах, Апеннинах, Эллинидах. В целом средиземноморская (южнотетическая) биогеографическая провинция охватывает Апулийско-Далматинскую, Динаро-Таврскую и Гемеро-Татранскую мегазоны. Европейская (северотетическая) биогеографическая провинция занимает Карпато-Балканскую флишевую, Родопо-Понтическую, Пьенинскую мегазоны, Бихорский и Мечекский массивы Понноно-Анатолийской мегазоны.

ФОРМА СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Ширина складчатого пояса резко меняется вдоль его простираения. В пределах рассматриваемого региона находятся три «шейки»: Альпийская, шириной 200 км, Черногорская и Эрзурумская — по 350—400 км. Ширина пояса в районе Карпатской петли более 800 км, в Эгейском пересечении — 1000 км. Общие черты внутреннего строения пояса видны на схеме (рис. 2), где показаны области развития океанических вулканитов и офиолитов Мезотетиса и пород, формировавшихся на окраинах Африканского и Евразийского континентов за пределами их шельфовых зон. Границы тектонических зон на этой схеме проведены не по фронту шарьяжей, а в тылу тектонических окон, в которых выступают породы, подстилающие аллохтоны.

Главной чертой внутренней структуры Альпийского складчатого пояса в рассматриваемом регионе является дисгармония между его Карпато-Понтической и Динаро-Таврской ветвями, особенно резкая в обрамлении Паннонского бассейна. Вместе с тем, несмотря на такую дисгармонию, указанные ветви Альпийского пояса имеют одинаковую длину (линии $a-b$ и $v-g$ равны, см. рис. 2). Равновеликость двух ветвей Альпийского пояса, на которую давно обратил внимание Ж. Брюнн [15], имеет

ко развиты породы доальпийской континентальной коры, на которых местами сохранился чехол мезозойских отложений. Юрские отложения во многих случаях выпадают из разреза или представлены мелководными отложениями — угленосными и терригенными. Флиш развит на очень ограниченных участках. Таков титонский флиш Крайштид и позднеэоценовский карбонатный флиш в части Среднегорской зоны и на Родопском массиве.

Каменнопотокско-Поречская сутурная мегазона отмечена фрагментами офиолитов, которые залегают в тектонических пластинах и чешуях, подстилающих Мармарошский и Гетский аллохтоны. В Восточных Карпатах эти породы слагают шарьяж Каменнопотокский—Фаркэул, в Южных Карпатах они залегают в Северинском аллохтоне и в чешуях среди Дунайского параавтохтона. Далее на юг рассматриваемая сутура, вероятно, продолжается в Поречскую зону Восточной Сербии. Вулканогенная часть офиолитов имеет юрский и юрско-раннемеловой возраст. Эти породы ассоциируют с раннемеловым флишем.

Карпато-Балканская флишевая мегазона охватывает флишевые зоны Западных и Восточных Карпат, Северинский шарьяж в Южных Карпатах, зону развития флиша Предбалкана, Лудакамчийскую зону Балканид. Во внутренней флишевой зоне Восточных Карпат (Раховско-Белотиссенской) и в Северинском аллохтоне флиш имеет раннемеловой, в Предбалкане — титон-берриасовый возраст. Во внешних зонах Флишевых Карпат и в Лудакамчийской зоне развиты флишевые отложения сенона и палеогена.

Большинство мегазон имеет полигенную природу. Описанная тектоническая зональность была в целом сформирована в позднемеловое время. В конце мела существовали уже все перечисленные мегазоны (кроме зоны палеогенового флиша в Карпатах). Поэтому рассмотренная выше зональность может быть использована при анализе послемеловых деформаций. Некоторые тектонические мегазоны непрерывно прослежены от Альп до Малой Азии. (см. рис. 1). Это важное обстоятельство, с которым необходимо считаться при тектонических реконструкциях. Оно не позволяет разбивать Альпийский пояс на независимо перемещавшиеся микроплиты, как это иногда делают, опираясь лишь на палеомагнитные данные [30 и др.].

БИОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Изучение фауны аммонитов лейаса позволило М. Неймайру более 100 лет назад выделить европейскую («среднеевропейскую») и средиземноморскую фаунистические провинции. В Карпатском регионе аммонитовая фауна содержится в двух фациальных типах лейасовых отложений. Первому типу принадлежат отложения в терригенно-карбонатных фациях. В них средиземноморские и европейские виды аммонитов находятся в приблизительно равном количестве. Литологические исследования показали, что терригенный материал поступал в эти отложения из северного обрамления Мезотетиса. Отложения первого типа формировались на шельфе Евразийского континента. Ко второму типу принадлежат конденсированные разрезы глубоководных карбонатных отложений в фации «аммонитико росс» и в ее аналогах. В этих отложениях резко преобладают средиземноморские виды аммонитов. Эти отложения, вероятно, были сформированы на континентальном склоне и в краевых морях Африканского континента. В таком случае глубоководная часть Мезотетиса служила барьером, препятствующим проникновению европейской фауны на африканскую окраину. В горных массивах Паннонского бассейна породы первого типа развиты в горах Виллань и Мечек. В горах Мечек нижняя часть разреза лейаса угленосна и имеет мощность около 3500 м. Верхняя часть этого разреза сложна мергелями, мощность более 2500 м. Среди аммонитов широко развиты европейские виды. Севернее оз. Балатон в Средневенгерских горах распространены отложения со средиземноморской фауной аммонитов. Разрез сложен пелагическими

Биогеографическая провинция	№ на рис. 1	Местонахождение фауны	Количество видов	
			среднеевропейских	средиземноморских
Европейская	2	Восточные Альпы (Грестен)	10	5
	3	Западные Карпаты, Манинская единица (Костелец)	10	1
	5—6	Горы Мечек и Виллань	10	1
	7	Северные Апусени (Пэдуря-Краюлуй)	16	4
	8	Южные Карпаты (Свинеча)	14	2
Средиземноморская	10	Понтиды (Якачик)	5	2
	1	Северные Известняковые Альпы (Зальцкаммергут)	4	15
	4	Средневенгерские горы (Баконь)	1	22
	9	Эллиниды, Внешняя зона	6	17

известняками с прослоями кремней. Полный разрез всей юрской системы имеет здесь мощность от 50 до 400 м [20].

Соотношение между биогеографическими провинциями хорошо видно по распределению брахиоподовых сообществ лейаса [23, 48]. На рис. 1 показаны местонахождения брахиопод, в которых количество видов, характерных для одной провинции, вдвое или более превышает число видов другой биогеографической провинции. Соотношения между видами для некоторых местонахождений приведены в табл. 1. Брахиоподовая фауна европейского типа распространена на территории внеальпийской Европы, во флишевой зоне Восточных Альп, в Манинской единице Западных Карпат, во Внутренней зоне Восточных и Южных Карпат, в горах Апусени, Виллань и Мечек в Паннонском бассейне. Она известна в Понтидах, где также развита европейская фауна аммонитов лейаса [30]. Для Внутренней зоны Западных Карпат и для территории Средневенгерских гор характерно средиземноморское сообщество брахиопод лейаса. Это же сообщество распространено в австро-альпийских шарьяжах, Южных Альпах, Апеннинах, Эллинидах. В целом средиземноморская (южнотетическая) биогеографическая провинция охватывает Апулийско-Далматинскую, Динаро-Таврскую и Гемеро-Татранскую мегазоны. Европейская (северотетическая) биогеографическая провинция занимает Карпато-Балканскую флишевую, Родопо-Понтическую, Пьенинскую мегазоны, Бихорский и Мечекский массивы Понноно-Анатолийской мегазоны.

ФОРМА СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Ширина складчатого пояса резко меняется вдоль его простираения. В пределах рассматриваемого региона находятся три «шейки»: Альпийская, шириной 200 км, Черногорская и Эрзурумская — по 350—400 км. Ширина пояса в районе Карпатской петли более 800 км, в Эгейском пересечении — 1000 км. Общие черты внутреннего строения пояса видны на схеме (рис. 2), где показаны области развития океанических вулканитов и офиолитов Мезотетиса и пород, формировавшихся на окраинах Африканского и Евразийского континентов за пределами их шельфовых зон. Границы тектонических зон на этой схеме проведены не по фронту шарьяжей, а в тылу тектонических окон, в которых выступают породы, подстилающие аллохтоны.

Главной чертой внутренней структуры Альпийского складчатого пояса в рассматриваемом регионе является дисгармония между его Карпато-Понтической и Динаро-Таврской ветвями, особенно резкая в обрамлении Паннонского бассейна. Вместе с тем, несмотря на такую дисгармонию, указанные ветви Альпийского пояса имеют одинаковую длину (линии *a—b* и *в—г* равны, см. рис. 2). Равновеликость двух ветвей Альпийского пояса, на которую давно обратил внимание Ж. Брюнн [15], имеет

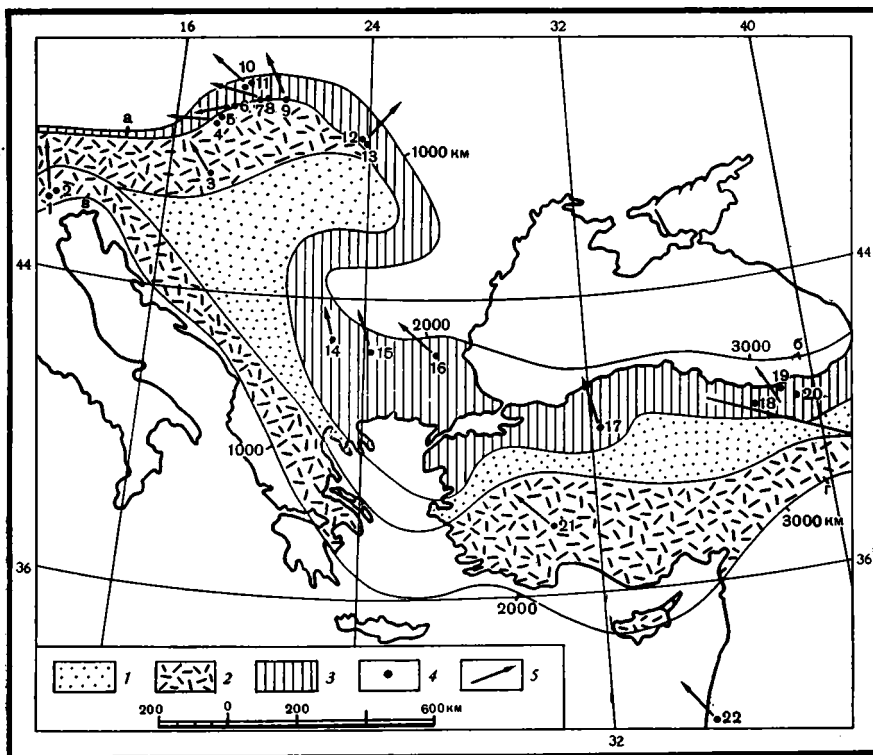


Рис. 2. Схема строения складчатого пояса и результаты палеомагнитных исследований пород позднего мела (см. также табл. 2)
 1—3 — породы Мезотетиса в складчатой области: 1 — зона развития океанических вулканитов и офиолитов, 2—3 — породы континентальных склонов и прибрежных морей (2 — окраины Африки, 3 — окраины Евразии); 4 — участки палеомагнитных исследований; 5 — склонения палеомагнитных векторов

принципиальное значение для расшифровки кинематики деформаций. Поэтому представляется интересным проследить в обеих ветвях пояса какое-либо тектоническое событие и сравнить ареалы его распространения. В позднем мезозое наиболее ярким тектоническим событием в регионе было среднемеловое («австрийское» и «средиземноморское») шарьирование.

Среднемеловые шарьяжи. Обширные шарьяжи были сформированы в середине мела (в альбе, сеномане и туроне) в обеих ветвях Альпийского пояса. Внутренняя область Западных Карпат — классический регион развития среднемеловых шарьяжей. Ансамбль покровов фундамента и чехла был создан здесь в предсенонское время. Направление перемещения покровов — на север, амплитуда достигает многих десятков километров. Западнее в Южных и Восточных Альпах роль среднемеловых шарьяжей незначительна [5], а в Центральных Альпах тектонические покровы такого возраста достоверно не известны [7].

В Восточных Карпатах среднемеловой возраст имеет комплекс шарьяжей основания, которыми сложен Мармарошский массив, а также Каменнопотокский офиолитовый покров, залегающий под этим массивом. Тектонические покровы внутри Мармарошского массива были сформированы до накопления сеноманских отложений, которые трансгрессивно их перекрывают. Ансамбль Мармарошских шарьяжей и Каменнопотокский покров лежат на олистостромовой толще, которая содержит олистолиты пород из этих шарьяжей. Время надвигания — не ранее позднего альба и, вероятно, не позднее турона. Направление перемещений — с запада на восток и северо-восток, вероятная амплитуда более 50 км [4]. В Южных Карпатах в середине мела был сформирован обширный Гетский покров основания, который надвинут в южном направлении на нижнемеловой флиш Северинской зоны. Этот покров прослежен до меридио-

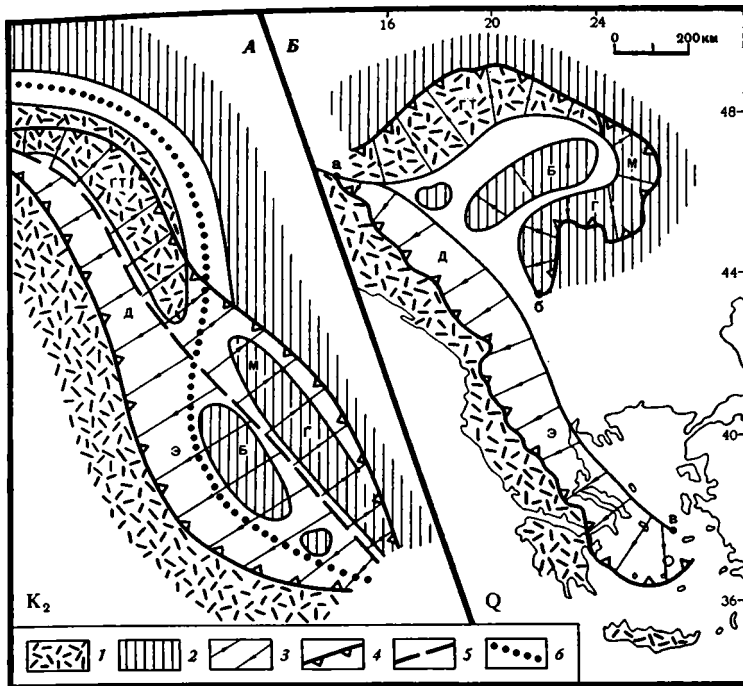


Рис. 3. Ареал развития средне меловых шарьяжей (А — принципиальная схема для позднего мела, Б — современное положение)

1 — породы Африканской окраины, 2 — породы Евразийской окраины, 3 — ареал развития больших шарьяжей альба — турона (стрелки указывают вергентность), 4 — фронт шарьяжей, 5 — ось складчатой системы позднего мела, 6 — сutura юрской глубоководной зоны Мезотетиса. Буквами на схемах обозначены: ГТ — Гемеро-Татриды, Д — Динариды, Э — Эллиниды, Б — Бихорский массив, М — Мармарошский массив, Г — Гетский массив

нального участка Южных Карпат. Его видимая амплитуда 80 км. В горах Апусени в рассматриваемое время возникли покровы основания Кодру-Арьешани и Бихария-Мунчул, а также покровы чехла. Направление их перемещений — на север и северо-запад, видимая амплитуда 80 км [13, 41]. Таким образом, во внутренней области Западных, Восточных и Южных Карпат развиты обширные шарьяжи большой амплитуды, имеющие средне меловой возраст. Эти шарьяжи определяют структуру указанной области. В Балканах средне меловые шарьяжи не имеют широкого развития. Они распространены спорадически и имеют небольшую амплитуду — обычно несколько километров, лишь в редких случаях достигая 10—20 км [25]. В целом в Карпато-Понтической ветви альпийского пояса большие шарьяжи средне мелового возраста характерны лишь для Карпат. Фронт этих шарьяжей проходит вдоль Пьенинской клипповой зоны до Мармарошского массива и далее вдоль внешнего края этого массива и Гетского аллохтона. Зона развития таких шарьяжей протягивается вдоль пояса на 1500 км (рис. 3, линия а—б).

В Динаро-Таврской ветви альпийского пояса шарьяжи средне мелового возраста образуют широкую зону, которая протягивается вдоль Динарид и Эллинид. Направление перемещения тектонических покровов — юго-западное, амплитуда составляет многие десятки километров. На севере зона средне меловых шарьяжей заканчивается на границе с Южными Альпами, где такие шарьяжи отсутствуют. На юге она скрывается под водами Эгейского и Критского морей. Массив Киклад часто рассматривается как аналог Пелагнийских массивов. В этом случае зона меловых шарьяжей, вероятно, продолжается до середины Эгейского моря. Далее на восток — в Западном Тавре роль средне меловых шарьяжей незначительна. Вероятно, в это время формировались лишь чешуи внутри офиолитового комплекса [24]. Обширные офиолитовые и другие шарьяжи в Западном и Ликийском Тавре имеют палеогеновый и неогеновый

возраст. Фронт средне меловых шарьяжей в Динаридах и Эллинидах служит внешней границей Динаро-Таврской мегазоны. Протяженность этого пояса средне меловых шарьяжей 1500 км (линия $a-v$ на рис. 3).

Следовательно, в обеих ветвях Альпийского пояса находятся разобщенные зоны развития средне меловых шарьяжей, которые имеют примерно равную протяженность и противоположную вергентность.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ

В решении кинематических задач значительную помощь оказывают результаты палеомагнитного исследования пород. На большей части региона в середине мела имела место фаза интенсивного шарьирования, и породы турина или сена залегают в виде неавтохтона на средне меловых шарьяжах. Поэтому тектоническая интерпретация палеомагнитных данных по более древним породам, чем верхний мел, сопряжена со значительными трудностями, так как трудно учесть и исключить последствия средне меловых перемещений.

Поздний мел. Палеомагнетизм верхнемеловых пород изучен в значительном числе пунктов — в рассматриваемом регионе их более 30. Однако не все результаты могут быть использованы вследствие низкого качества части палеомагнитных результатов, недостаточной информации о прделанных исследованиях, сомнений в определении возраста пород, неудачного выбора объекта исследований (например, из тектонического меланжа). Пригодными для тектонической интерпретации признаны ре-

Таблица 2

Реконструкция формы Карпато-Понтид в позднем мелу

№ на рис. 2	Ис-точник	Возраст	N	R	α_{95}	I	D	ΔD_{95}	λ_K	β	L_Q	L_{K_2}	GL_{K_2}	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
1*	[16]	K_2sn	97	0	7	+41	343	9	11	+28	60	88	Альпы: В—90	
2	[46]	K_2f-sn	30	0	6	+44	344	8	11	+27	60	87		
3	[32]	K_2sn	34	0	7	+53	318	11	13	+55	100	155		
4	[11]	K_2sn	6	100	9	+41	278	12	13	+95	50	145	Западные Карпаты: ЮВ—150	
5	[31]	K_2sn	8	100	9	+40	263	12	13	+110	50	160		
6	[11]	K_2sn	6	0	9	+49	256	13	13	+117	40	157		
7	[31]	K_2sn	20	100	7	+53	308	12	14	+66	60	126		
8	[31]	K_2sn	28	100	3	+35	260	4	14	+114	60	174		
9	[11]	K_2	38	10	10	+40	333	13	14	+41	100	141		
10	[28]	K_2c-f	228	0	3	+53	313	5	14	+61	80	141		
11	[28]	K_2cp	94	0	10	+46	300	14	14	+74	80	154		
12	[1]	K_2f-sn	43	92	6	+42	52	8	15	-37	140	103		Восточные Карпаты: ЮВ—115
13	[1]	K_2f-sn	10	100	7	+29	28	8	15	-13	140	127		
14	[36]	K_2sn	19	0	6	+60	344	12	14	+30	120	150	Балканиды: ЮВ—145	
15	[2]	K_2sn	23	0	6	+48	346	9	14	+28	110	138		
16	[36]	K_2sn	16	100	5	+34	314	6	15	+51	90	141		
17	[30]	K_2-P_1	6	0	3	+54	347	5	17	+30	80	110	Понтиды: ЮВ—125	
18	[38]	K_2	34	0	10	+50	347	16	18	+31	90	121		
19	[45]	K_2	4	100	8	+47	336	12	18	+42	90	132		
20	[45]	K_2	31	100	5	+36	337	6	18	+41	90	131		
21	[30]	K_2mstf	42	83	8	+34	313	12						
22	[21]	K_2	15	100	5	-6	326	5						

Примечание. N — количество использованных палеомагнитных образцов; R — количество обратномагнитных образцов в процентах к N ; α_{95} — радиус круга доверия при вероятности 95%; I, D — палеомагнитные наклонения и склонения; ΔD_{95} — точность определения склонения; L_Q — современное простирание исследованных структурных зон; λ_K — направление мелового палеомеридиана; β — угол поворота структурной зоны после позднего мела (знак плюс — поворот против часовой стрелки, минус — поворот по часовой стрелке); L_{K_2} — реконструкция простирания структурных зон в позднем мелу; GL_{K_2} — региональные простирания в позднем мелу. В колонках 8, 10, 12—14 указаны направления (в градусах) по отношению к современному меридиану.

* Регионы и участки палеомагнитных исследований: 1, 2 — Южные Альпы (Лессини, Виенца); 3 — Паннонский бассейн (Баконь); 4—11 — Западные Карпаты, внутренняя зона (4 — Кошарска, 5 — Брезова), Пьенинская зона (6 — Вршаец, 7 — Сирока, 8 — Дубова, 9 — Дунаец) и флишевая зона (10, 11); 12, 13 — Восточные Карпаты, Мармарошская зона (12 — Тербля, 13 — Кузя); 14 — 16 — Балканиды, Среднегорская зона (14 — Брезник, 15 — Луда-Яна, 16 — Ямбол); 17—20 — Понтиды (17 — Гереле, 18 — Месудие, 19 — Козкой, 20 — Торул); 21 — Западный Тавр (Испарта); 22 — Аравийская платформа (Кармел). Исследованные породы: известняки и доломиты (1, 2, 19, 21), мергели (3—9, 12, 13, 15), аргилиты (10, 11), песчаники (11, 20), дациты (20), андезиты (14, 16), базальты (17), вулканические туфы (18).

зультаты исследования, которые отвечают следующим требованиям: возраст пород обоснован, первичное или доскладчатое происхождение намагниченности аргументировано, радиус круга доверия α_{95} не более 10° . Большинство участков, на которых получены пригодные для интерпретации результаты, находятся в пределах Карпато-Понтической ветви Альпийского пояса (табл. 2, см. рис. 2).

Изменение направления простираения тектонических структур в пределах северной дуги Карпат согласовано с изменением направлений остаточной намагниченности (см. рис. 2, пункты 4—12), что свидетельствует о вторичном происхождении этой структурной дуги. Изгиб структур от Западных Карпат к Альпам сопровождается соответствующим поворотом векторов остаточной намагниченности (см. рис. 2, пункты 1—6). Данные по Балканидам (см. рис. 2, пункты 13—15) показывают, что изменение широтного простираения структур на северо-западное в Западном Среднегорье также сопровождается поворотом вектора остаточной намагниченности. Эти данные позволяют сделать вывод о вторичном происхождении дуговых структур Карпато-Балканского региона в результате деформаций, происходивших в послемеловое время. В табл. 2 приведена реконструкция простираения Карпато-Понтид в позднем мелу, основанная на результатах палеомагнитных исследований. По этим данным, тектонические зоны Карпат, Балкан и Понтид в позднем мелу имели юго-восточное простираение, которое в целом параллельно простираению современных Динарид.

Неоген. Палеомагнитные данные по породам палеогена малочисленны и противоречивы. Более определенные выводы можно сделать по результатам палеомагнитных исследований пород миоцена, которые были выполнены в северной дуге Карпат и в Паннонском бассейне (табл. 3, рис. 4). Средние склонения вектора миоценовой остаточной намагниченности, определенные за пределами альпийского пояса, в Западных Кар-

Таблица 3

Результаты палеомагнитных исследований пород миоцена

№ на рис. 4	Источник	Возраст	N	R	α_{95}	I	D	ΔD_{95}
1*	[39]	N_1^2 (15 м. л.)	111	100	2	+60	11	4
2	[40]	$P_3-N_1^1$ (16—41 м. л.)	316	68	6	+59	12	12
3	[34]	$P_3-N_1^1$ (23—32 м. л.)	167	83	7	+63	20	16
4	[12]	N_1	52	100	9	+73	12	32
5	[28]	N_1^3	48	100	7	+63	25	16
6	[28]	N_1^3	32	84	8	+56	20	14
7	[28]	N_1^3	170	43	3	+72	6	10
8	[8]	N_1	321	52	7	+60	1	14
9	[28]	N_1^3	42	21	5	+57	6	9
		N_1^2	73	56	4	+60	15	8
10	[28]	N_1^3	86	27	2	+67	352	5
11	[17]	N_1^2 (12—16 м. л.)	72	60	8	+55	0	14
12	[33]	N_1	170	55	7	+64	359	16
13	[17]	N_1^3 (9—13 м. л.)	96	40	10	+66	353	25
14	[28]	N_1^3	31	58	8	+56	339	14
			16	100	8	+45	340	11
15	[28]	N_1^3	128	63	6	+60	347	12
16	[17]	N_1	18	0	2	+63	21	4

N , R , α_{95} , I , D , ΔD_{95} — см. табл. 2.

* Регионы и участки палеомагнитного исследования: 1—3 — Внешняя Европа (1 — Нордлингер, 2 — Оберфальц, Хелдбург, 3 — Лауэн), 4 — Внешние Карпаты, Магурская зона (Узар), 5—16 — Внутренние Карпаты и Паннонский бассейн (5 — Втачник, 6 — Погрански-Ивовци, 7 — Штявник, 8 — Бёржён, 9 — Кремнече-Врхи, 10 — Поляна, Ягорье, 11 — Матра, 12 — Слагске-Врхи, 13 — Токая, Земплен, 14 — Вельки-Милня, 15 — Выгорлат, 16 — Мечек). Исследованные породы: туффы (1), базальты (2, 3), андезиты и дациты (4—16).

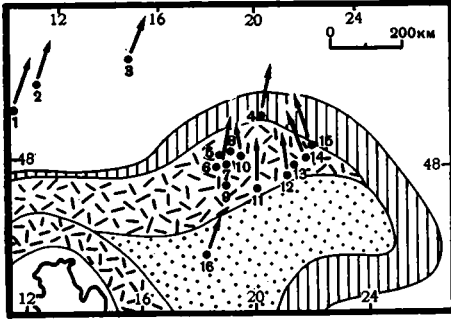


Рис. 4

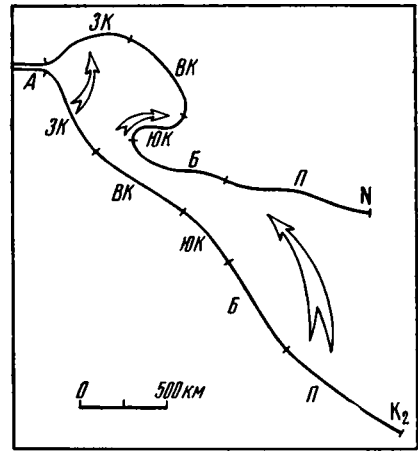


Рис. 5

Рис. 4. Результаты палеомагнитных исследований пород неогена (см. табл. 3). Условные обозначения на рис. 2

Рис. 5. Схема деформации Карпато-Понтической ветви Альпийского пояса в палеогене — раннем миоцене
Секторы: А — Восточно-Альпийский, ЗК — Западно-Карпатский, ВК — Восточно-Карпатский, ЮК — Южно-Карпатский, Б — Балканский, П — Понтический. Стрелки указывают направление вращения

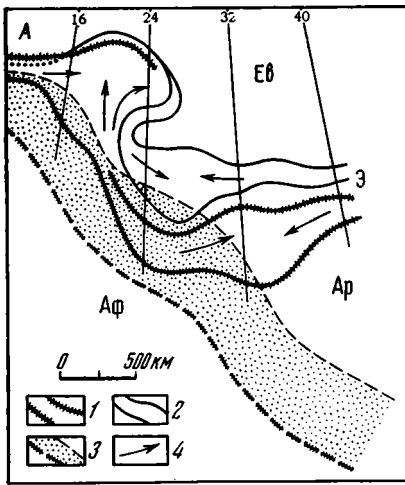


Рис. 6

Рис. 6. Схема деформации Альпийского пояса в палеогене — раннем миоцене
1—2 — современное положение структур Мезотетиса (1 — африканской окраины, 2 — европейской окраины), 3 — границы пояса в позднем мелу, 4 — направления течения масс в процессе деформации пояса. Буквами на схеме обозначены: Ар — Аравийская плита, Аф — Африканская плита, Ев — Евразийская плита, А, Э — Альпийская и Эрзурумская «шейки» складчатого пояса

патах и в северо-западной части Паннонского бассейна, близки между собой и простираются примерно вдоль неогенового меридиана. В северо-восточной части Паннонского бассейна векторы остаточной намагниченности немного отклоняются к северо-северо-западу. Результаты палеомагнитного исследования пород неогена свидетельствуют о том, что Карпатская структурная петля была сформирована не позднее раннего миоцена.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ КАРПАТСКОЙ СТРУКТУРНОЙ ПЕТЛИ

Формирование вторичной структурной петли возможно тремя способами. Первый вариант — автономное продольное растяжение карпатской части Карпато-Понтической складчатой системы. Формирование структурной петли может происходить таким путем под действием горизонтального штампа (например, края микроконтинента) или вследствие иных причин. При этом варианте тектонические зоны Карпат в процессе формирования структурной петли должны были испытать удлинение более чем в 2 раза (от 700 км до 1500 км). В таком случае общая длина Карпато-Понтической ветви пояса должна быть значительно больше протяженности Динаро-Таврской ветви. Между тем они равны. Против этого варианта свидетельствует и равная длина зон развития среднемиловых шарьяжей в обеих ветвях пояса.

Второй вариант предполагает формирование структурной петли вследствие деформации в плане всей Карпато-Понтической складчатой системы (см. рис. 5). В пользу этого варианта свидетельствуют равная длина обеих ветвей Альпийского пояса между Альпийской и Эрзурумской «шейками» и равная протяженность зон развития среднемиловых шарьяжей в обеих ветвях пояса. Этот вариант имеет важное следствие: при реконструкции позднемиловой структуры Карпатская и Динаро-Эллинская зоны развития среднемиловых шарьяжей совмещаются, образуя линейную складчатую систему с двусторонней вергентностью шарьяжей (см. рис. 3, А).

Третий вариант — пластическое перераспределение масс в пределах складчатой системы. При формировании структурной петли таким способом в ее пределы будут поступать (пластически перетекать) массы из соседних участков пояса, где можно ожидать компенсационного утонения этой системы. Такой процесс позволяет решить проблему заполнения внутреннего пространства формирующейся структурной петли. Значительное расширение Панноно-Анатолийской мегазоны на территории Паннонского бассейна находится в согласии с таким решением.

В свете изложенного история формирования Карпатской петли может быть представлена следующим образом. В юре — раннем мелу Динаро-Тавриды и Карпато-Понтиды представляли собой окраины соответственно Африкано-Аравийского и Евразийского континентов. Эти континенты были разделены океанической структурой Мезотетиса, который в рассматриваемом регионе представлял собой ансамбль краевых морей, проливов и микроконтинентов. Гемеро-Татранский микроконтинент тяготел к Африке, Бихорский, Мармарошский, Сербско-Македонский, Родопский, Пелагонийские микроконтиненты были расположены вблизи Евразии. В середине мела при сближении Африканского и Евразийского континентов возникла линейная складчатая область с двусторонней вергентностью. Особенности конфигурации краев континентов или кинематики литосферных плит привели к тому, что интенсивное шарьирование произошло не на всем рассматриваемом отрезке альпийского пояса, а было ограничено 1500-километровым интервалом. Оно охватило территорию теперешних Динаро-Эллинид и противостоявшую им территорию Карпат. Анализ вергентности шарьяжей показывает, что ось симметрии меловой складчатой системы не совпала с юрской глубоководной осью Мезотетиса (см. рис. 3, А). След глубоководной оси проходил между породами Африканского континента и Бихорским блоком, между породами Евразийского континента и Гемеро-Татранского микроконтинента. При этом шарьяжи не вышли за пределы Гемеро-Татрид, к северо-востоку от которых сохранился Пьенинский бассейн, в котором до маастрихта продолжалось формирование пелагических отложений.

При формировании Карпатской петли Гемеро-Татриды испытали вращение в направлении против движения часовой стрелки (см. табл. 2) вокруг оси, находящейся у границы Западных Карпат с Восточными Альпами. При этом Гемеро-Татриды переместились к северу на значительное расстояние. Подобно австро-альпийским шарьяжам перемещение Гемеро-Татрид, вероятно, происходило по пеннинскому океаническому субстрату. Этот субстрат обнажен в тектонических окнах вблизи Вехзеля и Мальтерна в Австрии и около Кёсега в Венгрии — в 100 км от северного края Гемеро-Татранской мегазоны [49]. Гемеро-Татриды, вероятно, находятся целиком в аллохтонном положении. Вследствие их перемещения к северу был закрыт Пьенинский бассейн, который частично раздавлен при сближении Гемеро-Татрид с краем Евразийского континента. Пьенинская сутурная мегазона содержит реликты этого глубоководного бассейна. Она четко приурочена к внешнему краю Гемеро-Татрид и естественно заканчивается у восточного конца Гемеро-Татранского блока.

Формирование Карпатской петли является следствием продольного смещения Карпато-Понтид относительно Динаро-Таврской ветви Альпийского пояса. Это смещение имело характер левого сдвига, наибольшая амплитуда которого — вдоль Вардарской зоны. Одновременно про-

исходило общее изгибание пояса вследствие поворота юго-восточной (малоазиатско-балканской) части пояса относительно его более северной части на 30—40° в направлении против движения часовой стрелки. В случае чистого вращения малоазиатско-балканская часть пояса должна была переместиться в северо-восточном направлении. Однако формирование Аравийского синтаксиса на востоке сделало движение в восточном направлении невозможным и перемещение происходило на север и северо-запад (рис. 5, 6). При этом первоначальная длина складчатого пояса оказалась избыточной по отношению к его новому положению. В результате одновременно с вращением малоазиатско-балканской части произошло укорочение рассматриваемого отрезка Альпийского пояса более чем на 30%, что сопровождалось его общей дисгармоничной деформацией. Среди последствий этой деформации — формирование Карпатской петли.

Время возникновения Карпатской петли, судя по приведенным палеомагнитным данным, находится в интервале палеоген — ранний миоцен. Геологические данные позволяют думать, что главные деформации произошли в конце указанного интервала. Именно в это время Пьенинская зона приобрела облик мегабрекчии, в Карпатах были закрыты флишевые бассейны и началось формирование молассы. Широкое развитие олигоцен-раннемиоценовых шарьяжей в обеих ветвях Альпийского пояса, вероятно, является процессом, синхронным с формированием Карпатской петли.

Естественно возникает вопрос о том, какие тектонические структуры располагались на месте, которое ныне занимает Карпатская петля. Возможны два главных пути решения этой проблемы пространства. В первом варианте при формировании петли автохтонные тектонические элементы были раздавлены и сжаты. Хороший пример таких преобразований — Пьенинская мегазона. Напряженная складчатость и надвиги во Флишевых Карпатах являются свидетелями того же процесса. Палеогеновый флишевый бассейн, имевший ширину от 300 до 600 км [44], в результате деформаций превратился в складчатую зону шириной менее 100 км, т. е. Флишевые Карпаты испытали поперечное сокращение на несколько сот километров. Второй вариант — крупномасштабное надвигание на Восточно-Европейскую платформу. Надвиг Флишевых Карпат на платформу хорошо известен. Минимальная амплитуда шарьирования флишевой мегазоны определена по буровым данным в Западных и Восточных Карпатах в 30 км. Действительная величина надвигания может быть в несколько раз больше. Следовательно, в процессе развития Карпатской петли имели место оба способа деформации. Можно сделать вывод о том, что при формировании структурной петли окраинные структуры Евразийского континента были смяты, скучены, частично раздавлены и далеко надвинуты на этот континент. Иными словами, Карпатская петля — образование относительно поверхностное. В глубокие части коры и мантии проникают лишь новообразованные структуры, возникшие в плиоцен-четвертичное время, а также структуры, сохранившиеся в автохтоне с донеогенового времени.

Новейшая деформация. Современная форма тектонических зон, данные о которой мы использовали при анализе, отражает также поздние деформации, которые привели к формированию современного рельефа. К плиоцен-четвертичному времени относится и развитие крупных впадин — Эгейской и Паннонской, которые наложены на все более ранние структуры региона. Возникает вопрос о степени искажения формы тектонических зон плиоцен-четвертичными деформациями. Миоценовые палеомагнитные векторы в северо-восточной части горного обрамления Паннонской впадины (пункты 13—15, табл. 3, см. рис. 4) отклоняются к северо-западу по сравнению с данными по Западным Карпатам (пункты 5—9, табл. 3, см. рис. 4). Это может отражать послемииоценовую деформацию, при которой, следовательно, происходит разгибание северной дуги Карпат. Естественно связать эту деформацию с расширением Паннонской впадины. Данные об Эгейской впадине свидетельствуют о ее

расширении в южном направлении, которое сопровождалось деформацией Эллино-Критской складчатой системы [9]. Таким образом, с развитием Паннонской впадины связана деформация Карпато-Понтической ветви, а с развитием Эгейской впадины — деформация Динаро-Таврской ветви пояса. Эти новейшие деформации в обеих ветвях пояса одновременны и примерно компенсируют друг друга. Поэтому приведенное выше сравнение Карпато-Понтид и Динаро-Таврид для реконструкции доплиоценовых структур было правомерным. Возможно, что продольное смещение двух ветвей Альпийского пояса друг относительно друга продолжается в позднем кайнозое и формирование Паннонской и Эгейской впадин является частью этого процесса.

Обсуждение. Многие думают, что Карпатская петля в готовом или наполовину готовом виде существует с мезозоя, относя ее формирование к среднемиловому тектогенезу или более раннему времени [3, 41 и др.]. С другой стороны, были высказаны предположения о том, что формирование Карпатской петли происходило одновременно с образованием Паннонской и Трансильванской впадин в неоген-четвертичное время [14, 22]. Оба предположения находятся в противоречии с результатами палеомагнитных исследований в Западных и Восточных Карпатах.

Тектонические интерпретации геологического строения рассмотренного региона многочисленны. Концепции, которые на многие годы определили стиль тектонических построений, были разработаны в первой четверти века Э. Арганом и Л. Кобером. Представления Л. Кобера о существовании древнего срединного массива в фундаменте Паннонской впадины лежат в основе многих фиксистских схем развития Карпато-Паннонского региона. Эти схемы находятся в противоречии с результатами палеомагнитных исследований и данными бурения во впадине.

На идеи Э. Аргана опираются мобилистские интерпретации, включая новейшие, основанные на теории литосферных плит. В большинстве таких схем формирование Карпатской петли происходит под действием горизонтального штампа, которым служит край мегашарьяжа или древнего массива, микроконтинента [3, 6, 10 и др.]. Г. П. Лаубшер [29] высказал предположение о смещении в олигоцене — неогене Восточных Альп и Гемеро-Татрид на 300 км в восточном направлении по отношению к Динаридам и Внешним Карпатам. Г. Вейн оценил амплитуду смещения в 700—800 км [49]. При таком перемещении вдоль северного края Гемеро-Татранского блока должен был произойти левый сдвиг на сотни километров, а у восточного края — возникнуть компенсационные структуры сжатия, надвига или поддвига. Между тем структура узкой Пьенинской мегазоны на северной и восточной границах Гемеро-Татранского блока не имеет принципиальных отличий. Кроме того, рассматриваемая схема переносит решение проблемы пространства из Карпато-Паннонского региона в Западные Альпы, что совсем не облегчает задачу. К рассматриваемой гипотезе близки схемы, в которых формирование Карпатской петли связано с движением в западном направлении двух жестких континентальных блоков [3, 10] или относительным смещением Паннонского массива и Мезийского блока по разделяющему их сдвигу [26]. Правый сдвиг, или трансформный разлом вдоль Южных Карпат, показан на схемах многих авторов, но не обнаружен полевыми работами. Существуют также схемы, авторы которых связывают формирование структурной петли Карпат с расширением фундамента Паннонского бассейна [14, 22 и др.].

Все перечисленные и многие другие схемы формирования Карпатской петли (кроме фиксистских) предусматривают значительное увеличение длины тектонических зон Карпат в процессе возникновения этой структурной петли. Выше было показано, что автономное удлинение структурных зон Карпат находится в противоречии с данными о форме складчатого пояса. Обратимся к построениям, которые лишены указанного недостатка. Е. Садецки-Кардош [43 и др.] предполагает, что Карпатская петля возникла при перемещении Мезийского блока к северу, которое сопровождалось вращением этого блока в направлении движения часовой

стрелки на 40—60°. Такое предположение может быть проверено палеомагнитными исследованиями. Оно не противоречит предлагаемой схеме формирования Карпатской петли (см. рис. 5, 6). Эта схема близка к взглядам Ж. Брюнна [15], в основе которых лежит идея о перемещении масс вдоль Альпийского пояса. По его представлениям, причиной таких перемещений является давление Аравийского щита. Оно вызвало движение масс, которое происходило от Эрзурумской «шейки» вдоль пояса на запад, а затем на север и достигало Карпатского региона.

В предлагаемой модели новым элементом является вывод о продольном сокращении складчатого пояса, которое произошло вследствие поворота малоазиатско-балканской части пояса относительно его более северной части. Общая дисгармоничная деформация Альпийского пояса, возникшая вследствие изменения его формы, сопровождалась течением масс внутри пояса (см. рис. 6) в иных направлениях по сравнению со схемой Ж. Брюнна [15]. При этом вследствие отслоения Карпато-Понтической и Динаро-Таврской ветвей Альпийского пояса друг от друга и их дисгармоничной деформации возникли Таврская и Эгейская структурные дуги и Карпатская структурная петля. Карпатская петля была сформирована в результате пластического изгиба и пластического течения, вызванных продольным сокращением рассмотренной части Альпийского пояса.

Литература

1. *Баженев М. Л., Буртман В. С.* О природе северной дуги Карпат.— Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 3, с. 681—685.
2. *Бажанов М. Л., Буртман В. С., Карагулева Ю.* Исследование верхнемеловых пород Панагюрской полосы палеомагнитным методом.— Геотектоника, тектонофизика, геодинамика. София, 1983, т. 15, с. 47—52.
3. *Безр М. А.* Особенности геодинамики Карпато-Динарского региона.— В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 146—155.
4. *Буртман В. С., Рудаков С. Г.* О границе Внутренних и Внешних Карпат в Чивчинских горах.— Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 4, с. 911—915.
5. *Клар Э.* Структурный очерк Восточных Альп.— В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976, с. 256—272.
6. *Пейве А. В.* Основные черты тектоники Балкано-Карпатской области.— 8 Конгр. Карпато-Балкан. геол. ассоц. Геотектоника. Белград, 1967, с. 173—178.
7. *Трюмпи Р. В.* Последовательность орогенических событий в Центральных Альпах.— В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976, с. 233—256.
8. *Andro J., Krs K., Marton E., Marton P.* Paleomagnetism of the Borzsony Mountains (Hungary).— Pure Applied Geophysics, 1977, v. 115, № 4, p. 979—987.
9. *Angelier J., Lubéris N., Pichon X. L., Barrier E., Huchon P.* The tectonic development of the Hellenic arc and the Sea of Crete: synthesis.— Tectonophysics, 1982, v. 86, № 1—3, p. 159—196.
10. *Balla Z.* Development of the Pannonian basin basement through the Cretaceous-Cenozoic collision: a new synthesis.— Tectonophysics, 1982, v. 88, № 1—2, p. 61—102.
11. *Bazenov M. L., Began A., Birkenmajer K., Burtman V. S.* Paleomagnetic evidence of the tectonic origin of the curvature of the West Carpathian Arc.— Bull. Acad. Polonaise Sci., Ser. Sci. Terre, 1980, v. 28, № 4, p. 281—290.
12. *Birkenmajer K., Nairn A. E. M.* Studia paleomagnetyczne skal Polskich: neogenskie skaly Ogniove Pienu.— Rocznik Polskiego Tow. Geolog., Krakov, 1968, t. 38, № 4, p. 475—489.
13. *Bleahu M.* Structure geologique des Apuseni septentrionaux.— Rev. roum, géol., géophys. et géogr., Geol., 1976, v. 20, № 1, p. 27—39.
14. *Boccaletti M., Manetti P., Peccerillo A.* Hypothesis on the plate tectonic evolution of the Carpath-Balkan arcs.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1964, v. 23, № 2, p. 193—198.
15. *Brunn J. H.* Les zones helléniques internes et leur extension. Reflexion sur l'orogenese alpine.— Bull. Soc. geol. France, 7 ser., 1960, t. II, p. 470—486.
16. *Channell J. E. T., Tarling D. H.* Paleomagnetism and the rotation of Italy.— Earth. Planet. Sci. Lett., 1975, v. 25, № 2, p. 177—188.
17. *Dagley P., Ade-Hall J. M.* Cretaceous, Tertiary and Quaternary paleomagnetic results from Hungary.— Geophysical Journ. Royal Astron. Society, 1970, v. 20, № 1, p. 65—87.
18. *El-Shazly E. M., Krs M.* Magnetism and palaeomagnetism of Oligocene basalts from Abu-Zaabal and Qatrani, Northern Egypt.— Geofis. Sbornic, Pr., 1973, t. XIX, № 356, p. 261—270.
19. *Embey-Isztin A.* Major element patterns in hungarian basaltic rocks: an approach to determine their tectonic settings.— Ann. hist.-natur. Mus. nat. Hung., 1980, v. 72, p. 19—31.
20. *Geszy B.* Plate tectonics and paleogeography in the East Mediterranean Mesozoic.— Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 1973, v. 17, p. 421—428.
21. *Helsley C. E., Nur A.* The paleomagnetism of Cretaceous rocks from Israel.— Earth planet. Sci. Lett., 1970, v. 8, № 6, p. 403—410.

22. Horváth F., Berckhemer H., Stegena L. Models of Mediterranean backarc basin formation.— *Phil. Trans. Roy. Soc. L.*, 1981, A300, № 1454, p. 383—401.
23. Horváth F., Vörös A., Onuoha K. M. Plate-tectonics of the western Carpatho-Pannonian region: a working hypothesis.— *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* (1977), 1979, v. 21, № 4, p. 207—221.
24. Juteau T. Ophiolites des Taurides: essai sur leur histoire océanique.— *Rev. géol. dyn. et géogr. phys.*, 1979, v. 21, № 3, p. 191—214.
25. Karagjuleva J., Gočev P., Pironkov P. Types and features of alpine nappes in Bulgaria.— In: *Alpine structural elements: Carpathian-Balkan-Caucasus-Pamir orogene zone*. Br., 1982, p. 57—74.
26. Karagjuleva J., Kostadinov V., Bončev E. The Carpato-Balkan sigmoid in the context of shearing transite wrench-fault lines.— *Geol. Balcan.*, 1980, v. 10, № 1, p. 3—14.
27. Korab T., Krs M., Krsová M., Pagác P. Palaeomagnetic investigations of Albanian (?) — Paleocene to lower Oligocene sediments from the Dukla unit, East Slovakian Flysch, Czechoslovakia.— *Západné Karpaty. Sér. geol.*, 1981, v. 7, p. 127—149.
28. Krs M., Muska P., Orlický O., Padac P. Palaeomagnetic investigations in the West Carpathian.— In: *Geodynamic Investigations in Czechoslovakia*. Br., 1979, p. 207—214.
29. Laubscher H. P. Das Alpen-Dinariden-problem und die palinspastik der südlichen Tetys.— *Geol. Rundschau*, 1971, B. 60, N 3, S. 813—833.
30. Lauer J.-P. L'évolution géodynamique de la Turquie et de Chypre deduite de l'étude paléomagnétique. Strasbourg, 1981, p. 1—299.
31. Marschalko R., Padác P. Preliminary results of palaeomagnetic study of varied Upper Cretaceous sediments of the Pienin, Manin and Central blocks of the west Carpathians (North-West Slovakia).— *Contrib. Geophys. Inst. Slov. Acad. Sci.*, 1980, v. 10, p. 77—83.
32. Marton E., Marton P. A refined apparent polar wander curve for the Transdanubian Central Mauntines and its bearing on the Miditerranean tectonic history.— *Tectonophysics*, 1983, v. 98, № 1—2, p. 43—57.
33. Nairn A. E. M. Palaeomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: a palaeomagnetic study of the East Slovak Province.— *Geol. Rundschau*, 1967, B. 56, № 2, S. 408—419.
34. Nairn A. E. M., Wollstadt H. Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: the Tertiary volcanics of the Lausitz area Germany.— *Geol. Rundschau*, 1968, B. 57, H. 2, S. 385—402.
35. Nozharov P. B., Veljovic D. Paleomagnetism of some Upper Cretaceous volcanites in the Timok eruptive region and Srednegoriye.— *Докл. Болг. АН*, 1974, т. 27, № 2, с. 199—202.
36. Nozharov P. B., Veljovic D., Petkov N. I. Results of paleomagnetic studies of some magmatic rocks in Srednegoriye and Strandja.— *Докл. Болг. АН*, 1977, т. 30, № 4, с. 539—533.
37. Onuoha K. M. Tectonic significance of some geochemical date associated with the ophiolitic complexes of the Darno megatectonic line, NE Hungary.— *Acta. Geol. Acad. Sci. Hungaricae*, 1977, v. 21, № 1—3, p. 133—141.
38. Orbay N., Bayburdi A. Palaeomagnetism of dykes and tuffs from the Mesudiye region and rotation of Turkey.— *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1979, v. 59, № 3, p. 437—444.
39. Peterson N., Soffel H., Pohl J., Helburg K. Rockmagnetic research at the Institut für Angewandte Geophysik, Universität München.— *J. Geomagn. and Geoelectr. (Japan)*, 1965, v. 17, № 3—4, p. 363—372.
40. Rohl J., Soffel H. Palaeomagnetic and rock magnetic investigations of Tertiary volcanics in Northern Bavaria.— *J. Geophys.*, 1977, v. 42, № 5, p. 459—474.
41. Sandulescu M. Analyse geotectonique des chaines Alpines situees autour de la mer Noire Occidentale.— *Ann. Inst. Geol. Geophys., Buc.*, 1980, t. 56, p. 5—54.
42. Soffel H. The paleomagnetism of age dated Tertiary volcanites of the Monti Lessint (Northern Italy) and its implication to the rotation of Northern Italy.— *J. Geophys.*, 1975, v. 41, № 4, p. 385—400.
43. Szadeczky-Kardoss E. The belts of subduction in the Carpathian-Pannonian-Dinaric area.— In: *Tectonic problems of the Alpine system*. Br., 1975, p. 69—85.
44. Unrug R. Palinspastic reconstruction of the Carpathian arc before the Neogene tectogenesis.— *Rocz. Pol. tow. geol.*, 1979, v. 49, № 1—2, p. 3—21.
45. Van der Voo R. Jurassic, Cretaceous and Eocene pole positions from northeastern Turkey.— *Tectonophysics*, 1968, v. 6, № 3, p. 251—269.
46. Vanderberd J., Wonders A. A. H. Paleomagnetic evidence of large fault displacement around the Po-basin.— *Tectonophysics*, 1976, v. 33, № 3—4, p. 301—320.
47. Vollstadt H., Rother K., Nozharov P. The paleomagnetic stability and the petrology of some Caenozoic and Cretaceous andesites of Bulgaria.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1968, v. 3, № 5, p. 399—408.
48. Vörös A. Provinciality of the Mediterranean Lower Jurassic brachiopod fauna: causes and plate tectonic implications.— *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 1977, v. 21, № 1, p. 1—16.
49. Wein G. A. Kárpát-medence alpitectogenise.— *Magy. allami földt. intézési jelent, az 1976 evröl*. Bp., 1978, p. 245—256.

УДК 551.243(574.3)

Х Р Ы Ч Е В Б. А.

КАРТИРОВАНИЕ ВЗБРОСОВ И НАДВИГОВ ЖАЛАИР-НАЙМАНСКОЙ ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА МЕТОДОМ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН (МОВ)

Рассмотрены результаты работ методом отраженных волн по трем профилям, пересекающим Жалаир-Найманский синклиниорий. Прослежены наклонные поверхности разрывных нарушений. Углы падения уменьшаются по мере увеличения глубины от 40—60° у поверхности земли до 40° на глубине 9—10 км. В плоскости, ортогональной Жалаир-Найманской шовной зоне, происходили движения типа надвигов и взбросов. Результативная амплитуда перемещения по вертикали была не менее 2—3 км. По этим же разрывам происходили движения сдвигового характера, чем объясняется разноплановость простираения пород, кливажа и разломов в Жалаир-Найманской шовной зоне.

Жалаир-Найманский синклиниорий является важнейшим элементом Чу-Илийского складчатого пояса. По геологическим данным [3], это шовная зона палеозой, протягивающаяся в северо-западном направлении более чем на 700 км при ширине от 10 до 30—40 км (рис. 1).

Внутренняя структура полосы характеризуется интенсивной складчатостью и метаморфизмом. Максимальная степень деформации и метаморфизма пород достигается в узких блоках, включающих гипербазитовые тела. В плане зона отличается линзовидной формой блоков при общей их разноплановости: тесном сочетании северо-западных (315°) и субширотных (280°) простираций пород, кливажа, разрывов. Одна из особенностей магматизма Чу-Илийского пояса — почти полное отсутствие гранитоидных интрузий и кислых эффузивов в Жалаир-Найманской офиолитовой зоне при их широком распространении на остальной территории.

Жалаир-Найманский синклиниорий образован в рифейско-нижнепалеозойское время, все более поздние процессы, включая неотектонический этап образования Чу-Илийских гор, наследовали древний структурный план.

Анализ геологических данных на современном этапе позволил Е. И. Паталахе рассматривать «Жалаир-Найманскую зону разломов как некое подобие фронтального столкновения литосферных плит, расположенных по обе стороны ее, т. е. образец именно крупномасштабной и „внешней“ тектоники в отличие от того, что наблюдается на поднятиях (Кендыктас, Чуйское и пр.)» [3, с. 476].

В 1974—1977 гг. в соответствии с общей программой геологического изучения Чу-Илийского региона были проведены комплексные геофизические исследования по ряду региональных профилей [4]. По трем из них выполнены работы методом отраженных волн (см. рис. 1).

Наблюдения МОВ выполнялись по методике однократного непрерывного профилирования, взрывной интервал 1175 м, длина годографа 2350 м, шаг групп сейсмоприемников 25 м, каналов 96 (две сеймостанции «Поиск»-1-48-МОВ), сейсмоприемников СВ-1-30 в группе — 11 шт. на базе 50 м, группирование трех скважин глубиной 16 м, вес суммарного заряда 30 кг, время регистрации 12 с, полоса регистрации 20—70 Гц. Параметры методики были выбраны на основе опыта сейсмических работ в рудных районах Казахстана. Для определения положения отражаю-

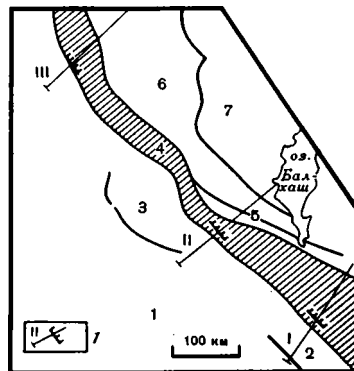
ших границ в пространстве проводились наблюдения на коротких профилях-рассечках, перпендикулярных к основному профилю. Рассечки отрабатывались через 5—10 км.

По всем трем профилям МОВ у юго-западного ограничения Жалаир-Найманского синклиория, главного структурного элемента региона (см. рис. 1), волновые поля имеют общие характерные особенности, не свойственные другим частям профилей (рис. 2).

По профилю I на фоне поля коротких осей синфазности выделяется волна t_n в интервале пикетов 72,850—78,725 на временах 0,75—2,25 с. Кажущаяся скорость волны практически не зависит от местоположения пунктов взрыва и составляет $\approx 7,8$ км/с. Форма записи очень компактная и представлена двумя фазами, видимая частота 30—40 Гц. Амплитуда резко меняется по профилю независимо от времени регистрации, вследствие чего на одних участках волна является доминирующей (пикеты 72,850—74,025; 76,375—78,725), а на других едва прослеживается (пикет 75,200).

Рис. 1. Схема районирования Чу-Илийского региона

I — профили МОВ в области выхода надвиговых зон к дневной поверхности: 1 — Чуйская впадина, 2 — Чуйский антиклинорий, 3 — Кендыктасский антиклинорий, 4 — Жалаир-Найманский синклиорий, 5 — Сарытумская зона, 6 — Бурунтауский антиклинорий, 7 — Западно-Балхашский синклиорий



В результате построения получена отражающая площадка протяженностью около 5 км (рис. 3). Угол падения 40° , азимут угла падения 40° . Угол между линией профиля, имеющего азимут 30° , и линией простирающейся площадки близок к прямому и составляет $\approx 100^\circ$. Ниже по разрезу на продолжении описанной отражающей площадки выделяется еще одна площадка с близкими к первой элементами залегания. В совокупности они, очевидно, характеризуют геологически единый структурный элемент, простирающийся от поверхности земли до 9 км.

В геологическом отношении участок профиля I расположен в пределах Отарского поднятия, сложенного интенсивно дислоцированными кембрийскими терригенными отложениями. Степень дислоцированности достигает максимальных значений в области приближения отражающей площадки к дневной поверхности. Северо-восточнее по геолого-геофизическим данным выявлен тектонический блок зеленокаменных пород основного и ультраосновного состава протерозой-нижнекембрийского возраста.

Учитывая высокую степень деформации кембрийских отложений, едва ли возможно связывать с ними возможность образования плоской отражающей поверхности с линейными размерами в разрезе не менее 13 км. Вероятнее всего, она связана с разрывным нарушением, сохранившим форму почти идеальной плоскости. Этим обстоятельством, очевидно, объясняется и компактная форма записи волны, не свойственная для слоистых сред, а характерная для разрывных нарушений. Резкие колебания амплитуды волны также указывают на ее связь с разломом, по которому контактируют породы с разными физическими свойствами. В случае большого контраста физических свойств контактирующих пород образуется доминирующая волна, в случае малого — слабая волна. Всякое крыло разлома, вероятно, смещено вверх, о чем свидетельствует нали-

чие в нем блока более древних зеленокаменных пород. Это позволяет отнести тектонический разрыв к типу надвига.

На профиле II своеобразие волновой картины проявлено наиболее ярко (см. рис. 2). Здесь волна t_{n1} доминирует почти во всей области своего существования — от пикета 78,725 до 85,775 на времени 1,14—2,95 с. Низкая интенсивность отмечается лишь в районе пункта взрыва 83,425. Форма записи короткая, не более 2—3 фаз, видимая частота 40 Гц. Кажущаяся скорость практически не зависит от положения пунктов взрыва и составляет 6,0 км/с. На линии экстраполяции годографа к

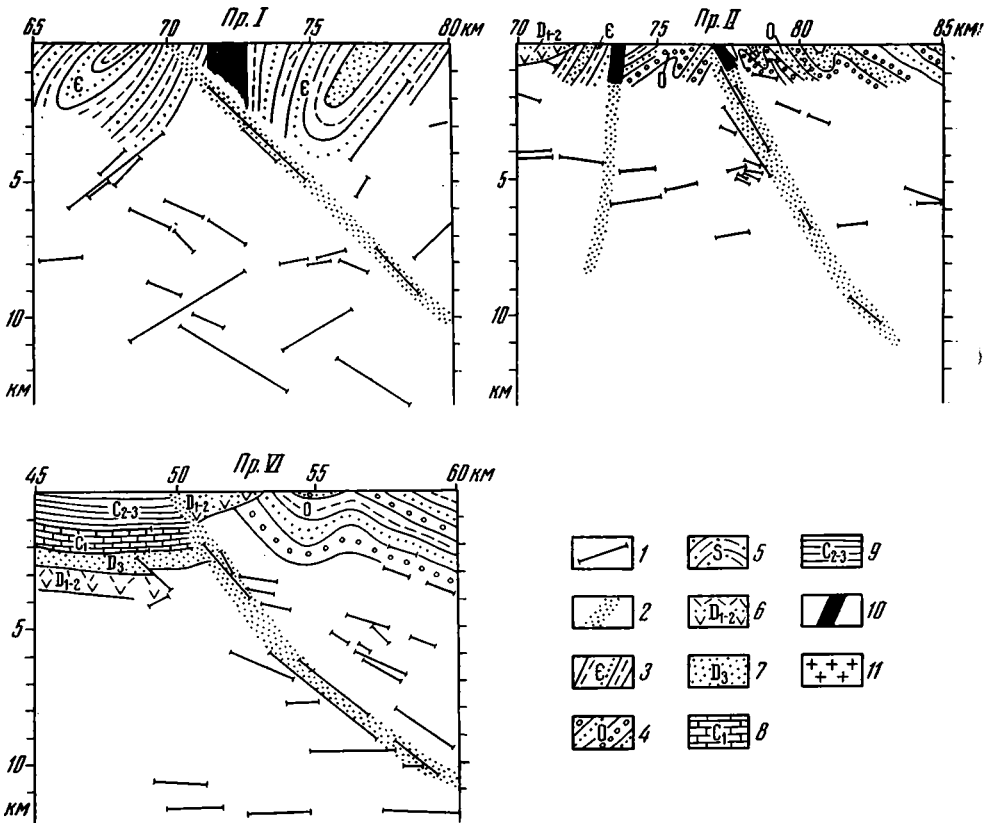


Рис. 3. Сейсмогеологические разрезы по профилям I, II и III
 1 — отражающие площадки, 2 — зоны разрывных нарушений, по данным МОВ и ГСЗ, 3 — кембрийские терригенные отложения, преимущественно песчаники, 4 — ордовикские терригенные отложения: конгломераты, гравелиты, песчаники, аргиллиты, алевролиты с прослоями известняков и туфов дацитового состава, 5 — силурийские терригенные отложения, 6 — ниже- и среднедевонские эффузивно-осадочные отложения: песчаники, гравелиты, конгломераты, андезиты, порфириты, дацитовые порфиры с прослоями алевролитов и песчаных известняков, 7 — верхнедевонские разномерные отложения: аргиллиты, известняки, мергели, алевролиты, конгломераты, 8 — средне- и верхнекаменноугольные терригенные отложения, 9 — средне- и верхнекаменноугольные терригенные отложения, 10 — ультраосновные и основные породы: пироксениты, амфиболиты, габбро, серпентиниты, 11 — гранитоиды

первым вступлением зарегистрирована дифрагированная волна с минимумом над пикетом 76,950. Отраженная и дифрагированная волны, очевидно, обязаны своим происхождением одному сейсмоактивному объекту. Несколько позже волны t_{n1} , наблюдается еще одна волна t_{n2} с близкими к первой кинематическими параметрами, но с меньшей областью существования (пикеты 79,900—83,425). Динамически выраженные многофазные отражения, характерные для слоистых толщ, выделяются в интервале пикетов 83,425—84,600 и 85,775—89,300.

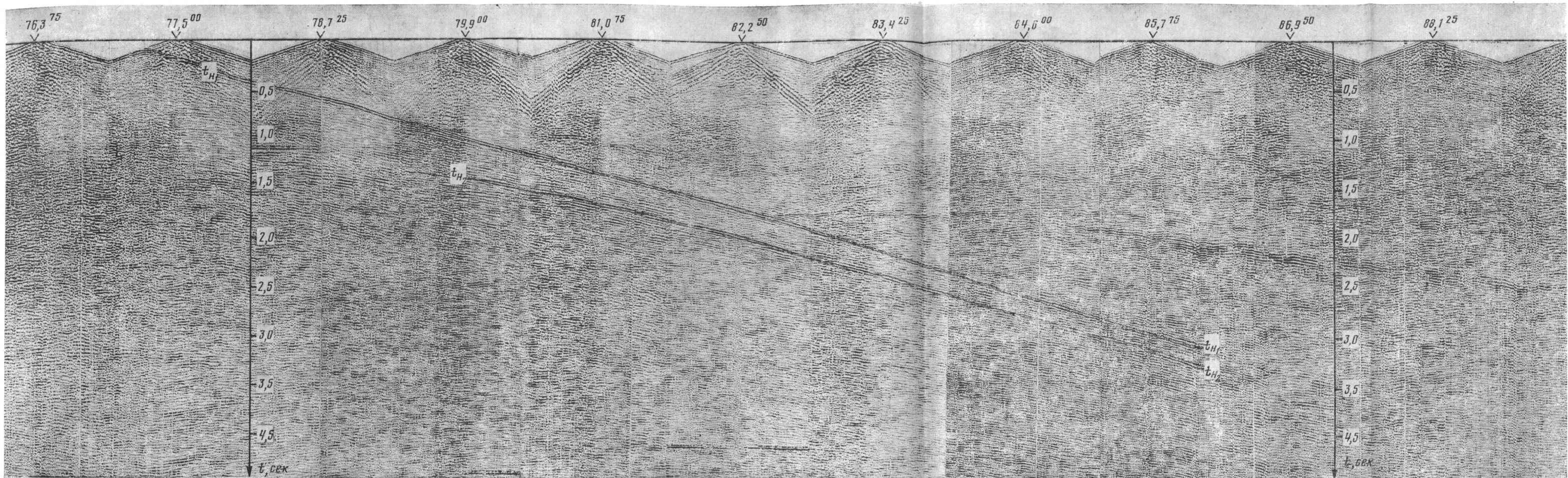


Рис. 2. Волновые поля отраженных волн, зарегистрированных в области надвиговых зон Жалаир-Найманского синклинория по профилю II

В результате построений по волнам $t_{н1}$ и $t_{н2}$ получены отражающие площадки (см. рис. 3). Первая имеет угол падения 60° , линейные размеры в плоскости профиля 3,6 км и выходит к дневной поверхности в точке дифракции на пикете 76,950. Вторая характеризуется углом падения 56° и линейными размерами 3,2 км. Азимуты углов падения не измерялись, но, судя по направлению простираения разрывных нарушений на поверхности по геологическим данным, они должны быть близки к 40° , т. е. практически совпадают с линией профиля, имеющего азимут 45° . На продолжении этих площадок в нижней части разреза зафиксированы еще две площадки, продолжающие отражающую поверхность с перерывами до глубин около 10 км и подчеркивающие ее выполаживание по мере увеличения глубины.

В геологическом отношении этот участок профиля II расположен в пределах Андысайского поднятия, сложенного терригенным комплексом осадочных пород ордовика. Степень дислоцированности пород высокая. В области выхода отражающей границы к дневной поверхности (пикет 86,950) геологическими наблюдениями Р. Смагулова [4] изучена зона дробления шириной 300 м, сложенная глыбово-обломочным меланжем с серпентинитовым цементом, в котором заключены линейно-вытянутые обломки пироксенитов и других пород рифейско-нижнекембрийского возраста. Зона четко фиксируется аномалией магнитного поля интенсивностью до 3000 гамм.

Таким образом, выявленные по профилю II отражающие площадки, очевидно, связаны с разрывом северо-восточного падения. Угол падения постепенно меняется от 60° у поверхности земли до 40° на глубине 9—10 км.

На профиле III волновая картина отличается наибольшей сложностью. Поле насыщено интенсивными короткими отражениями, на фоне которых с разрывами прослеживается широкая группа волн типа $t_{н}$. Интервал регистрации: пикеты 54,050—56,400 км, время 1,41—2,07 с. Кажущаяся скорость 7,1 км/с. После прохождения зоны интерференции (район пункта взрыва 57,575) вновь выделяются волны с той же кажущейся скоростью.

В результате построения получена отражающая площадка протяженностью 2,2 км с углом падения 57° и азимутом угла падения 50° (азимут профиля 45°). В более глубокой части разреза зафиксирован еще ряд площадок, продолжающих первую до глубин 10—11 км. Четко отмечается выполаживание отражающей поверхности от 50° сверху до 40° на глубине 10 км.

По геологическим и сейсмическим данным, описываемый участок в верхней части сложен терригенным комплексом пород ордовика, эффузивно-осадочными породами нижнего — среднего девона, красноцветными терригенными породами верхнего девона, терригенно-карбонатной толщей нижнего карбона и терригенными породами среднего — верхнего карбона. В области приближения отражающей плоскости к дневной поверхности зафиксирован тектонический контакт пород D_{1-2} и C_{2-3} .

Таким образом, и по профилю III связь отражающей поверхности с плоскостью разрывного нарушения сомнений не вызывает. Учитывая то, что всякое крыло разрыва сложено более древними породами, а угол падения уменьшается от 50° у поверхности земли до 40° на глубине 10 км, нарушение можно отнести к типу крутого надвига.

Итак, по трем профилям зафиксированы отражающие площадки, характеризующие поверхности разрывных нарушений от поверхности земли до глубин 8—11 км. Наблюдается тенденция постепенного выполаживания этих разрывов с увеличением глубины, что характерно для надвигов. Прерывистость прослеживания разломов объясняется в первую очередь геологическими причинами (изменениями контрастности физических параметров пород, контактирующих по разлому) и во вторую — сейсмическими (зонами интерференции волн).

Разрывы выделены по всем профилям МОВ, пересекающим Жалаир-Найманский синклиорий на всем его протяжении (профили I и III от-

стоят друг от друга на 460—480 км). Следует отметить, что движения по разрывам, очевидно, происходили не только в ортогональной к ним плоскости (взбросы и надвиги), но и вдоль линии простирания шовной зоны (сдвиги). Этим объясняется указанная выше разноплановость структур в Жалаир-Найманской зоне.

Из приведенных материалов следует, что взбросо-надвиговая зона имеет региональный характер распространения и, очевидно, явилась результатом сжатия крупных блоков земной коры.

В связи с этим определенный интерес представляет сопоставление данных МОВ с данными ГСЗ, которые получены на профиле II МОВ, совпадающем с профилем ГСЗ Арысь — Балхаш.

Совмещенные разрезы (рис. 4) характеризуют глубинное строение земной коры Чу-Сарысуйской впадины, юго-восточное окончание Чуйского антиклинория, Жалаир-Найманского синклинория, Сарытумской зоны, Бурунтауского антиклинория и Западно-Балхашского синклинория (см. рис. 1).

Методом ГСЗ достоверно изучена поверхность Мохоровичича (М) и скоростные параметры кристаллической части земной коры. В земной коре не зафиксировано региональных границ, разделяющих ее на отдельные слои, но выделено значительное число отражающих площадок протяженностью до 10—15 км.

Поверхность М прослежена по встречным годографам преломленных волн и характеризуется стабильным значением граничной скорости 8,2 км/с. Осредненные значения сейсмических скоростей в земной коре увеличиваются от 5—5,5 км/с у поверхности до 6,8—6,85 км/с в подошве коры. Увеличение скорости с глубиной осложнено множеством локальных изменений, которые в равной мере имеют как положительный, так и отрицательный знак. Именно этим обстоятельством можно объяснить образование в земной коре большого числа интенсивных отраженных волн при незначительном диапазоне изменения осредненных значений скорости в коре. Соответствующие этим отражениям площадки характеризуются ограниченными размерами. Как правило, их протяженность не превосходит 10—15 км, что указывает на локальный характер распространения литологических разностей пород не только вблизи поверхности, но и в глубинных частях кристаллической коры.

При переходе от коры к мантии происходит скачок скорости от 6,8—6,85 до 8,2 км/с, чем обеспечивается достоверное и повсеместное прослеживание поверхности М.

В пределах Чу-Сарысуйской впадины залегание раздела М плавно меняется от 42 до 43 км. Кристаллическая часть земной коры характеризуется повышенными значениями скорости, которые достигают 6,5 км/с на глубине 16—19 км. В верхней части разреза под осадочным слоем, по данным МОВ, выделено множество субгоризонтальных и слабонаклоненных коротких отражающих площадок. В средней и нижней частях коры, по данным ГСЗ, прослежены практически горизонтальные площадки протяженностью до 15 км.

Под Чуйским антиклинорием поверхность М через уступ погружается на северо-восток в сторону Жалаир-Найманского синклинория от 43 до 47 км. Выше уступа выделяется наклонная зона, при приближении к которой нарушается прослеживание субгоризонтальных отражающих границ в нижней половине земной коры и сокращается насыщенность отражающими площадками ее верхней части. По геологическим данным, эта зона трассируется юго-западной границей Жалаир-Найманского синклинория, где в сечении профиля обнажаются интенсивно дислоцированные раннегеосинклинальные образования кембрия и узкий блок пород ультраосновного состава. Северо-восточнее этого блока фиксируются выходы ордовикских отложений. Совокупность приведенных данных позволяет сделать предположение о их связи с глубинным разломом, проникающим в верхнюю мантию. Угол падения разлома уменьшается с глубиной от 75 до 60°. Взброшено юго-западное крыло. Амплитуда взброса по подошве коры 3—4 км.

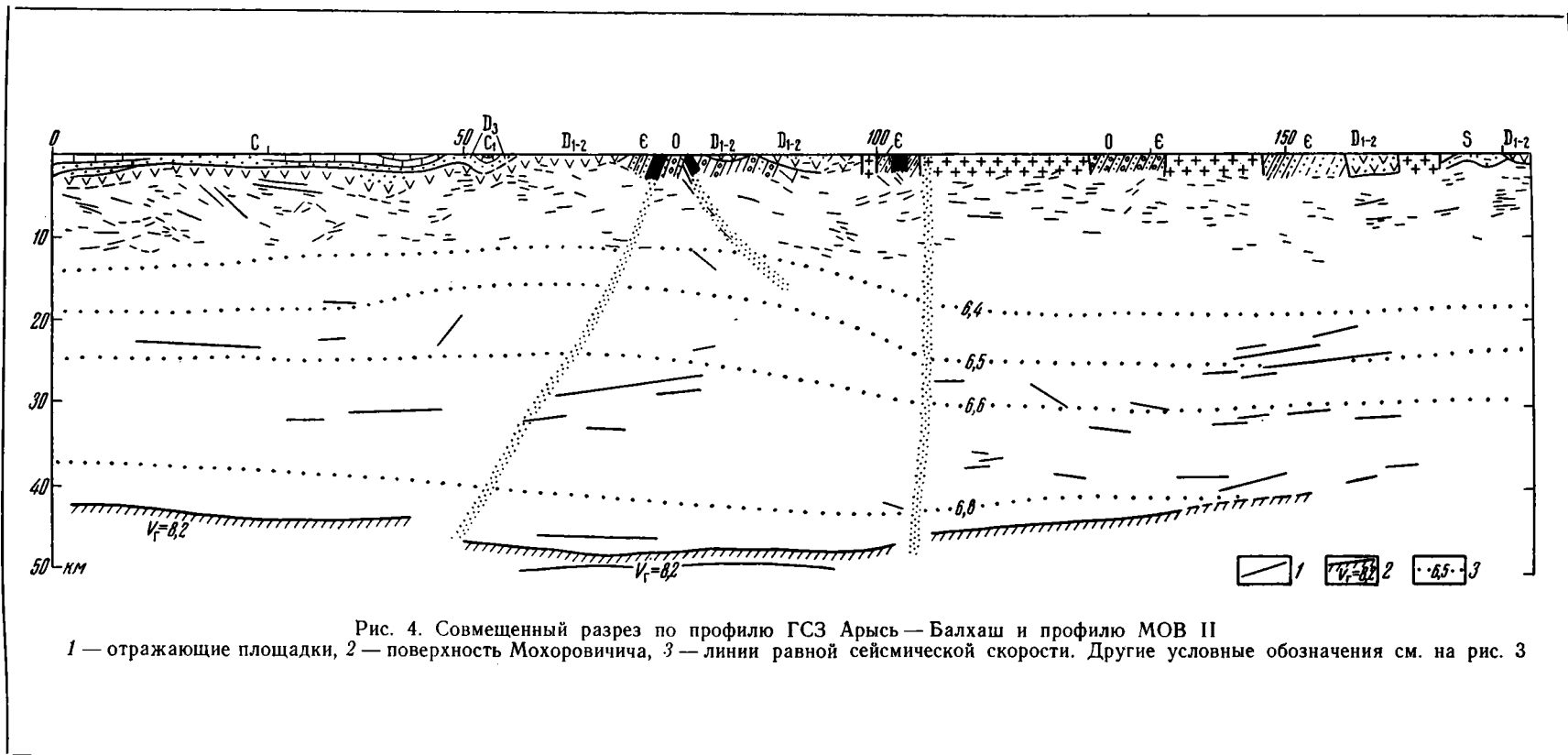


Рис. 4. Совмещенный разрез по профилю ГСЗ Арысь — Балхаш и профилю МОВ II
 1 — отражающие площадки, 2 — поверхность Мохоровичича, 3 — линии равной сейсмической скорости. Другие условные обозначения см. на рис. 3

Под Жалаир-Найманским синклинием и Сарытумской зоной поверхность М залегает на максимальной по профилю глубине 47—48 км. Земная кора здесь отличается слабой насыщенностью отражающими элементами, неравномерной их концентрацией и высокими значениями скорости сейсмических волн. Последнее выражено на разрезе подъемом линий равных скоростей. Высокие скорости, вероятно, обусловлены обогащением синклиния породами основного и ультраосновного состава, которые имеют многочисленные выходы и на современном эрозивном уровне [3]. К одному из этих выходов приурочен закартированный МОВ надвига. По данным ГСЗ непосредственно в области надвига дополнительной информации не получено, если не считать одной согласно залегающей с ним отражающей площадки. Отсутствие информации объясняется тем, что взрывной интервал при работах ГСЗ составлял 50—100 км и ни один пункт взрыва не попал в область регистрации отражений от поверхности надвига. С северо-востока Жалаир-Найманский блок земной коры ограничен субвертикальным разломом.

В пределах Бурунтаусского антиклинория и Западно-Балхашского синклиория поверхность М воздымается на северо-запад от 45 до 40 км. Линии равной скорости, испытывая резкое погружение в области субвертикального разлома, очевидно, отражают обогащение коры породами кислого состава. На поверхности обнажены крупные интрузии гранитоидов. Земная кора насыщена множеством сравнительно равномерно распределенных субгоризонтальных отражающих площадок как по данным МОВ, так и по данным ГСЗ.

При сопоставлении данных геологии о строении верхней части земной коры, данных о надвигах, полученных методом отраженных волн, и данных о глубинном строении коры и мантии, полученных при исследованиях ГСЗ, обнаруживается их генетическая взаимосвязь.

На раннегеосинклинальном этапе развития Жалаир-Найманского синклиория, очевидно, происходило растяжение коры и обогащение ее магматогенными образованиями основного и ультраосновного состава. На этапе образования складчатости происходило сжатие коры, движение блоков по надвигам и взбросам, увеличение мощности земной коры.

Схема движения блоков земной коры по линии профиля ГСЗ может быть представлена следующим образом. В период сжатия возник выделенный по данным МОВ надвиг, движения по надвигу привели к увеличению мощности земной коры, ее проседанию и образованию глубинного разлома, рассекающего всю земную кору и проникающего в мантию. Геологические наблюдения не противоречат такому представлению. В области выхода разломов к дневной поверхности зафиксированы узкие зоны дробления, насыщенные глубинными породами основного и ультраосновного состава, а заключенный между ними опущенный блок земной коры в своей верхней части сложен относительно молодыми породами.

Движения блока земной коры по наклонным разрывам позволяют понять механику одной из причин одновременного, но разнонаправленного перемещения кровли и подошвы земной коры, объяснить такой факт, как избыток масс в горах и их недостаток во впадинах, несмотря на обратное перемещение горных масс на поверхности земли [1, 2]. Эти явления, очевидно, широко распространены в геологической истории многих районов, но особенно характерны для линейных складчатых поясов Казахстана и Урала [2].

Сравнительно простые структурные формы зон разрывов в виде наклонных слабо выгнутых вниз поверхностей, вероятно, обусловили их долговременное существование от рифея до новейшего времени. Тектонические движения вдоль этих поверхностей могли легко происходить без существенной деформации их форм как в периоды сжатия земной коры, так и в периоды ее растяжения.

На основании всего изложенного можно утверждать, что с помощью метода отраженных волн удастся практически с документальной достоверностью картировать один из важнейших элементов глубинного геологического строения земной коры. В этом нас убеждает практически

однозначная геофизическая и геологическая интерпретация волновых картин на профилях, лежащих в одной тектонической зоне, но отстоящих друг от друга на сотни километров. Полученные материалы подтверждают справедливость представлений о существенной роли горизонтальных движений в истории геологического развития Чу-Илийского складчатого пояса, высказанных в монографии по этому региону [3].

Литература

1. Хрычев Б. А. Некоторые закономерности строения земной коры Казахстана.— Геотектоника, 1979, № 4, с. 112—116.
2. Хрычев Б. А. О горизонтальных движениях земной коры на Урале по данным ГСЗ.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1980, № 9, с. 29—37.
3. Чу-Илийский рудный пояс. Геология Чу-Илийского региона. Алма-Ата: Наука, 1980. 503 с.
4. Чу-Илийский рудный пояс. Строение земной коры. Алма-Ата: Наука, 1979. 195 с.

Казахское производственное геологическое
объединение по геофизическим работам
Алма-Ата

Поступила в редакцию
2.XI.1982

УДК 551.248+551.243.4(517)

ДЕРГУНОВ А. Б., ЛУВСАНДАНЗАН Б.

**ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ И ПОКРОВНЫЕ СТРУКТУРЫ
ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ**

В каледонидах Западной Монголии разновозрастные (венд — ранний кембрий) палеотектонические зоны сложены разными геологическими формациями и соответствуют определенным частям бассейна океанического типа и его восточному обрамлению. На сочленении с обрамлением палеотектонические зоны в виде покровов шарьированы друг на друга и образуют зону скучивания, имеющую сложную историю формирования.

Изучение строения каледонид в разных районах Земли показывает, что тектонические покровы, сопровождаемые меланжами и олистостромами, являются для них широко распространенными, обычными структурами. Давно известны [37, 38] и хорошо изучены покровы в каледонидах Скандинавии, представленные несколькими перекрывающими друг друга горизонтальными пластинами, перемещенными с северо-запада на юго-восток на несколько сот километров [33, 34 и др.]. Сложная покровная тектоника установлена в Северных [36, 39] и Южных Аппалачах [35], где шарьяжные пластины подвергнуты сложным складчатым деформациям. Структуры горизонтальных движений выявлены и описаны в каледонидах Средней Азии [4, 17] и Казахстана [3, 15, 27, 28].

В последние годы признаки горизонтальных движений обнаружены в близких к Западной Монголии районах Алтае-Саянской области, там же отмечается широкое развитие формаций — показателей горизонтальных движений: олистостром и меланжей [2, 29].

Недавно остатки тектонических покровов описаны в Монголии, где они, по-видимому, особенно широко развиты на восточном обрамлении каледонид [10, 22]. Можно считать, что существенная роль тектонических покровов в строении каледонид Южной Сибири и Западной Монголии становится очевидной и поэтому требует особого внимания при изучении этих регионов. Без этого невозможно понять ни современное строение, ни палеотектонику и тем более нельзя правильно восстановить историю формирования и развития структур.

По-видимому, отношение к роли горизонтальных перемещений и тектонических покровов в развитии и строении складчатых областей имеет более общее значение и проявляется в подходе к решению одной из основных проблем современной тектоники — проблеме палеоокеанов. Многие исследователи считают палеоокеаны начальными, исходными мегаструктурами, которые по строению земной коры сходны с современными океаническими бассейнами [14, 23, 24—26 и др.]. Другие исследователи скептически относятся к возможности существования в палеозое аналогов современных океанов и считают, что складчатые области образовались на месте оригинальных систем геосинклиналиных прогибов, в каждом из которых могли накапливаться своеобразные формации, отличающиеся от таковых соседних прогибов, а также формаций современных океанов [16, 32].

Проблема сходства и различия современных океанов и палеоокеанов, по-видимому, еще далека от решения. В настоящей статье делается попытка рассмотреть один из ее важных аспектов, а именно строение очень сложного покровно-складчатого сооружения, образованного при скучивании горизонтальными движениями отложений разных формационных зон, вероятно, отвечающих разным частям палеоокеана. При рассмотрении строения таких сложных сооружений, без учета горизонталь-

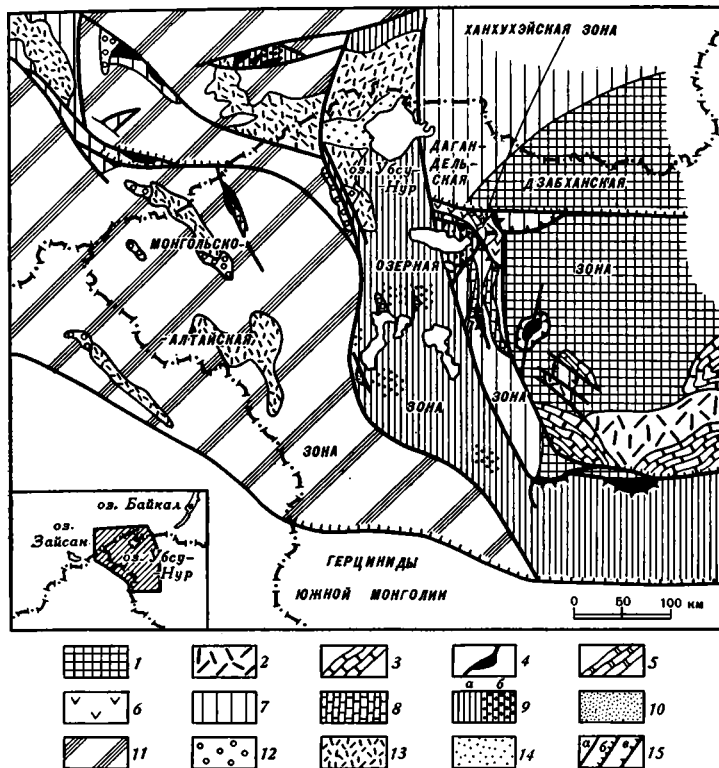


Рис. 1. Тектоническая схема Западной Монголии

1—3 — докаледонское обрамление каледонид — дзабханская зона: 1 — докаледонский сиалический фундамент, 2 — андезит-липаритовая ($R_3^?$), 3 — терригенно-карбонатная формации ($V-C_1$); 4—14 — область развития каледонид: 4 — габбро-гипербазитовый комплекс пород меланократового фундамента, 5—6 — Ханхухэйская зона, формации: 5 — карбонатная ($V-C_1'$), 6 — базальт-андезитовая (C_1); 7—8 — Дагандельская зона, формации: 7 — спилито-кератофировая ($V-C_1'$), 8 — кремнисто-карбонатная (C_1); 9—10 — Озерная зона, формации: 9, а — спилитовая (V), б — кремнисто-терригенно-туфогенная (C_2), 10 — известково-терригенная молассоидная (C_2); 11—14 — Монгольско-Алтайская зона, формации: 11 — песчано-алевролитовая флишоидная (C_2-O_1), 12 — молассоидная андезит-липаритовая ($O-S$), 13 — молассоидная андезит-липаритовая (D), 14 — молассоидная андезит-липаритовая (C_1); 15 — разломы: а — региональные, б — надвиги, в — шарьяжи

ных перемещений и тектонического скупивания, может создаться впечатление о формировании их на месте нескольких узких, но разных по выполнению геосинклинальных прогибов, резко отличающихся от структур современных океанов. На самом деле такие сооружения являются крупными и очень сложнопостроенными зонами скупивания [25, 26]. Поэтому авторы данной работы стремились при изучении каледонских сооружений Западной Монголии особое внимание уделять признакам горизонтальных движений, а именно тектоническим покровам и сопровождающим их формациям: олистостромам и меланжам.

Западная Монголия может служить прекрасным объектом изучения тектоники крупнейшего каледонского бассейна и его более древнего обрамления [9]. Ее строение весьма сложно и разнообразно, так как отражает все этапы развития разных палеотектонических зон, являвшихся естественными частями этого бассейна (рис. 1). Следует отметить также очень хорошую обнаженность территории Западной Монголии, сравнительно легкую ее проходимость и доступность. Эти особенности постоянно привлекают внимание многих исследователей, и поэтому многие черты стратиграфии, магматизма и тектоники здесь изучались давно [1, 10, 19, 21 и др.].

В последние годы специальные тектонические и литологические исследования позволили выделить, описать и определить тектоническое

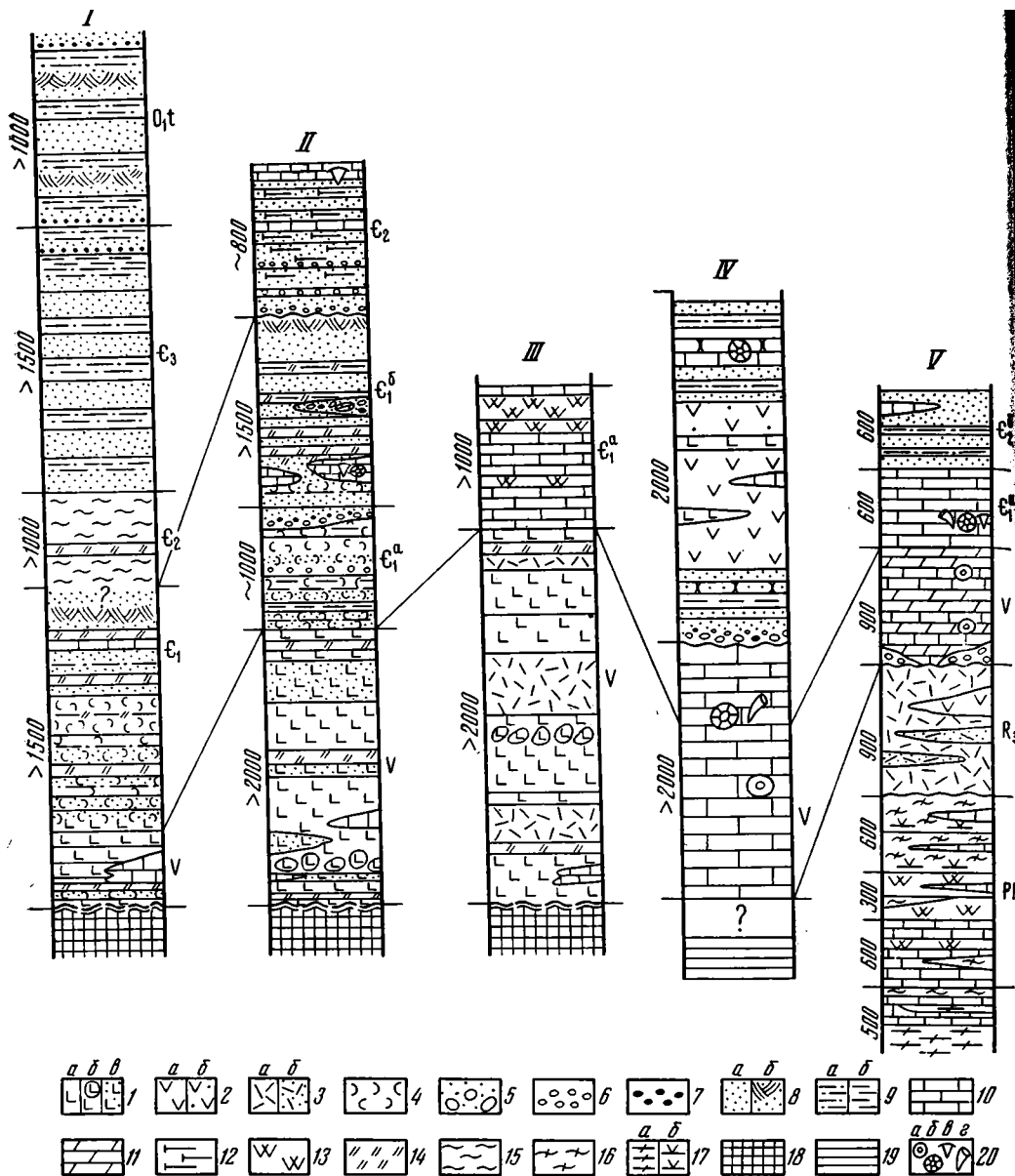


Рис. 2. Сопоставление сводных стратиграфических разрезов тектонических зон Западной Монголии

1 — вулканические породы основного состава (а — базальтоиды, б — пиллоу-лавы, в — их туфы), 2 — породы среднего состава (а — лавы, б — туфы); 3 — породы кислого состава (а — лавы, б — туфы); 4 — туфогенный материал в осадочных породах; 5 — олисторомы; 6 — конгломераты; 7 — гравелиты; 8, а — песчаники, б — косослоистые песчаники; 9, а — алевриты, б — пелиты; 10 — известняки; 11 — доломиты; 12 — известковистый материал в осадочных породах; 13 — кремнистые туффиты и кварциты; 14 — кремнистый материал в осадочных породах; 15 — зеленые метаморфические сланцы; 16 — кристаллические сланцы и гнейсы; 17, а — гранитогнейсы; б — амфиболиты; 18 — меланократовое основание; 19 — силицистое основание; 20 — остатки фауны: а — онколиты, б — археоциаты, в — трилобиты, г — хиолиты. Тектонические зоны: I — Монгольско-Алтайская, II — Озерная, III — Дагандельская, IV — Ханхухэйская, V — Дзабханская

положение основных осадочных и вулканогенных формаций, характеризующих ранние этапы развития каледонид Западной Монголии [5, 6, 30, 31]. Эти исследования дали возможность по-новому подойти к пониманию главнейших черт строения и развития каледонид Западной Монголии. Было установлено, что Озерная и Дагандельская, Ханхухэйская и

Дзабханская зоны отвечают соответственно срединной и краевой частям каледонского бассейна, а также окраинной и срединной частям обрамления этого палеобассейна [9]. Систематизация петрохимических особенностей вулканитов раннего этапа развития каледонид Западной Монголии, Алтае-Саянской области и Центрального Казахстана позволила установить, что основные закономерности развития вулканизма являются общими для огромной территории. Более того, было выяснено, что закономерности размещения вулканитов с разными петрохимическими характеристиками на этой территории во многом совпадают с расположением вулканитов разного состава в краевых и срединных зонах современных океанов [11].

Таким образом, проведенные в последние годы тектонические, петрологические и литологические исследования показали существенное сходство каледонского бассейна Центральной Азии с современными океанами. Выделяемые в Западной Монголии закономерно расположенные палеотектонические зоны отвечают определенным частям этого бассейна и его восточного континентального обрамления. Каждая часть характеризуется особым геологическим строением, которому отвечает свой вертикальный ряд вендско(?) -нижнекембрийских геологических формаций (рис. 2).

Краткая характеристика этих формаций такова. В основании срединной, собственно Озерной зоны Западной Монголии, залегает спилитовая формация (венд?), в которую входят базальтовые пиллоу-лавы, реже их туфы и кремнистые породы. Петрохимически эти базальты наиболее близки к базальтам срединных океанических хребтов. Выше залегает кремнисто-туфогенная формация, в составе которой находятся кремнистые туфы базальтоидов, туфопесчаники, туфогравелиты и туфоалевролиты. Верхней формацией в этом ряду служит кремнисто-терригенная (нижний кембрий), в которой наряду с кремнистыми, иногда известковистыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами входят археоциативные известняки, образующие горизонт крупных рифогенных тел.

Характерно, что в верхней кремнисто-терригенной формации обнаружен мощный пласт олистостром с обломками и глыбами пород описываемых формаций, а также серпентинитов, пироксенитов и габброидов, т. е. пород, которые могли слагать меланократовое основание.

В нижней части Дагандельской зоны находится спилито-кератофировая формация (венд), в которую кроме базальтовых пиллоу-лав входят кислые вулканиты кератофирового ряда, а среди базальтоидов более значительное место принадлежит низкомагниевым, высокожелезистым и щелочным разностям. Спилито-кератофировая формация перекрывается кремнисто-карбонатной (нижний кембрий), в которой кремнистые известняки слагают мощную толщу до 0,5 км мощностью. В ней же в качестве второстепенного члена встречаются кремнисто-терригенные породы.

В последние годы внимание авторов было направлено на северо-восточную окраину Озерной зоны. Было выяснено, что она имеет свое, отличное от других зон строение, и поэтому может быть выделена в качестве самостоятельной Ханхухэйской зоны каледонид Западной Монголии (рис. 1, 2).

Великолепная, практически абсолютная обнаженность этой зоны, занимающей южный склон хр. Хан-Хухэй, позволила В. А. Амантову еще в начале 60-х годов наметить основные черты ее стратиграфии и выделить три осадочно-вулканогенные свиты, стратиграфически сменяющие друг друга по вертикали. В то же время все они относились к нижнему кембрию на основании находок многочисленных остатков археоциат. Наши исследования показали, что не все положения этой стратиграфической схемы верны. Удалось установить, что в строении Ханхухэйской зоны принимают участие разновозрастные, но разные по составу формации и, что особенно важно, занимающие совершенно разное тектоническое положение. Одни из них образовались в Ханхухэйской зоне и находятся в неперемещенном, автохтонном положении, следовательно, они характеризуют развитие и первичное строение Ханхухэйской зоны. Весь-

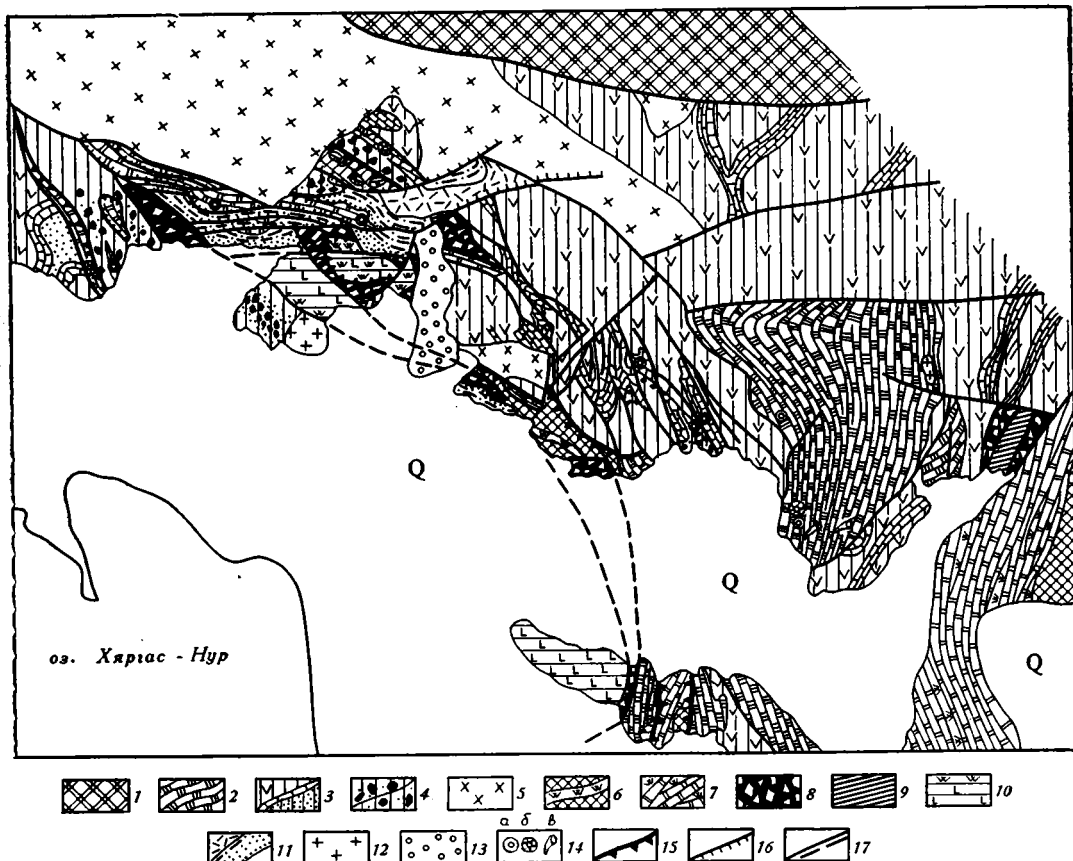


Рис. 3. Структурно-геологическая карта южного склона хр. Хан-Хухэй
 1—5 — автохтон: 1 — кристаллические сланцы и гнейсы древнего обрамления каледонид, 2 — мраморизованные известняки ($V-C_1$), 3 — базальт-андезитовые вулканы, известняки и туфогенно-терригенные породы (C_1), 4 — олистостромы (C_1), 5 — гранодиориты и плагииграниты (PZ_1); 6—10 — аллохтон: нижний покров: 6 — спилит-кератофировые вулканы и кремнистые породы ($V-C_1$), 7 — известняки (C_1); верхний покров: 8 — полимиктовый серпентинитовый меланж, 9 — комплекс диабазовых даек, 10 — спилито-диабазовые вулканы и кремнистые породы; 11—14 — неоавтохтон: 11 — красноцветные песчаники, гравелиты, алевролиты и липаритовые порфиры (D_1), 12 — граниты (PZ_2), 13 — конгломераты, песчаники, алевролиты (J), 14, а — онколиты, б — археоциаты, в — хиолиты; 15—17 — разломы: 15 — кембрийские шарьяжи в основании покровов, 16 — девонские надвиги и взбросы, 17 — прочие разломы, видимые и скрытые рыхлыми отложениями

ма знаменательно, что между собой они имеют ясные стратиграфические связи. Эти формации являются автохтоном Ханхухэйской зоны.

Другие формации, разновозрастные автохтонным Ханхухэйской зоны, по строению и составу пород аналогичны формациям Озерной и Дагандельской зон. Они тектонически перекрывают автохтонные формации Ханхухэйской зоны и представляют собой крупные тектонические покровы, т. е. являются аллохтонными.

Автохтонных формаций в Ханхухэйской зоне выявлено две: карбонатная и несогласно стратиграфически ее перерывающая андезитовая. Породы карбонатной формации слагают крупный массив с вершиной Бумба-Ханар-ула на южном склоне и водоразделе хр. Хан-Хухэй (рис. 3). В ее составе преобладают массивные известняки, значительно реже встречаются их мелкослоистые разности. В разных частях разреза этой формации обнаружены онколиты юдомия *Osagia Zhur*. (определение З. А. Журавлевой), а также хиолиты и археоциаты нижнего кембрия *Spinulitheca*, *Conotheca* и др. и *Coscinocyathus* sp. и др. (сборы М. Н. Коробова, определения В. В. Миссаржевского и А. Ю. Журавлева).

Пласты пород карбонатной формации образуют крупную моноклиналь, постепенно погружающуюся на восток. Во многих местах она осложнена субмеридиональными взбросами и полными сопряженными антиклинальными и синклинальными складками с осевыми плоскостями, опрокинутыми на запад. Западная часть этого известнякового массива по крутому взбросу налегает на разные горизонты более молодой андезитовой формации. В восточном направлении карбонатная формация постепенно погружается и перекрывается базальной пачкой этой же андезитовой формации. На других участках южного склона хр. Хан-Хухэй карбонатная формация, вероятно, выходит в виде небольших блоков из-под тектонических покровов, сложенных породами других формаций.

По своему составу, строению и возрасту карбонатная формация Ханхухэйской зоны неотличима от аналогичной формации восточного обрамления каледонид, представленной в пределах Дзабханской зоны цаганоломской свитой [19, 20]. Как известно, в Дзабханской зоне и других районах восточного и северного обрамления каледонид, карбонатная формация с глубоким размывом и структурным несогласием перекрывает верхнерифейскую андезит-липаритовую формацию орогенного типа [10], которая в свою очередь лежит несогласно на древнем складчато-метаморфическом основании [12]. Можно ожидать, что в пределах Ханхухэйской зоны карбонатная формация связана таким же образом с более древними отложениями.

Андезитовая формация, вторая автохтонная формация Ханхухэйской зоны, с размывом и несогласием перекрывает карбонатную формацию (см. рис. 2, 3). Она имеет более разнообразный состав и строение и делится на нижнюю пестроцветную грубообломочную толщу полимиктовых туфогенно-осадочных пород: конгломератов, гравелитов, песчаников и лиловых алевролитов. Характерно, что в конгломератах кроме пород подстилающих толщ нередко встречаются гальки древних гранитоидов, что свидетельствует о близости размываемого континентального обрамления. Выше идет пачка сероцветных пород, примерно такого же состава, но иногда с известковистыми прослоями, а затем мощная толща (до 1 км) эффузивов и туфов преимущественно андезитового состава. Разрез завершается слоистой песчано-алевролитово-известняковой толщей до 300—500 м мощностью. В известняках собраны обильные остатки археоциат *Ajacyathus ampulus* var. *tuvaensis* (Krasnop.), *Ajacyathus levigatus* (Vol.), *Locylicyathus kongruensis* (Vol.) и др. (сборы В. А. Матросова, определения И. Т. Журавлевой). Андезитовая формация смята в крутые линейные складки запад-северо-западного простирания. Более молодые отложения, связанные в пределах Ханхухэйской зоны с подстилающими толщами стратиграфически, представлены мощной орогенной молассой, в верхах содержащей остатки флоры *Zoeteryphyllum* sp. раннедевонского возраста (находки Томуртоого, определения М. В. Дуранте).

Следовательно, венд-нижнекембрийские отложения Ханхухэйской зоны, находящиеся в автохтонном положении, слагают вертикальный ряд, который состоит из карбонатной и андезитовой формаций.

В строении древнего континентального обрамления (Дзабханская зона) выделяется три структурных этажа (см. рис. 2): древнее складчато-метаморфическое основание, на котором с размывом залегают молассоиды и эпиконтинентальные вулканиты андезит-липаритовой формации рифея [12, 13], в свою очередь с размывом и угловыми несогласием перекрываемые осадочным чехлом, представленным карбонатной и терригенной формациями [10] венда — нижнего кембрия.

Обобщенную характеристику палеотектонических зон Западной Монголии дают вертикальные и горизонтальные ряды формаций, имеющие примерно одинаковые мощности (около 3—4 км) и близкий, венд-нижнекембрийский возраст.

Хорошо видно, что формации парагенетически связаны не только в вертикальном направлении, но и по горизонтали, образуя естественные

латеральные ряды, отражающие постепенные переходы между палеотектоническими зонами.

Однако, как совершенно правильно описано В. А. Аматыным [1], на южном склоне хр. Хан-Хухэй, т. е. в пределах Ханхухэйской зоны, широко распространены породы еще двух толщ другого состава. По-видимому, они охватывают тот же венд-нижекембрийский возрастной интервал, так как в их верхних горизонтах собраны многочисленные остатки археоциат. От автохтонных карбонатной и андезитовой формаций и друг от друга они отделены тектоническими поверхностями, которые сопровождаются олистостромами и меланжами и, следовательно, занимают аллохтонное положение. Морфология наиболее крупных тел, сложенных породами аллохтонных формаций, позволяет считать их тектоническими покровами, иногда разделенными на пластины (рис. 3, 4, 5).



Нижний тектонический покров налегает непосредственно на андезитовую формацию, точнее, связан с ее верхней песчано-алевролитово-известняковой толщей, содержащей пласты известняков с археоциатами, через олистострому. Этот тектонический покров слагают породы спилито-кератофировой и кремнисто-карбонатной формаций, по составу, строению и возрасту аналогичных формациям Дагандельской зоны (см. рис. 2). Для облегчения понимания и краткости изложения этот покров удобно называть Дагандельским. Он прослежен вдоль южного склона хр. Хан-Хухэй с запада на восток более чем на 50 км, и всюду, где позволяет обнаженность и современная структура, можно видеть олистострому в его основании (см. рис. 3). В большинстве районов пласты пород Дагандельского покрова слабо подвергнуты складчатым деформациям. Нередко можно наблюдать, как его верхние части, представленные мощными пластинами археоциатовых известняков или реже кремнистых пород, лежат почти горизонтально на вершинах отдельных гор, как бы «бронирова» их и защищая от эрозии (рис. 4, 5). При этом на склонах гор и между ними выходят олистостромы, переходящие в верхнюю осадочную толщу андезитовой формации.

На многих участках хорошо видны особенности такого рода переходов, которые отчетливо делятся на два типа. Как правило, небольшие эрозионные останцы известняковой пластины как бы постепенно переходят в олистострому. Создается впечатление, что они постепенно «погружаются» в матрицу, становясь сначала очень крупными (20—30 м и более) слегка повернутыми глыбами, потом ниже по склону и глубже в олистострому — валунами, редкими гальками, и, наконец, совсем исчезают из матрицы. В этом же направлении возрастает степень меланжирования матрицы, которая постепенно становится милонитом.

Крупные пластины археоциатовых известняков ограничены снизу тектонической поверхностью, вблизи которой известняки и особенно породы матрицы олистостромы сильно расланцованы и милонитизированы. В этом случае степень милонитизации постепенно, но быстро убывает при удалении от пластины известняков вниз по склону и разрезу, причем обломки и глыбы известняков — олистолиты появляются на некотором удалении от основания пластины.

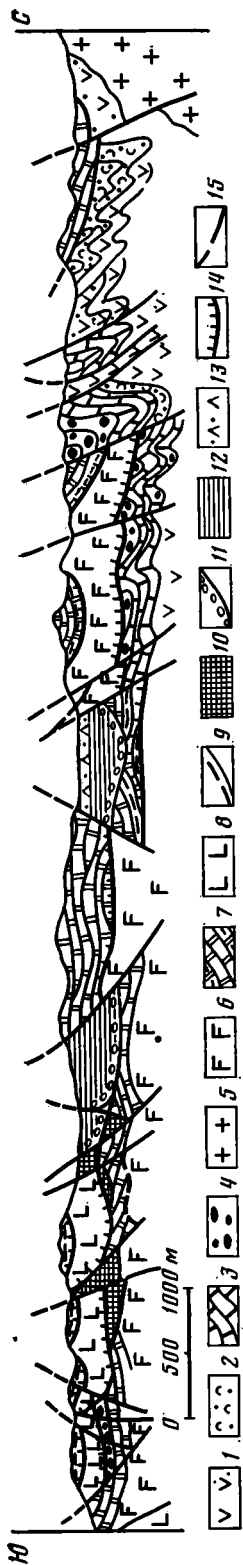


Рис. 5. Геологический профиль вдоль правого борта р. Ичигун-гол на южном склоне хр. Хан-Хухэй

1—5 — автохтонные осадочно-вулканогенные (C_1) и интрузивные (C_{2-3}) образования: 1 — андезитовые порфириты и туфы, 2 — туфогенные песчаники, 3 — известняки с остатками археоциат, 4 — меланжированные олистостромы, 5 — гранитоиды, 6—7 — нижний покров ($V-C_1$): 6 — конгломераты, гравелиты, 7 — археоциатные лавы и туфы, 8 — спилитовые лавы и туфы, 9 — археоциатные лавы и туфы, 10 — верхний покров ($V-C_1$): 8 — известняки с прослоями кремнистых пород, 9 — кремнистые породы, 10 — меланжированные спилитовые лавы и туфы, 11—13 — неавтохтон (D_1): 11 — конгломераты, серпентинитовый меланж; 12 — красноватые песчаники и алевролиты, 13 — базальтоиды; 14—15 — разломы: 14 — кембрийские шаражи, 15 — последовонские сбросы и взбросы

Можно полагать, что в первом случае известняковые останцы принадлежат краевой, фронтальной части двигавшейся пластины и тогда олистострома напоминает обычную оползневую брекчию. Во втором случае вскрыта эрозией удаленная от переднего края часть пластины, и тогда олистострома представлена в наиболее типичном виде. Именно во втором случае хорошо видно, что глыбы, валуны и гальки археоциатовых известняков, реже вулканических, кремнистых и других пород неравномерно рассеяны среди песчано-алевролитовой, иногда флишидной толщи без всякой сортировки по крупности и степени окатанности.

Более низкие части Дагандельского покрова представлены обычными для него пачками кремнистых и вулканических пород, которые слабо смяты в пологие складки, но в основании покрова, обычно сложенном эффузивами, туфами и туфобрекчиями, весьма интенсивно милонитизированы и фактически превращены в меланж с глыбами кремнистых пород и известняков. Нередко можно проследить как постепенно усиливается степень милонитизации сверху вниз: вверху пласты кремнистых пород только будинируются, а ниже постепенно теряют характерную форму и однообразную ориентировку и превращаются в глыбы.

Таким образом, Дагандельский покров по набору слагающих формаций является аналогом одноименной палеотектонической зоны, которая, по всей вероятности, была расположена непосредственно юго-западнее Ханхухэйской. Этот покров наиболее продвинут на север, в глубь Ханхухэйской зоны, и является самым нижним в ее современной структуре (см. рис. 5).

Единственный, но крупный выход габбро-диабазов, напоминающий комплекс параллельных даек (sheeted complex) обнаружен нами в 1980 г. в восточной части Ханхухэйской зоны (см. рис. 3). Он отделен от автохтонной андезитовой формации и аллохтонного Дагандельского покрова полосами серпентинитового меланжа и, возможно, относится к нижнему тектоническому покрову.

Верхний тектонический покров можно назвать Озерным, так как он в основном сложен породами спили-

товой, кремнисто-туфогенной и кремнисто-терригенной формаций Озерной зоны. Выходы пород этого покрова прослеживаются вдоль нижней части южного склона и подножия хр. Хан-Хухэй, южнее Дагандельского покрова, от которого они, как правило, отделены зонами серпентинитового меланжа (см. рис. 3, 4, 5). Эти выходы невелики по площади, так как в южном направлении они быстро скрываются под четвертичными отложениями котловины оз. Хиргис-нур.

Озерный покров четко делится на две пластины: верхнюю, состоящую из разнообразных пород Озерной зоны, и нижнюю, базальтоидную с серпентинитовым меланжем (см. рис. 5). Обе пластины наиболее доступны для изучения в районе среднего течения р. Ичитунин-гол, где они хорошо обнажены с поверхности и вскрыты на большую глубину ущельями этой реки и ее притоков. В этом районе сплошные выходы пород Озерного покрова, непрерывно прослежены на 5—6 км с запада на восток и на 2—2,5 км с севера на юг, ограничиваясь молодыми крутопадающими разломами (см. рис. 4).

Верхняя пластина Озерного покрова состоит из крупных пластов черных и белых кремнистых пород, в нижней части чередующихся с известняками, которые подстилаются пиллоу-лавами базальтоидов, их туфов и туфобрекчий. Особенности деформации пород этой пластины сходны с деформациями Дагандельского покрова: слабо проявлены складчатые структуры, и верхние пласты кремнистых пород нередко лежат почти горизонтально, а рассланцевание, милонитизация и брекчирование в них проявлены весьма интенсивно. Они заметно усиливаются к основанию пластины, где туфогенные породы превращены в меланж с огромными угловатыми глыбами кремнистых пород, глыбами и валунами известняков, базальтоидов и других пород. Постепенность усиления деформаций хорошо видна на примере кремнистых пород в туфах: вверху они будируются до линзообразных тел, ниже теряют однообразную ориентировку и характерную форму и превращаются в угловатые глыбы, спорадически разбросанные в матрице милонитизированных туфогенных пород.

Крупные выходы нижней пластины Озерного покрова, представленной серпентинитовым меланжем, расположены в западной и восточной частях района р. Ичитунин-гол (см. рис. 4). По всей вероятности, ими подчеркивается приподнятость этих окраин покрова относительно погруженной средней части, где преобладают породы верхней пластины. Матрица серпентинитового меланжа состоит из рассланцованной серпентинитовой массы, в которую зажаты многочисленные и разные по размеру валуны массивных серпентинитов, нередко сохранивших остатки текстуры перидотитов. Реже встречаются валуны и крупные глыбы (до 20—40 м в поперечнике) пироксенитов, габбро-диабазов. Глыбы и валуны кремнистых пород, базальтоидов, их туфов, известняков также встречаются в серпентинитовой матрице, но преимущественно на поднятых окраинах пластины. Там же обнаружен крупный блок полосчатых амфиболитов, имеющий округлую поверхность и размер в поперечнике более 200 м. Серпентиниты как бы облекают этот блок, образуя непосредственно на его поверхности листовитовую оболочку. По-видимому, эти амфиболиты представляют собой породы древнего складчато-метаморфического основания Ханхухэйской зоны. Но пока трудно решить: являются ли они тектоническим отторженцем или выходом самого основания на поверхность из-под серпентинитовой пластины. Вторым видом экзотических пород в меланже являются крупные глыбы белых гигантозернистых мраморов с вкрапленностью мусковита. Они встречены в полосе серпентинитового меланжа, который в виде протрузии рассекает верхнюю пластину в субширотном направлении между р. Ичитунин-гол и ее левой составляющей. Состав и высокая степень метаморфизма этих мраморов резко отличают их от пород аллохтона и скорее всего указывают на принадлежность, как и амфиболитов, к древнему складчато-метаморфическому основанию Ханхухэйской зоны. Здесь следует подчеркнуть, что все породы, участвующие в строении обоих тектонических покровов, олистостром и даже серпентинитового меланжа весьма слабо метаморфизованы, по существу

так же, как в пределах самой Озерной зоны. Исключение составляют экзотические амфиболиты и мраморы. Отсюда можно сделать вывод, что эти породы не были погружены на сколько-нибудь значительную глубину ни на месте образования, ни в составе тектонических покровов, которые, таким образом, перемещались по тектоническим плоскостям, располагавшимся вблизи земной поверхности.

Аналогичное строение имеют пластины пород Озерного покрова на других участках Ханхухэйской зоны. Нужно отметить только повсеместное развитие более молодых широтных взбросов, по которым северные блоки подняты над южными, а также диагональных вертикальных разломов, вероятно, взбросо-сдвигового характера. Часто эти разломы осложняют и затушевывают покровную тектонику Ханхухэйской зоны.

Пока еще мало данных для установления твердой последовательности процессов формирования покровных структур. Однако многочисленные находки археоциат в породах автохтонной андезитовой формации и особенно в ее верхней терригенной части, по существу в матрице олистостромы, олистолитах и аллохтонной пластине могут иметь решающее значение. Как отмечено выше, в прослое известняков среди песчаников и алевролитов, переходящих в матрицу олистостромы, найдены остатки археоциат *Onchocephalina plana*, *Claruscyathus solidus* (сборы М. Н. Коробова, определения В. М. Фонина). Они указывают на принадлежность вмещающих известняков и матрицы олистостромы к ленскому горизонту нижнего кембрия. Остатки археоциат в глыбах среди песчано-алевролитовой матрицы определены как *Ajacyathus*, *Resimopsis*, *Archeolynthus sibiricus*, *Porocyathus pinus*, *Nochoroicyathus kokoulini* (определения В. М. Фонина) и дают возраст атдабанского горизонта кембрия. И, наконец, обильные остатки археоциат из известняковой пластины, лежащей на олистостроме, определены как *Porocyathus pinus*, *Leptocyathus polyseptus*, *Retocoscinus zegeberti* (определения В. М. Фонина) и позволяют отнести эти известняки также к атдабанскому горизонту нижнего кембрия. Сопоставление возрастов матрицы олистостромы, олистолитов и известняковой пластины показывает, что мощные горизонтальные движения происходили в самом конце раннего кембрия, одновременно с накоплением верхней терригенной толщи андезитовой формации. Косвенно подтверждается это время горизонтальных движений отсутствием более молодых пород в составе олистолитов и в глыбах меланжа. Такой же вывод можно сделать на основании положения пласта олистостром внутри верхней кремнисто-терригенной формации раннекембрийского возраста в Озерной зоне хр. Сэрь [9, 10].

Следует также отметить, что покровы Ханхухэйской зоны не являются единственными свидетелями горизонтальных движений в Западной Монголии. В качестве примеров могут служить тектонические пластины базальтоидных пород и гипербазитов, встречающиеся в пределах Дзабханской зоны древнего обрамления каледонид. Зеленокаменноизмененные базальтоиды образуют крупное (около 15 км в поперечнике) изометричное тело, окруженное с трех сторон выходами известняков, типичных для осадочного покрова Дзабханской зоны. Гипербазитовые пластины подстилаются серпентинитовым меланжем в пределах так называемого Хутульского массива [10], серпентинитовый меланж с блоками пород древнего основания обнаружен на восточной окраине хр. Хан-Хухэй [22].

Следовательно, горизонтальные движения и образуемые ими тектонические покровы являются основной особенностью раннего этапа формирования структур в каледонидах Западной Монголии.

В заключение следует отметить основные черты строения и развития Ханхухэйской зоны Западной Монголии, которая, вероятно, может служить тектонотипом каледонской зоны скупивания.

Основу строения Ханхухэйской зоны, расположенной на северо-восточной окраине каледонид Западной Монголии, составляют автохтонные карбонатные и андезитовые формации, образовавшиеся, по-видимому, на коре переходного типа [18]. Пластовые тела этих формаций деформированы в едином плане, хотя и разделены разрывом и несогласи-

ем. Более однообразно построена карбонатная формация венд-нижнекембрийского возраста, слагающая единое и очень крупное тело, в пределах которого пласты полого погружаются на восток, но местами осложнены крутыми взбросами и (или) полными сопряженными антиклиналями и синклиналями с осевыми плоскостями, опрокинутыми на запад — юго-запад.

Такую же ориентировку имеют складки лежащей выше андезитовой формации. Они представлены типичными линейными антиклиналями и синклиналями с крутопадающими крыльями и осями, погружающимися преимущественно в южном направлении. На эти смятые в складки породы автохтонных формаций последовательно налегают два тектонических покрова, отделенные от автохтона и друг от друга олистостромой и меланжем соответственно. Нижний покров представлен породами формаций Дагандельской зоны и назван Дагандельским, верхний — Озерной и соответственно назван Озерным. Выходы пород нижнего покрова образуют более северную зону и непосредственно граничат с породами автохтона. Верхний покров лежит на нижнем и обнажается южнее его.

Двигались покровы, по-видимому, с юго-юго-запада, где находятся спилито-кератофировая Дагандельская зона, а за ней спилитовая Озерная. Весьма приближенно можно сказать, что минимальная амплитуда горизонтального перемещения была не менее 40—50 км, судя по минимальной ширине Дагандельской зоны, которая разделяла Озерную и Ханхухэйскую зоны до совмещения.

Можно наметить следующие основные этапы формирования структуры Ханхухэйской зоны: в конце раннего кембрия происходило надвигание тектонических покровов на породы автохтонных формаций этой зоны и почти одновременно образование складчатых и взбросовых структур в автохтоне. В результате произошло шарьирование разных нижнекембрийских формаций трех палеотектонических зон друг на друга. Таким путем во второй половине раннего кембрия начала образовываться Ханхухэйская зона скупивания, в которой общая мощность пород трех нагроможденных друг на друга палеотектонических зон должна была стать по крайней мере втрое большей, чем в автохтонных зонах. Можно полагать, что это нагромождение явилось причиной начала бурного гранитообразования в среднем и позднем кембрии, в результате которого появились огромные батолитообразные гранитоидные тела, слагающие осевую часть Ханхухэйского хребта. В конце силура — начале девона активный размыв привел к накоплению мощных красноцветных моласс, перекрывающих все складчатые и покровные структуры. Наиболее поздние движения выражены широтными надвигами и взбросами, которые создали целую серию крутопадающих чешуй, взброшенных с севера друг на друга, причем известны движения этого же типа даже среди неогеновых и четвертичных отложений [7, 8].

Литература

1. Амантов В. А. Основные черты стратиграфии и условия образования кембрийских отложений Северо-Западной Монголии.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М.: Госгеолиздат, 1963, с. 15—28.
2. Берзин Н. А. Меланжево-олистостромовая ассоциация Хемчинско-Систигхеской зоны Тувы.— В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР, 1979, с. 104—129.
3. Беспалов В. Ф. Система тектонических покровов Казахстана.— Геотектоника, 1980, № 2, с. 78—95.
4. Буртман В. С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 164 с.
5. Вознесенская Т. А. Субаркозовый флиш в каледонидах Западной Монголии.— Литол. и полезн. ископаемые, 1980, № 4, с. 68—80.
6. Вознесенская Т. А., Дергунов А. Б. Строение и тектоническое положение среднекембрийско-тремадоксских отложений Западной Монголии.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, т. 57, вып. 4, с. 79—94.
7. Девяткин Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 244 с.
8. Дергунов А. Б. Структуры сжатия и растяжения в четвертичное время на Горном Алтае.— Геотектоника, 1972, № 3, с. 99—110.
9. Дергунов А. Б. Строение каленид и развитие земной коры Западной Монголии и Алтае-Саянской области СССР.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 183—193.

10. *Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б., Павленко В. С.* Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1980. 196 с.
11. *Дергунов А. Б., Хераскова Т. Н.* О составе вулканитов ранней стадии развития каледонид Центральной Азии (Центральный Казахстан, Алтае-Саянская область, Западная Монголия).— Бюл. МОИП, Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 5, с. 35—53.
12. *Зайцев Н. С.* Общие черты тектоники региона.— В кн.: Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной Монголии. М.: Наука, 1975, с. 7—32.
13. *Зайцев Н. С., Ильин А. В.* Тектоника Прихубсугульского прогиба (МНР).— Геотектоника, 1970, № 5, с. 3—11.
14. *Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М.* Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. Статья 1. Ранне- и среднепалеозойские реконструкции.— Геотектоника, 1977, № 2, с. 3—23.
15. *Ившин И. К.* Биостратиграфия и трилобиты нижнего кембрия Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1978. 172 с.
16. *Коробейников В. П., Сурков В. С., Щеглов А. П.* Тектонические комплексы Алтае-Саянской области.— В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР, 1979, с. 81—103.
17. *Макарычев Г. И.* Геосинклинальный процесс и становление континентальной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978. 196 с.
18. *Марков М. С.* Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.
19. *Маркова Н. Г.* Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1975. 120 с.
20. *Маркова Н. Г., Коробов М. Н., Журавлева З. А.* К вопросу о венд-кембрийских отложениях Юго-Западной Монголии.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, вып. 1.
21. *Матросов П. С.* Домезозойская история геологического развития Западной Монголии: Автореф. докт. дис. Л. ВСЕГЕИ, 1969. 48 с.
22. *Палей И. П.* Соотношение докембрийских метаморфических толщ Монголии с каледонскими офиолитами.— Геотектоника, 1979, № 4, с. 45—51.
23. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
24. *Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В.* Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3, с. 657—659.
25. *Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцов С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. М., Марков М. С., Суворов А. И.* Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12, с. 7—26.
26. *Пейве А. В., Яншин А. Л., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пуцаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А.* Становление континентальной земной коры Северной Евразии.— Геотектоника, 1976, № 5.
27. *Ротараш И. А., Клепиков Н. А., Гредюшко Е. А.* Нижнепалеозойские олистостромы Чингиз-Тарбагатайского антиклинория.— Геотектоника, 1980, № 4, с. 52—62.
28. Тектоника Казахстана. М.: Наука, 1982. 140 с.
29. *Херасков Н. Н.* Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна. М.: Наука, 1979. 117 с.
30. *Хераскова Т. Н.* Кремнистые формации нижнего палеозоя Центрального Казахстана.— В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 337. М.: Наука, 1979, с. 5—37.
31. *Хераскова Т. Н., Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б.* Венд-нижнекембрийские формации Западной Монголии.— В кн.: Проблемы геологии Монголии. Тр. Геол. ин-та АН МНР. Улан-Батор, 1983, вып. 6, с. 32—56.
32. *Шлезингер А. Е., Яншин А. Л.* Основные рифейские и фанерозойские структуры земной коры.— Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 2, с. 453—456.
33. *Gee D., Sumpulainen R.* An excursion through the Caledonian mountain chain in Central Sweden from Ostersund to Storlien Uppsala. Sweden, 1980. 66 p.
34. *Gee D., Zachrisson E.* The Caledonides in Sweden. Sveriges Geologiska Undersökning, Uppsala. Sweden, 1980. 48 p.
35. *Hatcher R. D., Batler J. R., Fullgar P. D., Secor D. T., Snoke A.* Geological synthesis of the Tennessee — Carolinas — Northeast Georgia. Southern Appalachians.— In: Proceedings «The Caledonides in the USA». J. G. C. P. project: Caledonide orogen/Ed. Wones D. R. Memoir № 2, 1980, p. 83—91.
36. *Osberg P. H.* Lower Paleozoic stratigraphy and structural geology: Green Mountain—Sutton Mountain anticlinorium, Vermont and Southern Quebec.— Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1969, p. 12.
37. *Törnebohm A. E.* Om Fjälproblemet.— GFF 10, 1888, p. 328—336.
38. *Törnebohm A. E.* Grunddragen at det centrala Skandinaviens bergbyggnad.— Kongl. Svenska Vetensk. Akad. Handl., 1896, 28(5), p. 212.
39. *Williams H., Smyth W. R.* Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and alpine peridotites. Tectonic implications with west Newfoundland examples.— Amer. J. Sci., 1973, v. 273, p. 594—621.

УДК 551.242.31 (234.9)

МАРКУС М. А.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА В ЮРЕ

В статье анализируются палеофациальные особенности осадконакопления юрской геосинклинали Восточного Кавказа. Выделяются формационные комплексы, зоны и области различного сноса и условий накопления осадков, палеоделты. На основе палеотектонического анализа произведено блоковое районирование региона, показано длительное унаследованное развитие палеоструктур двух планов — субширотного и субмеридионального, системы конседиментационных разломов, островной брахиантиклинальной структуры «каспийской» ориентировки на востоке. По величине и темпам прогибания восстанавливаются палеотектонический режим региона, волнообразное распространение палеодвижений, затухание их активности к поздней юре.

Геологическое изучение любого региона в настоящее время не мыслимо без фациальных исследований, раскрывающих его геологическую историю. Кавказ постоянно служил объектом таких работ и моделью для проверки и «обкатки» многих геологических концепций. Восточный Кавказ от р. Терек на западе до границ Азербайджана на юго-востоке, по площади занимающий более $\frac{2}{3}$ Большого Кавказа, оставался, однако, сравнительно слабо изученной областью.

Домезозойский фундамент, обнажающийся на Центральном Кавказе, здесь глубоко погружается, и юрские отложения слагают большую часть Восточного Кавказа. В его западной части ядро мегантиклинория (Боковой и Главный хребты) слагают осадки преимущественно среднего лейаса, а северное крыло — верхнего лейаса, доггера и мальма. К юго-востоку они погружаются, и восточнее г. Гутон ядро мегантиклинория слагают уже отложения верхнего тоара и аалена, а у восточной границы — только аалена. Соответственно северное крыло мегантиклинория слагают все более молодые осадки. Его южное асимметрично короткое крыло осложнено многочисленными разломами. По периферии региона обнажаются меловые и палеогеновые отложения.

Ядро мегантиклинория образуют пучки сжатых дугообразных и килевидных складок, морфология которых к северу упрощается, а залегание пород выполаживается. В южном крыле килевидные складки обычно опрокинуты к югу. Напряженная пликвативная тектоника ядра и южного крыла мегантиклинория сопровождается наибольшим количеством разрывов, наибольшей их амплитудой и обилием гидротермальных проявлений. В южном крыле продольные нарушения обычно погружаются к северу, образуя взбросы, надвиги и подвиги. В ядре и северном крыле преобладают нарушения субвертикального и крутого южного погружения. К наиболее тектонически напряженным зонам приурочены серни даек диабазов, диабазовых порфиритов, диоритов, реже гранит-порфиритов, которые (как и разрывы) пересекают складки.

Таким образом, незначительность гранитоидного магматизма, глубокое погружение фундамента, мощные терригенные толщи юры, более интенсивная складчатость и т. п. существенно индивидуализируют геологическую историю этого сегмента Кавказа. В частности, представляется, что интенсивность складкообразующих движений на рубеже средней и поздней юры сильно преувеличена. Смятие толщ происходило в более позднее время.

Цель настоящей статьи — уточнить особенности геологического развития региона, опираясь преимущественно на материалы геологических съемок последних десятилетий, на среднемасштабные геологические, тектонические, палеотектонические и другие карты Восточного Кавказа и на

многолетние личные наблюдения. При этом основное внимание уделялось палеофаціальным и палеотектоническим исследованиям, методические основы которых разработал В. В. Белоусов [6].

Карты изопакит наименее изученных лейаса и доггера отстраивались автором обычно для каждого подъяруса по конкретным геологически увязанным разрезам и картам. Мощность заведомо не полных стратиграфических единиц, где не обнажается подошва или кровля, в ряде случаев наращивалась (как правило, не более 10—15%) в соответствии с фаціальными и геолого-геофизическими наблюдениями. Ожидается, что при детализации наибольшим изменениям могут подвергнуться мощности комплексов в приводораздельной части, хуже всего охарактеризованных фауной и наиболее сложно дислоцированных. Ограниченные технические возможности и объем статьи заставляют сократить иллюстративный материал и вынести на него лишь часть опорных разрезов. Отложения мальма, сохранившиеся лишь по периферии региона, не позволяют получить достаточно полную площадную картину их распространения. Наиболее детальные исследования этого комплекса были проведены в 50-х годах группой сотрудников Московского университета [14] и сравнительно незначительно дополнены в последующие годы, что позволяет непосредственно обращаться к первоисточникам. Рассмотрение геологического развития юры в едином историческом аспекте позволяет установить не только различия геотектонического режима, но и вполне определенные элементы унаследованности, и на их основе с большей точностью реконструировать палеообстановку.

В седиментационной мезозойско-кайнозойской колонке региона выделяются три крупных стратиграфических подразделения, которые отражают этапы наиболее значительных геотектонических перестроек и с некоторыми условностями могут сопоставляться со структурными этажами. **Первый**, ранне-среднеюрский отражает интенсивное прогибание в ранний период и накопление чрезвычайно мощных терригенных толщ. Второй, малом-ооценовый характеризуется значительным сокращением терригенного сноса с отложением мелководных терригенно-хемогенных осадков, т. е. резким замедлением темпов регионального прогибания. В третий, олигоцен-антропогеновый этап происходит рост орогенного сооружения и накопление молассовых осадков по его периферии в передовых прогибах. Эти этапы вполне отвечают понятиям раннего, зрелого и орогенно-складчатого периода развития геосинклинали, обычно выделяемым как ранне-, средне- и позднеальпийская стадии [1, 19].

Ранне-среднеюрские отложения весьма однородны и характеризуются чередующимися аргиллитами (глинистыми сланцами), алевролитами и песчаниками в различных сочетаниях. Алевропсаммитовый материал обычно представлен кварцем (20—90%), полевыми шпатами, как правило, плагиоклазами (1—70%), обломками серицитизированных и хлоритизированных сланцев, микрокварцитов, кислых и средних эффузивных и интрузивных пород, редко гнейсов и пр., составляющих 1—5%, иногда до 10—40%, мусковитом и биотитом (1—6%), хлоритом, карбонатом, обуглившимися остатками растительности. Они сцементированы агрегатами кремнисто-хлорито-серицитового, карбонатного, гидрослюдистого состава с преобладанием того или иного компонента. Аргиллиты на 90—95% сложены гумусированным глинистым веществом, зачастую перекристаллизованным, серицитизированным до глинистых сланцев в зоне Главного хребта. В этот базис погружены зерна кварца, полевого шпата, рудных минералов, слюды и акцессориев. Туфовый материал, прослон кремнисто-карбонатных пород, радиоляриты фиксируются в незначительных количествах в зоне Ахтычайского разлома и южной части бассейна. Там же известны покровы эффузивов. Рудные минералы представлены пиритом, меньше гетитом, магнетитом, ильменитом, распространенными повсеместно. Общая карбонатность пород колеблется от 1 до 8% и повышается вверх по разрезу. Набор акцессориев однообразен на всей площади, хотя не везде полный — циркон, рутил, сфен, лейкоксен, турмалин, апатит, анатаз, гранаты, магнетит, ильменит, ставролит, шпинель,

хромшпинель, пироксены, амфиболы, брукит, андалузит, корунд, барит.

Все это свидетельствует, что области эрозии были сложены преимущественно осадочными и метаморфическими породами герцинид Предкавказья и сохранились в течение всего периода аккумуляции [10]. При этом в областях северного и южного сноса намечаются некоторые различия. В преобладающей по площади северной и северо-восточной части региона среди полевых шпатов в осадке явно преобладают плагиоклазы основного состава, типа андезина-лабрадора (калишпаты сравнительно редки), в то время как по южной периферии региона в значительном количестве присутствуют кислые плагиоклазы (альбит-олигоклаз) и, видимо, калишпаты. С севера на юг уменьшается количество большинства аксессуаров, достигающих минимума в зоне Главного хребта.

В области аккумуляции терригенного материала северного сноса отмечаются различные соотношения кварца и полевых шпатов — основных компонентов осадков. В западной (р. Аргун) и восточной (реки Самур, Чирагчай, Уллучай) частях региона их отношения близки, содержание кварца обычно несколько превышает содержание полевых шпатов, редко в несколько раз. В центральной части — реки Аварское Койсу, Кара Койсу — относительные количества кварца резко возрастают, обычно превышая шпаты в 10 раз и более. По р. Аварское Койсу резко увеличивается количество прослоев гравелитов и конгломератов с преобладанием кварца в гальке. Поскольку, как будет показано ниже, западные и восточные области отличаются наибольшими мощностями одновозрастных отложений, именно там происходила разгрузка и наиболее быстрое захоронение основной массы переносимого осадка. В центральные районы его поступало меньше, осадок более длительное время подвергался перемыву и химическому выветриванию.

Широкое распространение получает диагенетическая и катагенетическая пиритизация пород. Сульфиды обычно локализуются в конкреционных, метакристаллических, линзовиднотонкорассеянных, густово-вкрапленные и прочие формы и образуют обогащенные ими линзовидные прослои и горизонты в глинистых сланцах, алевролитах и песчаниках. Относительным разнообразием морфологических минеральных образований в зоне Главного хребта сульфиды обязаны многократным катагенетическим (эпигенетическим) перекристаллизациям и перетолжениям в термодинамических условиях активных стрессовых деформаций. Такую природу имеют, например, пиритовые линзочки и конкреции с ячеистым кварцем, контролируемые квиважем и отдельными разрывами в Белока-но-Аварском и Хнов-Борчинском районах, в Кахетии [2]. Вблизи гидротермальных рудных тел в конкрециях иногда обнаруживаются вкрапления полиметаллов — своеобразных минералогических ореолов, аналогичных описанным на Центральном Кавказе [15].

В стратиграфической колонке ниже-среднеюрских отложений можно выделить три формационных комплекса — плинсбах-нижнетоарский, верхнетоар-нижнеааленский и верхнеаален-батский, различающихся распределением мощностей осадков и рядом фациальных особенностей.

Плинсбах-нижнетоарский комплекс обнажается в западной и центральной части региона в пределах Бокового и Главного хребтов. Его подошва может быть опущена до синемюр-геттанга по наиболее древним отложениям юры в Кахетии. Преимущественно глинистые осадки с пакетами песчано-алевролитового флишонда и маломощных песчаников (общая песчанность менее 30%) ныне образуют мощную сложно дислоцированную аспидную толщу. Это плотные темно-серые до черного цвета аргиллиты и глинистые сланцы, обычно плитчатые или листоватые, иногда с тонкими прослоями более светлого алевролитового материала. Пелитовое вещество состоит из кварц-серицит-хлоритового, кварц-хлорит-гидрослюдистого агрегата, а терригенный материал представлен мелкими слабо окатанными зернами кварца, обломками полевого шпата, реже кремнистых пород. Песчаники литито-грауваккового типа имеют поровый цемент хлорит-серицит-кварц-карбонатного и сидеритового состава. Отмечаются знаки волновой ряби, косая слоистость, гравийно-галечные

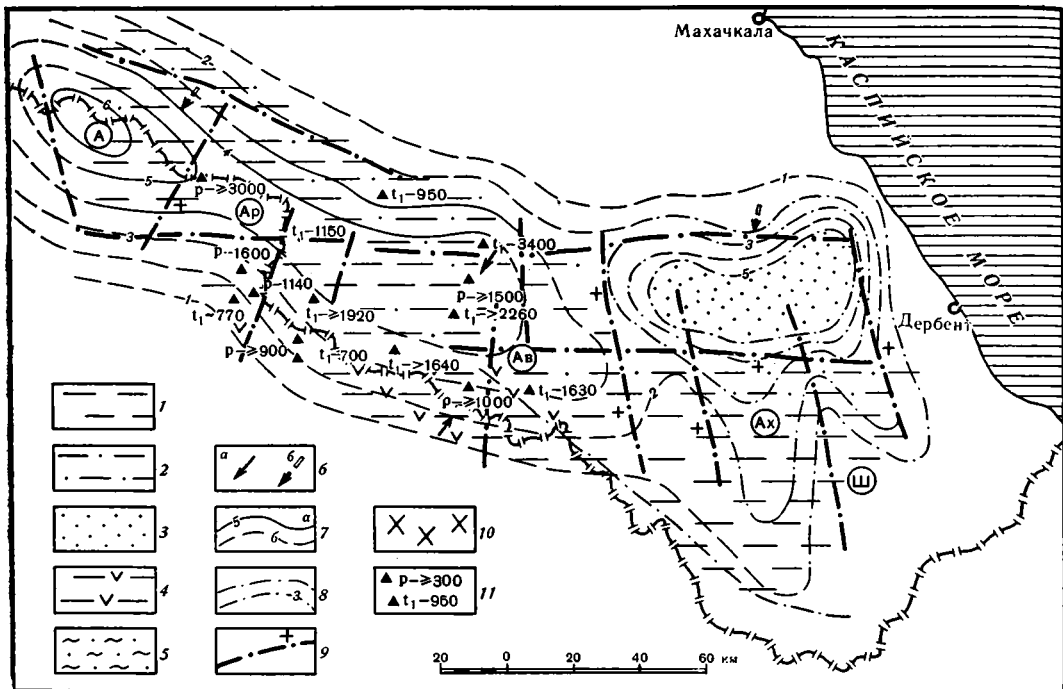


Рис. 1. Палеотектоническая схема плинсбах-раннетюрского времени Восточного Кавказа 1—5 — формации: 1 — глинистая (псаммитов <30%), 2 — песчано-глинистая (псаммитов 30—60%), 3 — песчаниковая (псаммитов >60%), 4 — вулканогенно-осадочная, 5 — субфлишевая, 6 — направление сноса терригенного материала в палеобассейне: установленное (а), предполагаемое (б), 7 — изопахиты (тыс. м): установленные (а) и предполагаемые (б); 8 — изопахиты, реконструированные по геофизическим и фациально-геологическим данным; 9 — зоны конседиментационных разломов и направление перемещения контактирующих блоков (разломы: Ан — Андийский, А — Ахтычайский, А-Х — Ахвай-Хадумский, Ш—П — Шахдаг-Параулозенский; блоки: А — Ассинский, Ар — Аргунский, Ав — Аварский, Ах — Ахтынский, Ш — Шахдагский); 10 — области конседиментационных размывов; 11 — опорные разрезы и мощности отложений

прослои. Обломки в основном представлены местным терригенным материалом, реже кремнистыми породами и белым окатанным кварцем. Широко, хотя и в небольших количествах, распространены карбонаты (сидериты) и пириты в виде конкреций и прочих форм.

В южной части бассейна в пределах Главного хребта в этих отложениях появляются эффузивы спилито-диабазового ряда. Отдельные потоки лав достигают первых десятков метров мощности и километров протяженности. Однако объем излияний, видимо, не превышает 5% объема вмещающей толщи. Шаровые отдельности достигают 0,3—0,8 м, а промежутки между ними обычно заполнены кремнистым материалом типа фтанита.

К северу по р. Аварское Койсу отложения становятся песчано-глинистыми (песчанистость 30—60%), увеличивается количество и мощность песчаниковых прослоев.

Наибольшие мощности плинсбахских отложений (более 4300 м) известны в Ингушетии, а нижнетюрских — в Ингушетии около 2500 м и в бассейне р. Аварское Койсу до 3400 м (рис. 1). В Ингушетии выделяется Армхинская ослабленная зона север-северо-западного простирания, где мощность осадков домера и тоара возрастает на 20—30%. По северной и восточной периферии региона мощность их сокращается, о чем свидетельствуют геофизические данные и скважины, вскрывшие пермские отложения на глубинах около 2 км у с. Ведено. В слабодислоцированных осадочных комплексах устанавливается прямая связь крупных неконтрастных отрицательных аномалий силы тяжести с мощностью отложений

и их песчанностью [17]. На востоке в районе горы Шахдаг, судя по гравиметрической съемке, фундамент приподнят (положительная аномалия), а мощность юрского чехла сравнительно невелика. Но последний здесь структурно погружается и имеет практически полный, не эродированный разрез. Это возможно лишь при фациальном сокращении его мощности, что и обнаружено в ааленских и байосских отложениях и несомненно характерно для более древних осадков. К северо-западу от этого района с областью возросших примерно вдвое мощностей ааленских накоплений и их опесчаниванием совпадает обширная отрицательная аномалия силы тяжести, открывающаяся к северу. Там, в бассейнах рек Гамриозень и Уллучай предполагается резкое возрастание мощности лейаса и прежде всего плинсбах-нижнеоарского комплекса, сложенного песчаниковыми фациями. Об этом косвенно свидетельствуют: 1) длительное существование палеодельты с аккумуляцией здесь песчаниковых фаций аалена, тоара и, видимо, более раннего времени; 2) нарастание песчанности и мощностей тоарских отложений в разрезах рек Аварского и Кара Койсу с приближением к этому району; 3) погружение фундамента до 10—12 км по геофизическим данным — отрицательная гравитационная аномалия в фациально однородном разрезе прослеживается от поверхности до 10—12 км; на той же глубине находится кровля крупной положительной магнитной аномалии фундамента. Второй и третий комплексы, верхняя юра и мел компенсируют погружение фундамента лишь наполовину. Очевидно, они подстилаются мощными лейасовыми дельтовыми песчанистыми накоплениями.

Таким образом, наибольшие мощности нижнего комплекса занимают субширотную северо-западную полосу — бассейны рек Гамриозень — Андийское Койсу — Шондон — с двумя максимумами более 6000 м в Ингушетии на западе и в бассейнах рек Уллучай — Гамриозень на востоке. На разделяющем их участке р. Аварское Койсу мощности сокращены.

Верхнеоар-нижнеааленский формационный комплекс в основном представлен песчанистыми дельтовыми осадками, обрамляющими с северо-востока ту же палеоакваторию. В бассейнах рек Гамриозень, Уллучай, Чирагчай это часто грубозернистые косослоистые русловые субконтинентальные отложения с песчанностью более 60%, местами с горизонтами углей. К югу в них постепенно сокращается количество псаммитового материала. Они сменяются морскими мелководными фациями вначале песчанистыми, а затем песчано-глинистыми с песчанностью 30—60%. Пачки массивных песчаников замещаются пакетами плитчатого и тонкоплитчатого переслаивания, в псаммитовых слоях увеличивается относительное содержание глинистого цемента. В зоне между Боковым и Главным хребтами они переходят в глинистые накопления с песчанностью менее 30%. Так, песчанность толщ верхнего тоара от более 60% в средней части рек Аварское, Кара и Казикумухское Койсу к югу падает до 10%. Очевидно, эта зона является наиболее удаленной от источников как северного, так и южного сноса. Эти отложения прослеживаются узкой полосой, расширяющейся к северо-западу.

На южном склоне Главного хребта песчанность вновь возрастает (30—60%). На юго-востоке региона объем формационного комплекса включает также фациально тяготеющие к нему низы верхнего аалена. По водоразделу Главного хребта от р. Курдул до р. Бодак здесь встречаются горизонты с шаровыми лавами спилито-диабазов. Последние образуют несколько горизонтов в десятки метров мощностью (до первых сотен в раздувах), как в глинистой, так и песчаниковой частях толщи. Обычно их возраст вслед за Н. К. Русановым принимался как верхнеааленский, но фаунистические находки автора в 1976 г. — *Costileioceras* sp. indet, *Mytiloidos* cf. *quenstedti* Pul., *M. cf. einctus* Goldf., *M. cf. amygdaloides* Goldf., *Leioceras* sp. indet в их подошве позволяют считать их залегающими скорее на рубеже верхнего тоара — нижнего аалена. К тому же стратиграфическому уровню относятся описанные автором маломощные горизонты туфолав и силлов риолито-дацитового состава в более северной зоне Бокового хребта в бассейне р. Ахтычай.

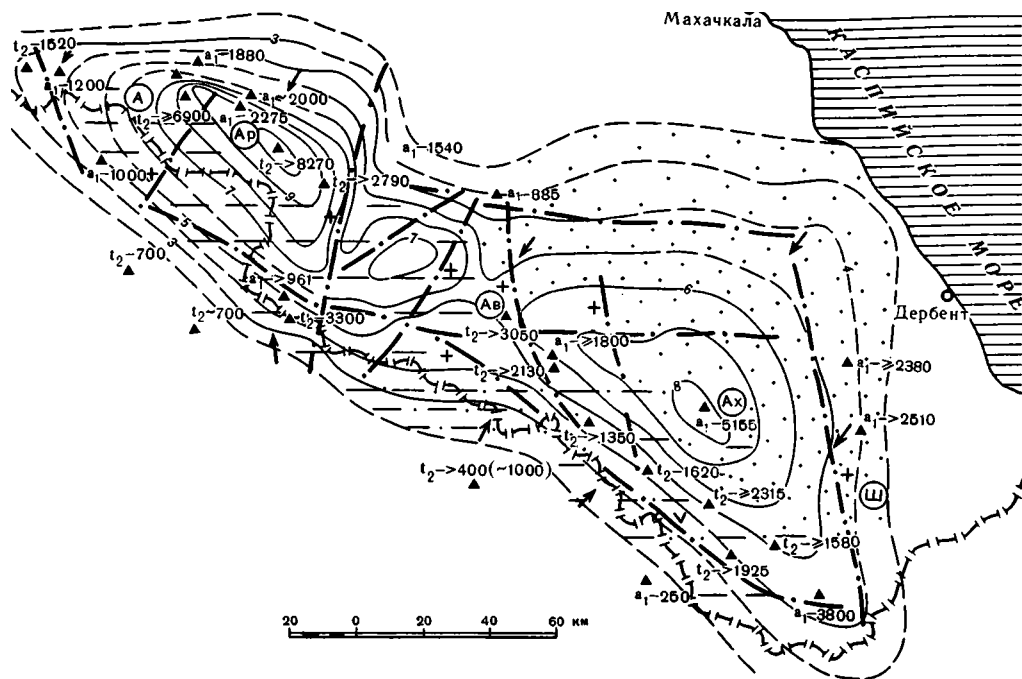


Рис. 2. Палеотектоническая схема позднеоар-раннеааленского времени Восточного Кавказа (усл. обозн. см. рис. 1)

Мощности верхнеоар-нижнеааленского комплекса очень значительны и распределены неравномерно (рис. 2). Максимумы они достигают на западе — бассейна р. Аргун — не менее 10 200 м и на востоке — от Самурского хребта до р. Кара Койсу — до 8000 м. Площади наибольшего накопления осадков в позднем тоаре и раннем аалене на западе практически совпадали — соответственно не менее 8270 м и 2360 м, а на востоке они несколько разобщены — более 4000 м и не менее 5100 м. Эти толщи достаточно уверенно картируются и их объемы подтверждены фаунистически. Сокращение мощностей в продольном направлении более чем в 1,5—2 раза происходит в бассейне р. Аварской Койсу и на флангах региона.

Верхнеаален-батский фармационный комплекс — на юго-востоке из аалена он включает лишь верхи (выше гепцайского пласта) — характеризуется мелководными песчано-глинистыми и глинистыми осадками (песчаность обычно менее 30%) с несколько повышенной общей карбонатностью. Для них обычны линзы глинистых известняков с тугенштейнами, глиносидеритовыми, реже пиритовыми конкрециями. Байосские отложения имеют характерный белесый и зеленоватый оттенок, обусловленный, очевидно, повышенной карбонатностью и присутствием глауконита. В незначительных количествах отмечаются лепловый материал в прослоях и как экзотические находки гальки гранитоидов и метаморфических пород. На локальных площадях преимущественно в восточной части региона в основании и середине байоса отмечаются размыты (см. ниже). В чередующихся пачках алевролитов, аргиллитов и песчаников часто проявляется ритмичность седиментации. Песчаность и алевроитность несколько повышается по северной периферии и в восточной части региона (до 20—30%), но в целом фации этого комплекса довольно выдержаны на всей территории, что особенно характерно для глинистых отложений бата. Однако большая часть последних по северной периферии оказывается размытой.

Максимальных мощностей данный комплекс достигает на западе, в бассейне р. Ченты Аргун — 2100 м и на востоке в бассейнах рек Самур,

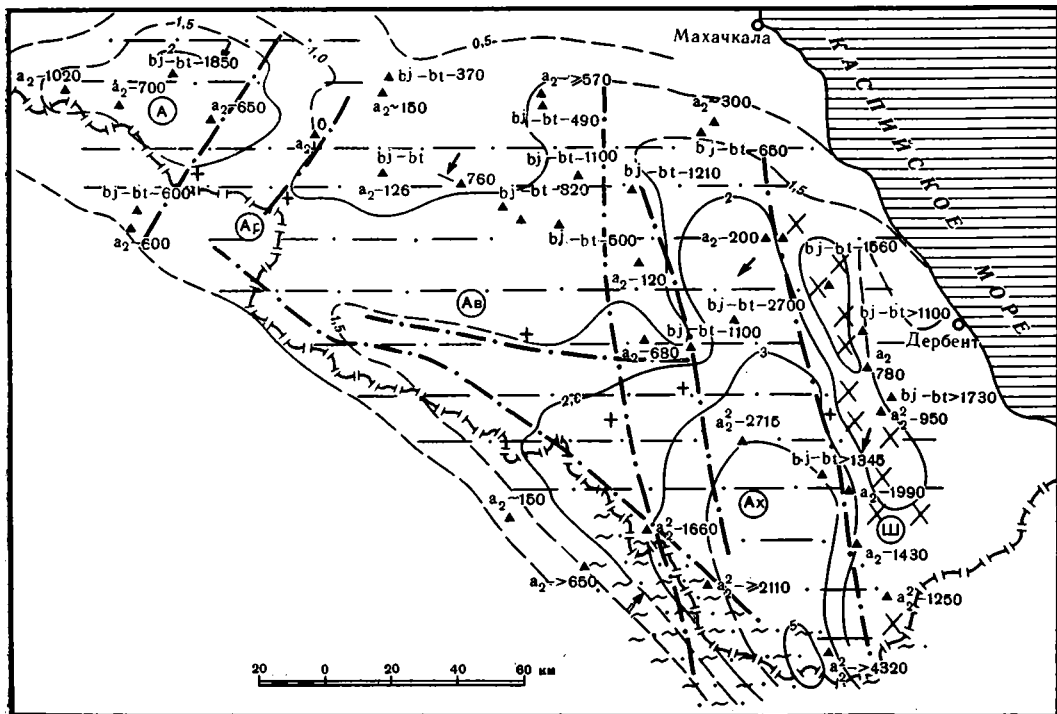


Рис. 3. Палеотектоническая схема позднеалаен-батского времени Восточного Кавказа (усл. обозн. см. рис. 1)

Курах и по хребту Лес — более 3000 м (рис. 3). В пределах Главного хребта отложения комплекса требуют дополнительного фаунистического подтверждения. Участки максимального накопления более локальны и также разделены областями сокращенных мощностей в бассейнах Аварского и Андийского Койсу. Верхнеалаенские породы по северной периферии имеют мощность от 0 до 270 м, в отдельных прогибах до 500 м. К осевой части трога их мощность возрастает на западе не менее чем до 1160 м, на востоке его верхняя часть, относимая к комплексу, составляет 1700 м, а всего подъяруса — не менее 2700 м. Байос-батские отложения по р. Ченты Аргун достигают мощности 1850—1925 м [12, 13], на востоке по хребту Лес — 2760 м, а в разделяющем их бассейне Аварского Койсу — 500 м.

Верхнеюрские отложения региона включают слои железистых, известковистых и кварцевых аллювиальных (дельтовых) песчаников нижнего келловоя — до 20—25 м мощности в западной и центральной части северной периферии; известковых алевролитов с прослоями известняков среднего келловоя — 20—30 м (мощность ниже-среднекелловейских отложений на западе достигает 145 м); доломиты и доломитизированные известняки верхнего келловоя — оксфорда — до 290 м (на западе до 620—1000 м); доломиты, известняки, брекчии, гипсы кимеридж-титона — до 700—800 м [14], разделенных кратковременными стратиграфическими несогласиями. Для большинства комплексов устанавливается фаціальное сокращение мощности и опесчаникование карбонатных разрезов с юга на север, а также с запада на восток — выклинивание нижнекелловейских слоев, появление в карбонатной толще кимеридж-титона гипсов, а затем выклинивание толщи. К востоку от Казикумухского Койсу выделяется широкая полоса «каспийской» ориентировки, где валанжинские слои, входившие западнее в единую с верхней юрой известняково-доломитовую толщу, с разрывом перекрывают различные горизонты мальма и доггера. Толща мальма залегают на доггере северной периферии также со стратиграфическим несогласием. На востоке в узкой полосе субмеридиональной («каспийской») ориентировки от г. Шагдаг до бассейна

р. Уллучай оно сопровождается и азимутально-угловыми несогласиями [18]. Локальные несогласия с тектоническими срывами выявлены и на крайнем западе в бассейне р. Армхи.

На юге в зоне современного Главного хребта келловейские терригенно-карбонатные отложения имеют наибольшую для Восточного Кавказа мощность — не менее 500 м и фациально постепенно сменяют терригенный субфлиш средней юры (истоки р. Каравансарачай), а зернистость материала и мощность слоев уменьшается к северу в направлении Бокового хребта.

Максимальных мощностей отложения маляма достигают на западе (к западу от Аварского и Андийского Койсу) — 1000—2000 м. Второй максимум (в значительной мере эродированный предмеловой трансгрессией) намечается к востоку (юго-востоку) от Казикумухского Койсу, т. е. на тех же площадях, что и для средней и нижней юры. Оба максимума сохраняются и в меловом периоде.

Как известно, некоторое своеобразие минеральных ассоциаций, например примесь каолина в осадках разрезов по хребту Лес, рек Рубасчай, Цмурчай, с. Огни Восточного Дагестана, позволило В. А. Гросгейму [10] уверенно предположить существование поблизости «восточных островов Восточнокавказского архипелага». Площадные фациальные исследования подтверждают этот вывод. От г. Шахдаг до бассейна р. Уллучай выявлена целая цепь островов, имеющих, однако, не общекавказскую, как предполагалось ранее, а субкаспийскую ориентировку. Развитие островной цепи было длительное, поскольку сокращение мощностей и размывы здесь известны для более ранних и более поздних накоплений. Уже упоминалось, что в районе горы Шахдаг фундамент приподнят, а мощность юрского чехла сокращена. Это подтверждается выклиниванием горизонтов наблюдаемыми размывами и фациальным сокращением мощностей титонских, оксфордских, кимериджских, байос-батских, ааленских и, несомненно, более древних осадков. По сокращению мощности и погрублению накоплений верхнего аалена выявляются Шахдагское и севернее Рухунское островные поднятия с субширотным прогибом между ними. Последний находит отражение в гравитационном поле, а восточнее выполняется также неогеновыми отложениями. Палеоподнятие в титонских осадках, описанное еще Д. В. Дробышевым по р. Чирагчай, входит в систему протяженного байос-предмелового валообразного поднятия, простирающегося к северу в бассейн р. Уллучай. В том же направлении к Эльдамскому поднятию его продолжает полоса сокращенных мощностей меловых отложений. Все это подтверждает длительное развитие островной цепи субкаспийской ориентировки.

Таким образом, применение фациального анализа позволило установить, во-первых, сохранение внешних источников обломочного материала для всех рассматриваемых формационных единиц. Каждый последующий комплекс является закономерным развитием предыдущего, причем лишь первый в зоне Главного и Бокового хребтов в наибольшей мере отвечает сланцевым раннегеосинклинальным отложениям с эффузивами преимущественно в верхней части. Во втором из них большую роль приобретают мощные дельтовые выносы в акваторию. Происходят лавовые излияния вдоль глубинных разломов зоны Главного, реже Бокового хребтов. Третий комплекс характеризуется значительно меньшими мощностями и однородностью мелководных фаций, в которых отчетливее проявляются локальные участки различного по интенсивности осадконакопления.

Во-вторых, выделяются две основные области, объединяемые общностью источников терригенного сноса. Это наиболее обширная область северного и северо-восточного сноса, в пределах которой в основном по степени изменения содержания, зернистости материала, характера отложения выделяются местные фациальные зоны. Для зоны Главного хребта характерен южный снос терригенного материала. В пределах северного склона этого хребта прослеживается наиболее удаленная от источников сноса полоса со смешанным осадконакоплением. Последняя не являлась.

географической осью палеобассейна, а смещена от нее к югу в результате значительно большего привноса материала с севера, чем с юга. Эта зональность характерна для первого и второго комплексов, а в позднеаален-батское время, видимо, нивелируется в результате общего обмеления. Границы между зонами фациально подвижны и меняют свое положение от комплекса к комплексу в зависимости от увеличения или уменьшения выноса терригенного материала с севера или юга. В плинсбах-раннеааленское время вдоль Главного и Бокового хребта признаки островной суши отсутствуют, а в байос-бате на востоке появляется островная цепь субкаспийской ориентировки.

В-третьих, в пределах рассматриваемого региона устанавливаются две палеodelты — на западе в бассейне р. Аргун и наиболее крупная на востоке [24], которая по величине соизмерима с дельтой Волги и, возможно, является ее прааналогом. Дельта на востоке существовала более длительного времени (включая начало позднего аалена), чем на западе, и со временем все более выдвигалась в палеоакваторию. В. А. Гроссгейм указывал на вероятность приноса части осадка с Русской плиты и Урала. На западе дельта, видимо, постепенно отступала. В бассейнах рек Аварское, Андийское, Кара Койсу дельты смыкались, но этот район практически постоянно их разделял. В позднеаален-батское время бассейн все более мелеет, а принос материала сокращается.

В-четвертых, в позднеюрское время при сохранении тех же источников терригенного сноса дельтовые выносы практически прекращаются, береговая линия отступает далеко к северу, а потепление климата в условиях незначительного поступления механической взвеси приводит к накоплению карбонатных, а затем сульфатных осадков. На западе и востоке сохраняются области наиболее интенсивного осадконакопления, разделенные бассейнами рек Аварского и Казикумухского Койсу. Мелководный бассейн по северной периферии подвергался неоднократным осушениям и размывам на рубеже средней и поздней юры, раннего и среднего, среднего и позднего келловоя, келловоя и оксфорда, титона и валанжина. При этом уже с раннего келловоя, как и в бате, фиксируются признаки «незначительной морфологической и структурной расчлененности области», «свободного открывания» моря к югу и юго-востоку [14, 21]. Предкелловейские размывы в районе горы Шахдаг локальны и связаны с длительно развивающейся островной цепью «каспийской» ориентировки восточной периферийной зоны бассейна. К западу от нее возрастает мощность юрских терригенных отложений, уменьшается песчаность и угленосность осадков. В поздней юре море также открывалось не только к югу, но и к западу. Полевыми работами установлено, что с востока на запад от разрезов Кара-Кюре к горе Гестенкиль уменьшается количество титонских гипсов и возрастает количество доломитизированных известняков; от шахдагских рифов к югу (пер. Сельды) и западу (г. Шалбуздаг) возрастает мощность титонских конгломерато-брекчий; отсутствующие в этом районе келловейские отложения в 50 км западнее представлены нормальными морскими фациями значительной мощности, постепенно сменяющими среднюю юру. Таким образом, в осевой части палеобассейна стратиграфические и угловые несогласия между средней и верхней юрой отсутствуют и морской режим сохранялся постоянно.

Суммарные мощности ниже-среднеюрских терригенных накоплений (рис. 4) во многом определяют рисунок гравитационного поля локальных аномалий (в редукции Буге) Восточного Кавказа, особенно в его северо-восточной слабо дислоцированной и эродированной части [17].

Отдавая отчет в том, что мощность отложений не вполне отвечает величине прогибания, поскольку не учитывает глубину бассейна, различия в уплотнении песчаных и глинистых осадков и пр., отметим, что это не является непреодолимым препятствием для реконструкции палеотектонического развития [25]. На обширных площадях, особенно северо-восточного сноса, несмотря на огромные массы поступающего материала, отчетливо устанавливаются мелководно-морские и иногда субконтинентальные фации, что указывает на компенсированный характер бассейна.

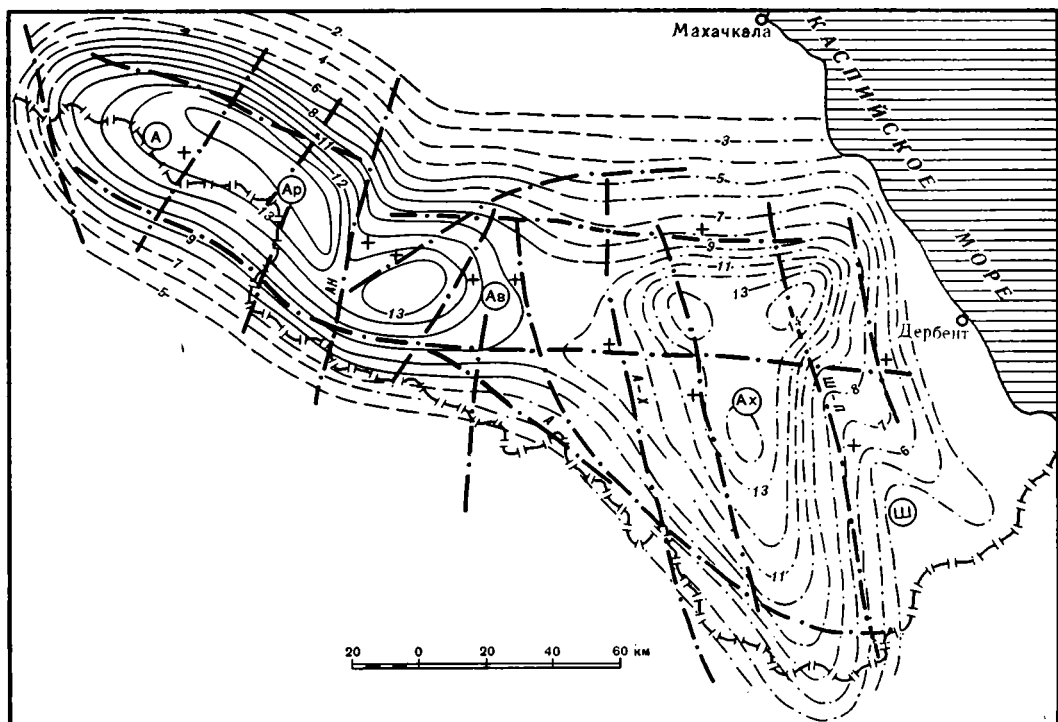


Рис. 4. Палеотектоническая схема ранне-среднеюрского времени Восточного Кавказа (усл. обозн. см. рис. 1)

Отложения осевой зоны, синхронные песчаниковым свитам периферии, также имеют в разрезе более алевропсаммитовый состав. Как указывалось, и здесь глубины бассейна, видимо, не были значительными, а фациальные колонки во всех зонах заканчиваются мелководными осадками байос-мальма, и, следовательно, их суммарная мощность в целом эквивалентна величине суммарного прогибания дна бассейна.

Для региона характерны высокие скорости осадконакопления, достигающие 2000—5000 мм за 1000 лет. Они значительно больше, чем обычно приводится для различных бассейнов и превышают скорость седиментации в океанах на 1—2 порядка. Однако не следует считать их неправдоподобно высокими. Они обусловлены мощными дельтовыми выносами и подводно-оползневыми явлениями, а мощности подтверждены фаунистическими сборами и картированием. Так, мощность нижеааленских отложений в районе Самурского хребта оценивалась Н. Н. Ростовцевым как не менее 5000 м, В. Д. Голубятниковым — около 6000 м, а при крупномасштабной съемке (В. П. Павлов и др.) — как более 5100 м. Высокие скорости седиментации и сейчас известны у западного побережья Каспия — 6000 мм за 1000 лет, в Азовском море — 2400 мм за 1000 лет, а в дельте р. Миссисипи до 30 000 мм за 1000 лет [23].

Литостатическое уплотнение глинистых осадков значительно и обычно оценивается в 20—50% первоначального объема [8, 11]. Но пелитовый материал с самого начала имеет большую рыхлость, чем псаммитовый, и, следовательно, больший объем, а при захоронении более интенсивно уплотнялся. Очевидно, для сопоставления неприемлемы колонки различных осадков с равными исходными объемами и заведомо различными массами. Допуская неизменность «минеральной массы столба осадков» [26] при уплотнении и опуская для простоты пористость, заметим, что масса столба равна произведению плотности на высоту или мощность. Неизменность массы осадка и породы разреза позволяет их приравнять:

$$ah = a'h' \quad (1)$$

Зная мощность (h') и плотность пород (a'), а также среднюю плотность нелитифицированного осадка (a), наиболее просто определить мощность последнего (h).

Аналогичным образом для определения реальных различий в уплотнении равных масс глинистых и песчаных пород сравниваем две колонки, где

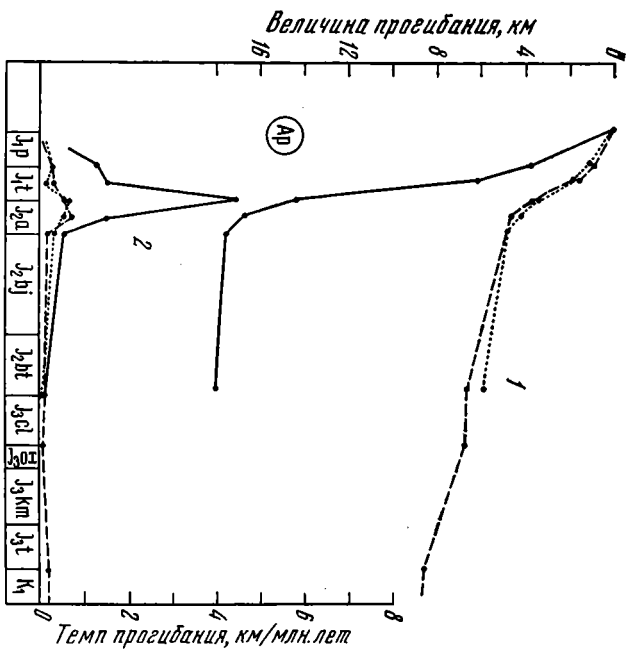
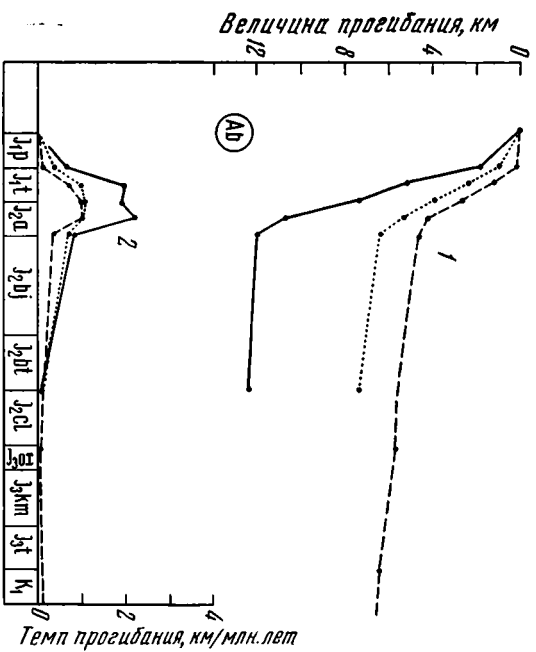
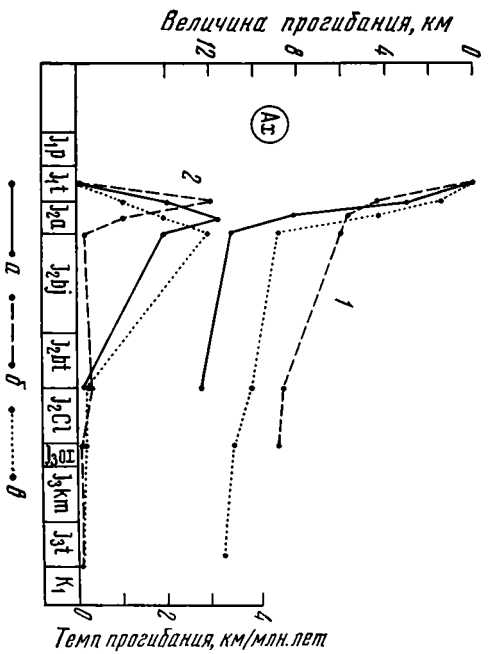
$$a_r h_r = a_n h_n. \quad (2)$$

Поскольку для Восточного Кавказа плотность аргиллитов (a_r) и песчаников (a_n) различается на 4—6%, то приближение столько же должно составлять относительно большее уплотнение минеральной массы глинистого седимента. Незначительность различий объясняется сходным кварц-полевошпатовым составом пород и значительным количеством глинистого материала в цементе песчаников. При компенсированном прогибании дна бассейна относительный дефицит мощности вполне компенсируется более рыхлым и объемным осадком в верхней части разреза.

Таким образом, вполне обоснованно принимается тождественность мощности отложений величине прогибания, а скорости седиментации — темпам прогибания, что отражает и интенсивность тектонических процессов. При рассмотрении графиков интенсивности и темпов прогибания (рис. 5), построенных по методике В. Б. Неймана [20] для западной, центральной и восточной частей (блоков) региона по максимальным мощностям, а также схем распределения мощностей (см. рис. 1—4) можно заметить, что, во-первых, наибольших величин они достигали при формировании первого и второго формационных комплексов, причем к концу плинсбах-раннеааленского периода интенсивность их заметно снижается. Позднеаален-батский период почти повсеместно характеризуется резким замедлением величины и темпов прогибания, т. е. спадом тектонической активности, что было замечено еще В. В. Белоусовым [7]. Если продлить эти графики для позднеюрского и мелового времени, мы увидим сходную, но еще более ослабленную картину тектонических движений. Средняя юра была практически переходным периодом между чрезвычайно мощными раннегеосинклинальными нисходящими движениями лейаса и «вялым», субплатформенным протеканием тех же процессов в мальм-эоценовое время с отдельными всплесками тектонической активности. Плинсбах-раннеааленские темпы прогибания в 10—12 раз превышали темпы прогибания позднеаален-батские, а те в свою очередь лишь в 2—3 раза выше позднеюрско-меловых на северном склоне или в 1,5—2 раза на южном склоне в зоне «унаследовано развивающейся геосинклинали».

Во-вторых, величина и темпы прогибания в центральной части намного значительнее, чем в периферийной. В плане они фиксируют зону субширотной ориентировки, на западе совпадающей с положением Бокового хребта, а к востоку расположенной значительно севернее него. Эта зона наиболее интенсивного палеотектонического прогибания не везде совпадает с осевой частью палеобассейна и, располагаясь севернее, не совпадает также с зоной глинистых осадков наиболее удаленных от источников сноса. По сути дела она являлась «впадиной-барьером» по терминологии Ж. Обуэна [22] и при компенсированном прогибании улавливала мощные терригенные выносы северных дельт, пропуская к югу более тонкозернистый материал и во многом определяя ныне наблюдаемую фациальную зональность. Излияния магмы приурочены не к зоне наибольшего прогибания, а к примыкающей к ней с юга бортовой области бассейна, располагаясь вдоль продольных и поперечных глубинных разломов.

Ключное расположение площадей наибольших вековых накоплений осадков определяет контуры блоков, испытывающих относительно большие прогибания в ранне-среднеюрский период. Это Аргунский блок на западе и Ахтынский на востоке (см. рис. 1—4), разделяемые относительно приподнятым Аварским блоком. Последний как бы вклинивается с юга между ними, имея более жесткое «гетерогенное» строение фундамента [16]. В южной части к нему приурочены подавляющая часть магма-



тических излияний Восточного Кавказа и наиболее обильные поздние дайковые внедрения. Относительное возрастание объема магматических образований вдоль глубинных разломов характерно для южных частей всех приподнятых блоков. С запада к Аргунскому блоку примыкает менее погруженный Ассинский блок, к западу от которого в пределах Центрального Кавказа мощности сланцевой юры резко сокращаются. Как отмечалось, восточнее Ахтынского блока от горы Шахдаг до р. Параулозенья располагается ранее не известная положительная структура (островная цепь) каспийской ориентировки, длительно развивающаяся в юрско-меловое время. Фактически она является северным продолжением Кюрдамир-Саатлинской положительной погребенной структуры и гравитационного максимума [3]. Восточнее, параллельно Шахдаг-Параулозеньской антиклинальной зоны раннего мезозойского заложения располагаются кайнозойские западная и восточная брахиантиклинальные зоны Южнодагестанской ступени передового прогиба [9]. В мезозойской структуре фиксируется подавляющая часть фациально сокращенных разрезов, стратиграфических и азимутально-угловых несогласий юрско-мелового времени. Очевидно, она ограничивала с востока не только Ахтынский блок, но и в значительной мере весь геосинклинальный бассейн Восточного Кавказа. На западе аналогичную роль играл сегмент Центрального Кавказа, резко приподнятое положение которого свидетельствует, видимо, о существовании Транскавказского поднятия по крайней мере уже в ранней юре.

Границы между блоками Восточного Кавказа определяются по градиентам мощностей осадков, которые фиксируются преимущественно вдоль одних и тех же зон, намечая контуры блоков различных порядков с различными вертикальными перемещениями. Очевидно, градиенты обусловлены разломами фундамента, конседиментационно проявленными в чехле. При этом относительно резкие изменения мощностей осадков узких стратиграфических интервалов характерны для «небольших» блоков площадью в сотни — первые тысячи квадратных километров. Наложение разновозрастных градиентов, их близкое положение в отложениях нижней и средней юры трассируют контуры блоков уже в тысячи — первые десятки тысяч квадратных километров (Ахтынский, Аварский, Аргунский и др.). Характерны в этом отношении разломы, клиновидно ограничивающие центральный Аварский блок со ступенчатыми погружениями (нарастанием мощности) от него к западу и востоку (см. рис. 4). Вдоль Ахвай-Хадумского палеоразлома и в современном структурном плане прослеживаются флексуры, появляются диагональные разрывы, линейные складки резко меняют простираение. При пересечении с запада на восток Андийского палеоразлома антиклинорием Бокового хребта крупные складки, попадая в Аварский блок с меньшей мощностью чехла, значительно «теряют» амплитуды и напряженность, а Казбекский диабазовый пояс резко сужается и вскоре выклинивается. По градиентам силы тяжести и локальным осложнениям гравитационного поля этот разлом прослеживается дальше к северо-востоку и юго-западу [5].

На космических снимках этот разлом дешифрируется протяженным линейamentом от Закавказья до Терско-Каспийского прогиба и, видимо, дальше. Если совместить схемы частных элементов и градиентов мощностей, можно заметить совпадение или близость положения многих из них, что, видимо, указывает на закономерные связи. Дугообразные фрагменты «кольцевых структур» (по Андийскому Койсу, восточнее Аварского и Кара Койсу) совпадают с краевыми частями выделяемых палеоблоков и, видимо, обусловлены блоковым строением фундамента, отражаемом в различных мощностях накопившихся осадков, в их градиентах, а также в системах позднейших краевых трещин в чехле.

Рис. 5. Величина (1) и темп (2) прогибания в западной (Аргунский блок — Ар), центральной (аварский блок — Ав) и восточной (Ахтынский блок — Ах) частях Восточного Кавказа в ранне-среднеюрское время: а — осевая зона палеобассейна; б — северная периферия палеобассейна; в — южная периферия палеобассейна

В блоковом строении региона, обусловленном гетерогенностью фундамента, устанавливается сочетание двух структурных планов — субширотного и субмеридионального. Уже отмечалось, что выявленные палеотектоническими исследованиями, они в значительной мере подтверждаются рисунком гравитационного поля. Широтная отрицательная аномалия района р. Тушетская Алазань восточнее р. Аварское Койсу сливается с аналогичной аномалией «каспийской» ориентировки, образуя обширный изометричный минимум в бассейне р. Гамриозень. Анализ геофизических полей и геологических материалов подтверждает приподнятое положение фундамента Шахдагского и Аварского [16, 18] блоков. Субмеридиональный план наиболее проявлен на востоке вблизи Каспия и в центре, а субширотный — в центральной и западной частях региона. С приближением к Транскавказскому поднятию Центрального Кавказа появляются пограничные субмеридиональные структуры, например ослабленная зона Армхинского прогиба. Структуры подобных планов уже отмечались ранее на Кавказе [19]. Наложение отрицательных структур обоих планов определяет наиболее мощное погружение фундамента в бассейне р. Гамриозень.

Характерное индивидуальное развитие основных блоков и конседиментационных разломов прослеживается и в послесреднеюрское время в более молодых осадках. Аргунско-Ассинский и Ахтынский блоки в мальме испытывают относительно большие погружения, а Аварский и Шахдагский — воздымания. Предмеловая регрессия и последующая трансгрессия уничтожают в северной части Ахтынского блока значительную часть верхнеюрских отложений [4, 5]. В позднем мелу здесь вновь отмечаются погружения с мощными терригенно-карбонатными накоплениями и восточнее сокращенные мощности Шахдаг-Параулозеньского валовообразного поднятия. Аргунский и Ассинский блоки после незначительных воздыманий и регрессий в предкелловее и позднем келловее также испытывают устойчивое погружение до начала орогенного этапа. Аварский блок и в мальме продолжает сохранять относительно приподнятое положение, разделяя западную и восточную части региона с более интенсивным прогибанием. В то же время отмечается некоторое увеличение мощностей, верхнеюрско-меловых отложений к югу, уменьшение в них зернистости и объема терригенных разностей [14, 21], свидетельствующие об «открытости» палеоморя к югу и отсутствии там сколь-нибудь заметной островной суши.

Андийский и Ахвай-Хадумский конседиментационные разломы, отделяющие Аварский блок от Аргунского и Ахтынского, по градиентам мощностей прослеживаются к северу в поле верхнеюрско-палеогеновых отложений, ограничивая с запада и востока Хадумский купол — важный элемент орогенной структуры Дагестанского клина. На востоке субширотный ааленский прогиб (Курукальский) между Шахдагским и Рухунским куполами на своем восточном фланге выполняется также акчагыльскими отложениями, языком проникающими из передового прогиба в горную часть. Западная и Восточная палеоген-неогеновые брахиантиклинальные зоны [9] передового прогиба закладываются параллельно более ранней мезозойской Шахдаг-Параулозеньской брахиантиклинальной структуре [18].

Рассматривая карты изопакит подъярусов и размещение на них областей максимального накопления разновозрастных осадков, можно заметить, что они практически нигде строго не совпадают. В поперечном сечении западной части региона ось наиболее активной седиментации с домера к позднему тоару от центральной субширотной зоны смещается к северу (северо-востоку). Вторая волна последовательного смещения максимумов накопления к северу намечается в позднем аалене, байосе и мальме. К югу от осевой зоны сведения о подобных миграциях пока отсутствуют. В восточной части региона в поперечном сечении с домера (?) по верхний аален наблюдаются закономерные смещения максимумов мощностей от осевой зоны к югу (выдвижение палеодельты). К северу от нее отмечается смещение такого максимума в байосе.

Однако миграция максимумов седиментации разновозрастных толщ фиксируется не только в поперечном, но и в продольном направлении. Максимум прогибания домерского времени в верховьях р. Ассы к позднему тоару смещается к востоку в истоки р. Шаро-Аргун, к концу раннего аалена — в район Самурского хребта, а в позднем аалене еще восточнее. Мощные позднеюрские прогибания бассейна в Ингушетии и Осетии в раннем мелу дополняются вовлечением в более значительные прогибания восточного Аварского блока. В позднем мелу формируется второй максимум погружения уже восточнее в Ахтынском блоке, к палеогену он смещается еще восточнее [14, 5].

Таким образом, в последовательном вовлечении блоков в более интенсивные погружения с последующим замедлением темпов прогибания намечаются вполне закономерные поперечные и продольные волнообразные движения. И если поперечное центрбежное смещение погружений можно частично объяснять гравитационным опусканием перегруженных осадками блоков, то продольные волнообразные прогибания, распространяющиеся от Центрального Кавказа к востоку, могут иметь только тектоническую природу.

С фашиальной точки зрения сложившиеся представления об интенсивности предкелловейского тектогенеза и складчатости [1, 19] вызывают сомнения. Сокращение величины и темпов прогибания к началу поздней юры, отсутствие моллас и тонкая терригенная седиментация на обширной территории мелководного палеобассейна свидетельствуют о затухании тектонической активности [7] и отсутствии сколько-нибудь заметного расчленения рельефа. В ранней, средней, поздней юре и позднее снос терригенного материала продолжался от периферии к центру бассейна, сохранялись основные тенденции развития палеоблоков. Стратиграфические и угловые несогласия в районе г. Шахдаг локальны, обусловлены длительно развивающейся положительной структурой субкаспийской ориентировки и не могут быть распространены на более западную часть региона. В зоне современного Главного хребта (верховья рек Шинчай и Каравансарачай) верхнеюрские осадки фашиально постепенно сменяют среднеюрские и в едином разрезе конформно смяты в альпинотипные складки.

Таким образом, проведенные исследования вскрывают блоковое строение региона, определяемое сочетанием субширотного и субмеридионального длительно развивающихся структурных планов. Предпозднеюрское время, являясь важным поворотным этапом в геотектоническом развитии Восточного Кавказа — от интенсивных нисходящих движений к их затуханию, скорее всего не сопровождалось значительными орогенно-складчатыми деформациями.

Литература

1. Ажигрей Г. Д., Баранов Г. И., Крочачев С. М., Панов Д. И., Седенко С. М. Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. 262 с.
2. Асатиани П. Л., Каросайдзе О. А. Сульфидные конкреции в глинистых сланцах Заалазанской Кахетии (южный склон Б. Кавказа).— Тр. КИМСа, 1971, вып. IX(II), с. 87—101.
3. Афанасьев Г. Д., Абдуллаев Р. Н., Кондаков Л. А. Мезо-кайнозойские формации Талыш-Дагестанской субмеридиональной зоны.— В кн.: Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1977, с. 126—148.
4. Байков А. А., Швидов В. И. Новые данные о верхнеюрских образованиях Нагорного Дагестана.— Изв. СКНЦВШ. Естест. науки, 1979, № 2, с. 67—69.
5. Байков А. А., Голиков-Заволженский И. В., Седлецкий В. И. О поперечных структурах Известнякового Дагестана (Восточный Кавказ).— Геотектоника, 1980, № 5, с. 69—80.
6. Белоусов В. В. Изучение мощностей отложений как метод геотектонического анализа и применение этого метода к исследованию верхнеюрских и нижнемеловых отложений Кавказа.— Проблемы советской геологии, 1937, № 2, с. 121—141.
7. Белоусов В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования.— Тр. ЦНИГРИ, вып. 108, ч. 1. Л.— М., 1938. 99 с.
8. Буриштар М. С., Назаров Д. А., Чернобров Б. С., Швембергер Ю. И. О методике палеотектонического анализа (на примере Скифской плиты).— Сов. геол., 1969, № 9, с. 82—93.
9. Гаджиев А. И. Тектоника мезозойских отложений Южного Дагестана, северо-восточного Азербайджана и прилегающей части Каспийского моря.— Геотектоника, 1974, № 6, с. 63—73.

10. *Гроссгейм В. А.* История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья.— Тр. ВНИИРИ, 1961, вып. 180. 374 с.
11. *Зарицкий П. В.* О сокращении мощности песчано-глинистых отложений в диагенезе.— Литология и полезн. ископаемые, 1966, № 1, с. 97—100.
12. *Крымов Б. Ф.* К характеристике мощностей, литофаций и палеогеографической обстановки накопления среднеюрских осадков на территории ЧИАССР.— Тр. Гроз. НИИ, 1965, вып. 18, с. 3—17.
13. *Крымов Б. Ф., Станулис В. А.* К литолого-стратиграфической характеристике байобатских отложений ЧИАССР.— Тр. Гроз. НИИ, 1965, вып. 18, с. 18—36.
14. *Леонов Г. П., Логинова Г. А.* Основные черты геологического развития Дагестана в эпоху верхней юры и валанжина.— Уч. зап. МГУ. Геология, 1956, вып. 176, с. 87—104.
15. *Македонов А. В., Зарицкий П. В.* Значение конкреций для фациального и формационного анализа, корреляции осадочных толщ и поисков месторождений полезных ископаемых.— В кн.: Конкрекции и конкреционный анализ. М.: Наука, 1977, с. 18—32.
16. *Маркус М. А.* О связи глубинного строения с оруденением в Белокано-Аварском районе (Восточный Кавказ).— Сов. геол., 1977, № 7, с. 117—122.
17. *Маркус М. А.* К вопросу о геологической интерпретации гравитационных аномалий Восточного Кавказа.— Тез. докл. V конф. по геологии и полезным ископаемым. Сев. Кавказа. Ессентуки, 1980, с. 200—202.
18. *Маркус М. А.* О палеоподнятиях Юго-Восточного Дагестана и их роль в размещении оруденения.— Тез. докл. V конф. по геологии и полезным ископаемым Сев. Кавказа. Ессентуки, 1980, с. 145—146.
19. *Милановский Е. Е., Хаин В. Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 357 с.
20. *Нейман В. Б.* Теория и методика палеотектонического анализа. М.: Недра, 1974. 78 с.
21. *Никульченко В. Г.* Тектоническое строение и история геологического развития бассейна рек Аварское, Андийское Койсу и Каракойсу.— Тр. Всесоюз. проектно-изыск. НИИ «Гидропроект», 1974, № 37, с. 4—19.
22. *Обуэн Ж.* Геосинклинали, проблемы происхождения и развития. М.: Мир, 1967. 310 с.
23. *Страхов Н. М.* Условия образования конкреционных железомарганцевых руд в современных водоемах.— Литология и полезн. ископаемые, 1976, № 1, с. 3—19.
24. *Фролов В. Т.* Опыт и методика комплексных стратиграфических и палеогеографических исследований (на примере юрских отложений Дагестана). М.: Изд-во МГУ, 1965. 197 с.
25. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 501 с.
26. *Хайцер Л. П.* К вопросу о вычислении первичной мощности осадочных толщ.— Литология и полезн. ископаемые, 1971, № 2, с. 94—101.

Центральная комплексная геологическая экспедиция
Ессентуки

Поступила в редакцию
20.V.1981

УДК 551.248(234.9)

КОГОШВИЛИ Л. В.

**ПОПЕРЕЧНАЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА**

Структурно-морфологические исследования на территории Абхазии, проведенные автором с 1976 по 1980 г., пополняют результаты изучения ею неотектоники Грузии новыми наблюдениями над формированием рельефа в условиях последовательного развития разнопорядковых структур господствующего (широтного) направления. В то же время работы эти позволяют выявить и конкретизировать в геологическом строении и рельефе формы проявления молодых поперечных зон контрастных вертикальных движений, накладывающихся на продольную складчатость района. Главным методом их распознавания служат: морфометрический анализ террасовых рядов и профилей современной эрозии; построение детальных геологических разрезов с выявлением пликативных и дизъюнктивных новообразований субмеридионального простираения. Это и способствовало выделению в Абхазии шести региональных поперечных зон дифференциальных вертикальных движений, неоднородных в пределах той или иной структуры подобного типа как по площади проявления и протяженности в этой горной стране, так и по интенсивности дислокаций и характеру осложнения ее крыльев вторичными складками и разрывами поперечного направления.

Структурно-морфологические исследования Абхазии, проведенные автором, дают основание выделить в этой области региональные контрастные неотектонические структуры, поперечно наложенные на складчатость господствующего субширотного направления.

Идея Н. С. Шатского о меридиональном перегибе геосинклиальной области Кавказа, отражающем простираение докембрийских структур [8], нашла преломление в работах ряда его исследователей. Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин [6] выделяют в пределах Кавказа несколько поперечных сегментов, отличающихся по характеру структуры и истории развития в мезозое-кайнозое, отчасти в палеозое, а также амплитудой вертикальных движений. При слабом и умеренном поднятии сегментов северо-западного и юго-восточного Кавказа Центральный Кавказ приподнят более интенсивно. Его воздымание происходит в виде единого свода, слабо осложненного подвижками по продольным и поперечным разломам и флексурам. Вздутие коры этого сегмента связывают с утолщением гранитного и базальтового слоев коры, подошва которой в этих условиях опущена на 65—67 км [1].

На основе сейсморайонирования и распределения плотностей эпицентров устанавливается приуроченность высокой сейсмической активности к шарниру Транскавказского поперечного поднятия и осложняющим его разломом [3].

Интерпретируя сейсмические данные, М. М. Рубинштейн [7] приходит к выводу о гранитообразовании и метаморфизме двух герцинских этапов, с которыми связано формирование гранитных ядер структур центральной части Главного Кавказа, Дзирульского, Храмского и Локского кристаллических массивов, тяготеющих к зоне Транскавказского поднятия. Воздымание продолжается и в альпийском цикле, но с меньшим, чем в герцинском цикле, наращиванием гранитного слоя.

Анализируя данные сейсморазведки¹ и глубокого бурения, М. С. Иоселиани [2] устанавливает рельеф поверхности кристаллического фундамента Грузии, выделяя в нем разделенные глубинными разломами регионы. К их числу в рассматриваемой области относится

¹ Большую роль в этом играла интерпретация данных корреляционного метода преломленных волн.

Абхазско-Мегрельский прогиб с максимальной мощностью осадочного комплекса 9 км, изгибы кровли фундамента которого обусловлены новейшими движениями (N—Q).

Основные черты тектонического строения Абхазии определяются развитием структур высоких и средних порядков субширотного простира-ния в отложениях юры, мела, палеогена и неогена. В морфологии рельефа отчетливо выражается его зависимость от новейших движений плик-кативного и дизъюнктивного характера: в пределах синклиналей реками разрабатываются широкие долины со сближенными рядами террас по склонам; на участках же глубокого дренирования в антиклиналях разви-ты теснины с раздвинутыми межтеррасовыми интервалами по их бортам. Нередко отмечается резкий изгиб направления долины на пересечении продольных и поперечных разломов.

Детальные структурно-морфологические исследования позволяют выявить на этом фоне основной продольной складчатости несколько по-перечных зон контрастных вертикальных движений, осложняющих за-падное крыло Транскавказского поднятия. Они представлены тремя поднятиями и тремя чередующимися с ними прогибами. Крылья этих структур, в свою очередь, осложнены субмеридиональными плик-кативны-ми и дизъюнктивными дислокациями разных порядков. Амплитуда дви-жений в осложняющих крылья основной поперечной структуры поднятия антиклинальных складках возрастает, а в синклинальных — уменьша-ется к ее оси. Эта позднейшая складчатая волнистость чаще наблюда-лась на крыльях Гагринской и Домбай-Ульгенской поперечных структур. Нельзя здесь не вспомнить высказывания Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина [6] по поводу процессов такого типа в глубоких частях коры: «Глыбовая структура земной коры на Кавказе не исключает волновой природы глубинных движений в этой геосинклинальной области...» (с. 297). Но в этом замечании не подчеркнута, на мой взгляд, роль вол-новых процессов в развитии поперечных структур региона.

К числу зон поперечного простира-ния в Абхазском регионе относят-ся три негативные, оси которых в Причерноморье проектируются в до-лины Псоу, Хипсты и Кодори, и три позитивные, оси которых секут суб-меридиональные горные массивы: Гагринский, Келасурский и хребет Домбай-Ульген — Ойсыре (рис. 1).

Самый западный в пределах Абхазии поперечный прогиб, к которому приурочена долина Псоу, выражен сравнительно неширокой субмери-диональной полосой опускания, пересекающей широтную синклиналь миоценовых слоев Сальме, северо-восточное крыло которой осложнено волнистостью северного и северо-восточного простира-ния. На относи-тельное погружение (продолжающееся в позднечетвертичное время) вдоль поперечной оси, пересекающей широтную синклиналь Сальме, указывает увеличенная мощность аллювия позднейших террас долины Псоу (II₁, II₂ и I) по сравнению с синхронными террасами параллельных долин — Мзымты (западнее) и Хашупсе (восточнее). Продольные раз-резы через долины этих рек в зоне Причерноморья выявляют нараста-ние мощности аллювия II и I террас к реке Псоу от 2—3 м до 7—10 м.

Относительные положительные движения следующей к востоку Гаг-ринской поперечной зоны оказывают значительное влияние на развитие рельефа западной Абхазии, проявляясь в пределах полосы шириною около 35 км. Ось ее проходит через вершины Псеашха (3251 м) — Агеп-ста (3261 м) — Арабика (2660 м) — г. Гагринская (1642 м).

Индикаторами поперечных восходящих движений Гагринской зоны служат: большие, чем в смежных зонах, абсолютные высоты рельефа, увеличенные относительные высоты террас, «раздвинутость» интервалов между их рядами, а также приуроченность к структурам поднятия от-дельных тел и массивов гранитных интрузий.

Крылья Гагринской поперечной структуры осложнены субмери-диональными складками разных порядков, обычно создающими структур-ный рельеф. Шарнир Гагринского поднятия отражен в конфигурации одноименного хребта, приуроченного к антиклинорию, сложенному слоя-

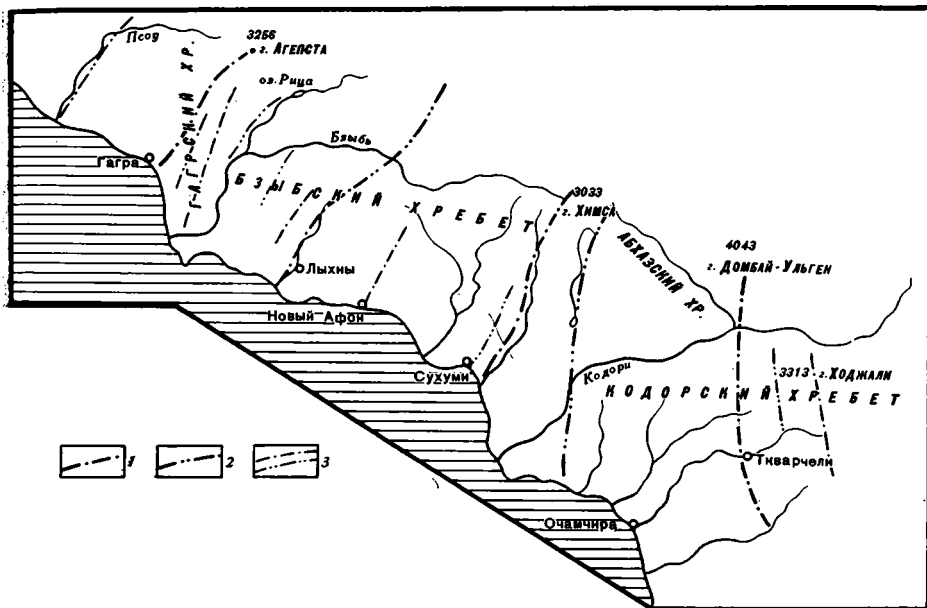


Рис. 1. Схема поперечной тектонической зональности Абхазии
 1 — структуры воздымания (Гагринская, Келасурская, Домбай-Ульгенская); 2 — структуры погружения (Псоу, Хипстинская, Амткельская); 3 — дифференцированная вторичная складчатость на крыльях основных структур

ми юры и мела. Осложняющая его западное крыло антиклиналь слагает субмеридиональный структурный гребень Жовеху-Люкивоху. Ручей Жовеквара в среднем течении пропиливает упомянутую складку вдоль оси. Строение западного крыла Гагринского поперечного поднятия в окрестностях Гагра, сложенного юрскими и меловыми отложениями, показано на разрезе (рис. 2), составленном М. С. Эристави [9]. По данным глубокого бурения в окрестностях Гагра рисуется еще одна крупная субмеридиональная антиклиналь в юрских отложениях, юго-западное крыло которой осложнено синклиналью, сложенной мелом, и разорвано разломом того же простиранения, с сильно приподнятым восточным блоком.

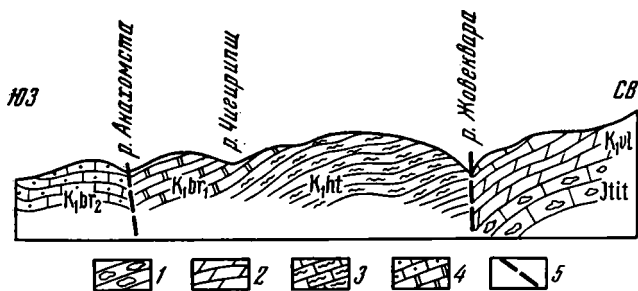


Рис. 2. Схематический разрез юрско-меловых отложений окрестностей Гагры (по М. Эристави)
 1 — брекчиевидные известняки титона; 2 — доломитизированные известняки и мергели валанжина; 3 — известняки с кремнем и глинистые известняки готерива; 4 — известняки, мергелистые известняки нижнего (а) и верхнего (б) баррема; 5 — поперечные разрывы

В Гагринской подзоне поперечного поднятия обращают на себя внимание также отдельные небольшие складки, такие, как синклиналь Мамадзишха, мулда которой построена известняками баррема, или Бзыбская куполовидная антиклиналь с байосским ядром. Не исключено, что эти древние структуры позже были вовлечены в поперечное поднятие той или иной амплитуды, в зависимости от положения складки относи-

тельно шарнира Гагринской зоны. Необходимо подчеркнуть, что этой зоне поднятия свойственны разрывы субмеридионального направления разных порядков и разной степени позднейшей активности.

Следует отметить, что в общем полая в нижнем течении рек района волнистость слоев резко сменяется вдоль берега Черного моря почти однообразным (если не считать нередких экзотектонических деформаций пород) крутым падением слоев к морю (45—50°). Не исключено, что это — результат позднейших подвижек по региональному разлому на крыльях Черноморской тектонической впадины.

Следующая к востоку поперечная зона относительных негативных вертикальных движений — меридиональный прогиб в долине Хипсты. Ось поперечного погружения проектируется на обширное, меридионально вытянутое плато Дурипши-Лыхны, образованное из слившихся террас (IV, III, II и I) долины Хипсты. Сопоставляя их с террасовыми рядами долин соседних рек — Дохварты и Аапсты (восточнее Хипсты) и Мчишты (западнее ее), мы фиксируем наименьшее превышение террас над поймой в долине Хипсты. Так, например, в одной и той же широтной зоне IV терраса долины Хипсты пропилена на глубину 100 м, тогда как одновозрастная терраса Аапсты — на 150 м. В долине Хипсты увеличена и мощность аллювия террасовых рядов по ее склонам, в частности галечники II террасы этой реки, в отличие от соседних с нею рек, слагают весь уступ этой террасы (южная часть с. Дурипши). Несомненно, что коренная подошва современного аллювия в пойме Хипсты должна располагаться значительно глубже, чем в руслах параллельных рек восточнее и западнее Хипсты. Примечательно, что в дне долины Хипсты на глубину от 18 до 40 м в известняковых брекчиях мехадырской свиты олигоцена выработаны карстовые полости. Это — признак развития карстовых процессов глубже местного базиса эрозии в условиях длительных опусканий по субмеридиональным разломам.

Что касается высокогорной области Большого Кавказа, то рассматриваемые поперечные зоны контрастных вертикальных движений поразному выражены на разных его участках. Если в восточной и центральной его частях, а также в Горной Раче и Сванетии они эффективно отражены в морфологии рельефа и геологическом строении, то именно в западной части горной Абхазии заметного выражения дифференциации вертикальных движений в рельефе не отмечается. Возможно, это связано с тем, что данная часть хребта бронирована прочными байосскими порфиритами, в которых денудация развивается обычно менее интенсивно, чем на гребнях, сложенных сланцами лейаса. Не исключено, что слабая выраженность в рельефе высокогорья Абхазии поперечных зон дифференцированных движений обусловлена более интенсивной осложненностью крыльев субмеридиональных структур вторичной складчатостью по сравнению, например, с центральной и восточной частями Главного Кавказского хребта.

Иная картина рисуется в высокогорной полосе на северо-восточном продолжении оси прогиба долины Хипсты. Ее морфологическим аналогом является субмеридиональная долина Бавю (правый приток Бзыби), которая характеризуется прогибом террасы Псху (III надпойменная терраса р. Бавю) вдоль меридиональной оси, наложенной на синклиналь, выполненную слоями бетакской свиты. Относительная высота террасы Псху над поймой в осевой части прогиба составляет 100—120 м, тогда как на крыльях прогиба она возрастает до 170—180 м (с. Ниж. Бетага). Мощность покрова галечников этой террасы вдоль оси прогиба увеличена до 11,8 м (почти вдвое по сравнению с крылом) [4].

Своеобразие морфологии рельефа этой территории состоит в том, что на площади развития юрских толщ, смятых в складки широтного простирания, признаки отрицательных движений увеличенной амплитуды наблюдаются в сравнительно узкой полосе, поперечной по отношению к господствующим субширотным структурам.

На северо-восточное продолжение осевой полосы прогиба Псху попадают следующие расширения долин: в верховье рек Лашипсе и Авад-

хары, у слияния рек Бавю и Белой, по р. Большая Лаба у пос. Загедап. Заклячая структурно-морфологическую характеристику поперечной зоны Хипста — Псху, следует отметить, что южная и северная части этого прогиба в междуречье верховий рек Хипсты и Аапсты разьединены массивом нарушенных пластов мела, поднятым до отметок: г. Хипста 2497 м, г. Турецкая шапка 2518 м и г. Акуара 2512 м. Не связано ли образование этого массива с поднятием южного блока регионального широтного разлома продольной долины Бзыби? Или перед нами своеобразное развитие поперечной неотектонической структуры, шарнир которой испытывает ундуляцию в связи с изгибами кровли фундамента на этом участке? Вопрос этот остается пока открытым.

Восточнее Хипстинской зоны поперечного погружения располагается **Келасурская зона** поперечного поднятия шириной около 30 км, крылья которой осложнены более мелкими складчатыми волнами разного знака движений. Ось структуры проектируется на вершины: г. Химса (3033,8 м) — г. Чаама (1260 м) — г. Аныха-Паара (323 м).

Северный отрезок оси Келасурского поднятия пересекает палеозойское ядро мегантиклинория Большого Кавказа и выполненный юрскими отложениями синклиний Южного склона, прорванный гранитным массивом площадью около 120 км². Южнее шарнир поднятия осложнен кулисообразно расположенной антиклиналью юрско-меловых отложений гребня Чумкузба (2079 м), прорванной вдоль разлома интрузией гранита. Далее на юг ось поднятия последовательно сечет гранитное ядро меридиональной складки юрско-меловых слоев, периклиналь продольной Акварской синклинали палеогена и турон-датское ядро антиклинали с. Бырджа. На юге ось поперечного поднятия, как было упомянуто, проходит через абразионную верхнеплиоценовую V террасу возвышенности Аныха-Паара, поднятую здесь значительно выше синхронных террас смежных участков Черноморского побережья.

Специфика строения западного крыла Келасурской структуры поднятия выражена в морфологии рельефа, повторяющей формы как крупных, так и мелких складок. Так, юго-западный отрог г. Аж-Амгва (1263 м), резко ограниченный крутыми склонами, очерчивает в рельефе ядро антиклинали верховий р. Псырцхи, сложенное нижнемеловыми известняками. Восточное крыло последней осложнено более мелкими складками — синклиналью Псырцха в слоях палеогена и антиклиналью Абанагдара в турон-датских известняках. Ось этой небольшой субмеридиональной волны проходит через г. Абанагдара (800 м) и постверхнеплиоценовую террасу с. Ниж. Эшеры (235 м). Западное крыло Келасурского поднятия осложняют также складки, выраженные в юрско-меловых слоях в долине Западной Гумисты и в среднем течении Восточной Гумисты, а также складки с гранитным ядром в верхнем течении последней.

Далее к востоку от гумистинских волн поднятия фиксируется отрицательный изгиб слоев субмеридионального простирания, выявить воздействие которого на район развития широтных синклиналей мелпалеогеновых слоев Нахшира — Цинсвла не удалось. Лишь на оси меридиональной антиклинальной волны Бырджа была отмечена аномальная приподнятость одноименной IV террасы до абсолютной отметки 640 м, в то время как на крыле ее (г. Чижоуш) высота останца синхронной террасы снижена до 590 м.

Итак, индикаторами Келасурской зоны поперечного поднятия служат: приподнятость рельефа в виде свода с волнистостью его крыльев, обусловленной разнопорядковой складчатостью субмеридионального направления; увеличенные в шарнире поперечного поднятия высоты террас и интервалы между их рядами; приуроченность к поднятию массивов и отдельных тел палеозойских и юрских гранитных интрузий; подверженность субмеридиональным разрывам, проявляющим новейшую активность.

В процессе неотектонического развития Келасурской зоны оживились некоторые поперечные разрывы, например, в долине Келасури, на левобережном участке «Каштановая роща», где в 1978 г. произошел

крупный обвал, запрудивший реку. Он был подготовлен дизъюнктивными нарушениями по продольным разломам, разорвавшим небольшую меридиональную антиклиналь меловых известняков с гранитным ядром. Эту зону дробления отчленил от склона, вызвав обвал, разрыв с простираaniem 340° . Он сопровождается группой параллельных сместителей и диаклавовых трещин.

Восточный борт Келасурской поперечной зоны, дренируемый реками Западной и Восточной Маджарками, морфологически представлен чередованием структурно-эрозионных продольных гребней и заметно расширенных межгребневых понижений в слоях неогена. В разрезах склонов долины Восточной Маджарки в среднем ее течении нередко отмечались мелкие складчатые дислокации с субмеридиональными осями на крыльях широтных структур в мел-палеогеновых слоях. В долинах обеих Маджарок наблюдаются и поперечные разрывы. Среди них обращает на себя внимание секущий эти отложения меридиональный разрыв, по которому выработана теснина Западной Маджарки. По-видимому, свод карстовой полости вдоль разрыва сравнительно недавно был обрушен, открыв подземной реке выход в расширенную долину на участке развалин старой сельской ГЭС.

Ось следующей к востоку Амткельской зоны отрицательных движений трассируется через г. Амткел (1870 м) — долину р. Амткел, замкнутую на юге одноименным озером в слоях апт-альбских и сеноманских известняков; в юго-западном продолжении поперечного прогиба размещены раздавшиеся вширь долины и соответствующие террасы района Цебельды на участках развития ряда широтных синклиналей в мел-палеогеновых слоях, осложненных здесь субмеридиональными дислокациями. Самый южный отрезок осевой полосы поперечной зоны проходит по левобережью низовий Кодори, занятому расширенными (до 10 км) молодыми террасами.

Озеро Амткел заполняет узкую впадину в меловых известняках. Резкий изгиб их слоев к оси впадины по обоим ее бортам, а также мелкие деформации и нарушенность отложений разрывами позволяют предполагать наличие меридионального разлома, вдоль которого и проложено ущелье Амткел. Южное продолжение сместителя достоверно доказывается смещением по нему останцов V и IV террас. Как и в других примерах такого рода, этот разрыв сопровождается параллельными сместителями и трещинами (рис. 3).

Структурно-морфологическая обстановка этого участка осложнена активизацией широтного Азантского разлома, позднейшее поднятие южного крыла которого вызвало запруду р. Амткел и образование озера. Это сказалось и в выполаживании уклона эрозионного профиля, построенного вдоль поймы реки в северном блоке Азантского разрыва. Поднятие же его южного крыла способствует глубинной эрозии сборного ручья урочища Апушта, а также Джампала, вырабатывающих теснины на ограниченном отрезке меридиональной зоны прогиба.

Обращает на себя внимание тот факт, что питающая оз. Амткел река течет по тому же меридиональному разлому в осевой зоне прогиба, но подземным путем, через карстовые пустоты. Последние в процессе длительной эволюции поперечного прогиба смещаются глубже местного базиса эрозии. По этим полостям и стекает подземная река, выходя на поверхность у подножия правого склона долины Кодори, вблизи устья ее притока р. Джампал.

Рассмотрим факты, свидетельствующие о смещении террас района по Амткельскому меридиональному сбросу.

IV терраса горы Бат расположена в восточном поднятом крыле разрыва на абсолютной отметке 700 м, а фрагмент синхронной террасы западнее, под с. Азанта, имеет высоту 623 м. Останцы той же террасы ниже по течению р. Амткел, ранее испытавшие поднятие в южном крыле широтного разлома, тоже изменили свой высотный уровень под влиянием позднейших смещений по меридиональному сбросу Амткел: в восточном блоке сместителя террасовая ступень Ахисты поднята до 790 м,

в западном же блоке терраса Ачандара опущена до 700 м. На южном продолжении меридионального сброса в обоих его крыльях разными высотами характеризуется и V терраса: в восточном крыле, в окрестностях с. Апианча, ее высота 1000 м, а в западном 800 м.

Южное продолжение оси Амткельского прогиба, как уже было ска-

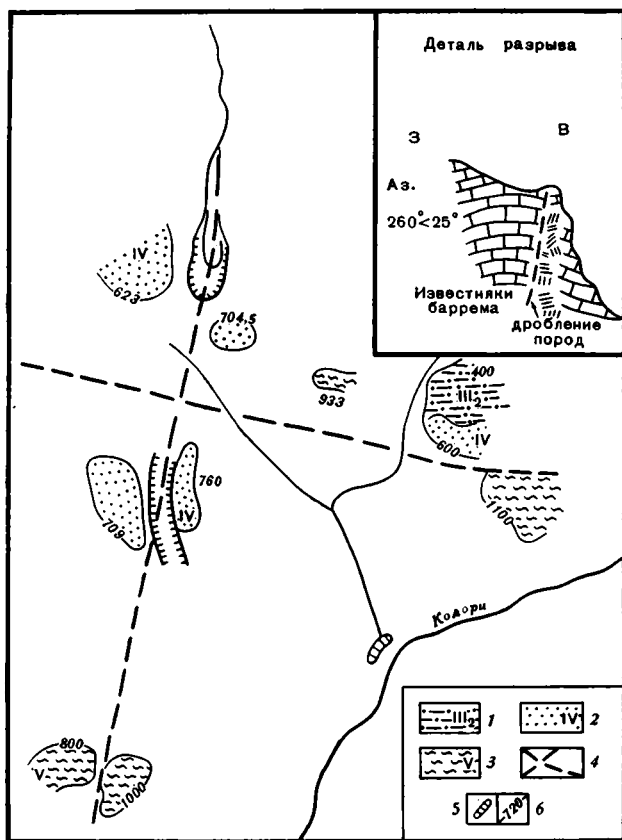


Рис. 3. Деформация террас в поперечном прогибе Амткел
1—3 — террасы: 1 — узунларская (III₂), 2 — чаудинская (IV),
3 — постверхнеплиоценовая (V); 4 — разрывы (широтный и
субмеридиональный); 5 — устье карстовой полости подземной
реки Амткел; 6 — высотные отметки террас

зано, проходит по левому склону долины Кодори, на участке развития расширенных террас в низовьях реки. Здесь в рельефе Причерноморья обращает на себя внимание постепенное снижение высот террасированных гряд междуречья Галидзги и Кодори, как и ступеней террас на их склонах, с востока на запад, к оси поперечного Амткельского прогиба. Явление это подтверждается и продольными топографическими профилями рельефа от р. Мокви до Кодори: так, в пределах одной широтной полосы абсолютная высота IV террасы снижается с востока на запад от 101—90 м (окрестности с. Мокви) до 83—70 м (с. Аквариквара), а еще западнее — до 70—57 м (с. Киндги). В том же направлении возрастает ширина днищ небольших речных долин и террасовых ступеней на их склонах.

Геологический разрез по берегу моря юго-восточнее устья Кодори помогает наметить в рельефе положение оси поперечного Амткельского прогиба. В западном крыле его (от Скурчинского рыбпрома до с. Ахали Киндги) высота II террасы уменьшается от 15 до 8 м одновременно с увеличением мощности галечного ее покрова. От Ахали Киндги к юго-востоку на расстоянии 1,3 км уровень той же террасы опускается до отн. высоты 2,3 м, где галечники карангатской террасы обнажены на всю высоту

приморского склона в мульде синклинали, сложенной среднеплиоценовыми отложениями. На этот участок и попадает южное продолжение оси поперечного прогиба Амткел [5].

Именно здесь, в наиболее погруженной части Киндгской синклинали, на глубине 3560 м вскрыт буровой скважиной напорный горизонт термальных вод, уровень которого к востоку поднимается, достигая в окрестностях с. Охурей по данным другой буровой скважины глубины 2800 м.

Заклучая характеристику Амткельской поперечной зоны погружения, важно отметить, что в ней наблюдается ундуляция шарнира, в частности его воздымание на сравнительно небольшом участке — на правом берегу Кодори у изгиба его русла из меридионального в северо-восточное направление. Рельеф здесь резко поднимается до отметки 945 м (г. Сахарная Голова), и в его морфологии отчетливо вырисовывается небольшая куполовидная антиклиналь, сложенная нижнемеловыми известняками с юрскими отложениями в ядре.

Следующая к востоку поперечная зона поднятия — **Домбай-Ульген** — Ойсыре — выражена в рельефе и геологическом строении верховьев Галидзги и Кодори весьма эффектно. Это сказывается не только в направленных высотных изменениях рельефа в целом и его элементов — высоких плато и террас, но и в осложнениях складчатости господствующего продольного простираения поперечными пликативными и дизъюнктивными дислокациями разных циклов молодых тектонических движений.

Ось поперечного регионального воздымания трассируется с севера на юг через вершины гор: Домбай-Ульген (4047,8 м) — Дауч (2631,6 м) — Охуцке (2681,9 м) — Айсыр (1004,8 м) — Лашкандер (1314 м) — Ойсыре (1448, 7 м). Пересекая в меридиональном направлении зону развития допалеозойских и юрских пород, ось поднятия южнее, на гребне Лашкандер, отклоняется к юго-востоку и следует вдоль регионального разлома, разделяющего поля развития юрских отложений и меловых известняков, до южного отрога хр. Чамгор (1177,7 м). К югу от него черты поднятия подзоны в рельефе не улавливаются (рис. 4).

При значительном распространении в зоне поперечного поднятия Домбай-Ульген дизъюнктивов надвигового и сбросового типа, а также экзотектонических смещений обращают на себя внимание субмеридиональные разломы с признаками позднейшей активизации, выраженной в интенсивных обвально-оползневых смещениях разбитых разрывными нарушениями пород на склонах долины Кодори (например, по правому его берегу в окрестностях с. Генцвиши). Примером современных процессов этого типа является Зимский катастрофический обвал-оползень 1978 г., подготовленный активизацией субмеридионального разлома на правом берегу р. Зимы.

Крупный разрыв того же направления в нижнем течении р. Брамбы разработан этой рекой в ущелье.

Свидетельством существования поперечной зоны поднятия, пересекающей широтные долины верховий Кодори и Галидзги, служат изученные автором этажно расположенные плато и ступени террас на склонах этих долин (см. рис. 4). Выработка профилей эрозии разноцикловых ступеней и вершинных плато в рельефе происходила при развитии речной долины в условиях последовательного воздымания пересекающей ее субмеридиональной структуры. После обособления (в тот или иной эрозионный цикл) полого наклоненного вниз по течению реки днища в виде террасы фрагменты ее при дальнейшем развитии долины постепенно выравнивались.

На обоих крыльях поперечной структуры Домбай-Ульген наряду с выравниванием древних речных днищ (признаком ослабления к ее оси глубинной эрозии) возрастает мощность речных осадков, накопившихся в соответствующие циклы. Наибольшей мощностью отличается террасовый аллювий в осевой части поперечной зоны поднятия.

Установлен также факт последовательного увеличения относительных высот или превышений над современной поймой террасовых ступе-

ней и плоскостей выравнивания на протяженном интервале широтных долин Кодори и Галидзги (от верхнего течения до оси поперечного поднятия). Это является либо результатом позднейшего уменьшения амплитуды субмеридиональных воздыманий, активно проявлявшихся на протяжении среднего и верхнего плиоцена, а также нижнего и среднего плейстоцена, либо отражением цикличности поднятия самой поперечной структуры Домбай-Ульген—Ойсыре. В момент ее относительного

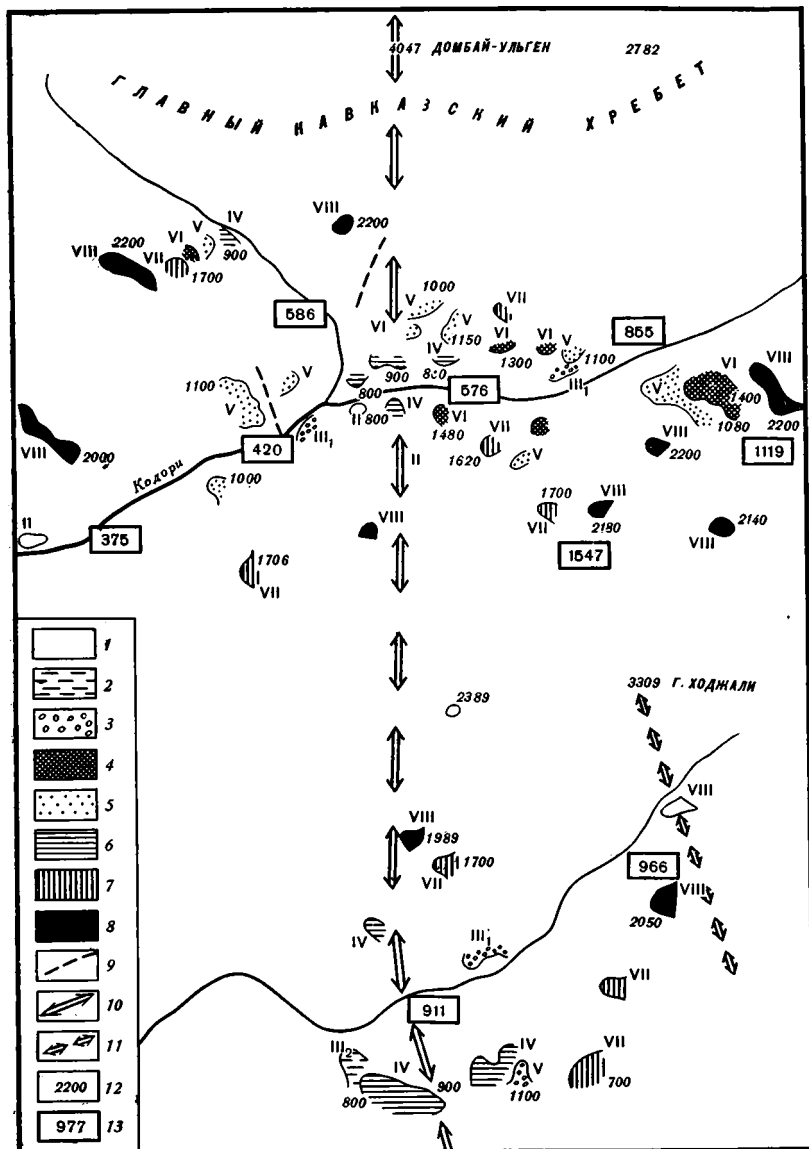


Рис. 4. Схема влияния на рельеф поперечного поднятия Домбай-Ульген — Ойсыре 1—6 — террасы: 1 — карангатская (II), 2 — узунларская (III₂), 3 — древнезвксинская (III₁), 4 — чаудинская (IV), 5 — постгурийская (V), 6 — посткуяльницкая (VI); 7 — постверхнеkimмерийская поверхность выравнивания (VII); 8 — постсреднеkimмерийская (?) поверхность выравнивания (VIII); 9 — тектонические разломы; 10 — ось поперечного поднятия; 11 — ось вторичной, осложняющей структуру, позитивной волны; 12 — высотная отметка террасы или поверхности выравнивания; 13 — отметка поймы

покоя, при разрядке вертикальных движений на этом интервале, глубинная эрозия рек исследуемого региона могла временно усилиться. Обращает на себя внимание также и то, что современные восходящие движения поперечной зоны находят в какой-то мере отражение в изгибах

профилей современной эрозии, указывающих на постепенное снижение коэффициента уклона поймы широтных рек Кодори и Галидзги с востока на запад — к оси поднятия структуры. Не исключено, что наибольшее выполаживание поймы Кодори перед слиянием его с Ацгарой, выраженное коэффициентом ее уклона — $0,008 \left(K = \frac{h - \text{превышение поймы}}{l - \text{длина ее отрезка}} \right)$, обусловлено влиянием слабого современного воздымания поперечной структуры поднятия Домбай-Ульген.

Отмечены также небольшие колебания уровней речных пойм долин Кодори, Ацгары и Брамбы, вызванные развитием субмеридиональных складок и разрывов небольшой амплитуды, осложняющих крылья продольных структур.

Литература

1. Балавадзе Б. К., Шенгелая Г. Н. Основные черты структуры земной коры Большого Кавказа по гравиметрическим данным.— Докл. АН СССР, 1961, т. 136, № 6, с. 1328—1330.
2. Иоселиани М. С. Строение осадочного комплекса и кристаллического фундамента территории Грузии по геофизическим данным. Тбилиси: Мецниереба, 1965, с. 196—213.
3. Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Сорский А. А., Хаин В. Е. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 277—318.
4. Когошвили Л. В. Признаки молодых погружений вдоль Псху-Гегинской широтной полосы.— В кн.: Очерки по физической географии Грузии. (Тр. Ин-та географии им. Вахушти АН ГССР), Тбилиси, 1969, с. 117—133.
5. Когошвили Л. В. Живая тектоника Грузии и ее воздействие на рельеф. Тбилиси: Мецниереба, 1970, с. 63—65.
6. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа.— В кн.: Очерки региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ, 1963, с. 296—297.
7. Рубинштейн М. М. Опыт геологической интерпретации сейсмических данных по территории Грузии.— Тр. Геол. ин-та АН ГССР, Тбилиси, 1957, т. X (XV), с. 190—192.
8. Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, с. 61—66.
9. Эристави М. С. К тектонике окрестностей Ахали-Афони.— Сообщ. АН ГССР, 1959, т. XXIII, № 6, с. 681—686.

Институт географии им. Вахушти
АН ГССР, Тбилиси

Поступила в редакцию
21.IX.1982

УДК 551.242.12(571.63)

НИКОГОСЯН В. А.

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ РАЗЛОМ СРЕДНЕГО СИХОТЭ-АЛИНЯ
И ЕГО РОЛЬ В МЕТАЛЛОГЕНИИ**

Рассмотрены основные структурно-морфологические особенности Центрального разлома в среднем Сихотэ-Алине. Отмечено, что геологическое развитие этого региона неразрывно связано с зоной Центрального разлома. Высказано мнение, что Центральный разлом не является границей между двумя структурно-фациальными зонами. Рассмотрены главные стадии его развития, амплитуды вертикального смещения и морфологические особенности. Отмечена связь складчатых, разрывных структур и магматизма с Центральным разломом. Зона этого разлома вместе с примыкающими к ней частями выделена как наложенная металлогеническая зона с метасомативными месторождениями олова, вольфрама и других элементов.

Рассматриваемая территория охватывает (рис. 1) зоны сочленения Главного антиклинория (к западу от Центрального разлома) и Главного синклинория (к востоку от этого разлома) Сихотэ-Алиня.

Геологические данные последних десяти лет позволили существенно дополнить и уточнить высказанные ранее [1—4, 6, 7] представления о Центральном разломе и вообще о геологическом строении среднего Сихотэ-Алиня.

В пределах рассматриваемой площади по материалам наших многолетних работ, а также других исследователей в настоящее время выделяются: каменноугольные существенно терригенные толщи; пермские эффузивно-терригенные; триасовые терригенные; юрские кремнисто-терригенные; нижнемеловые терригенные, местами эффузивные и верхнемеловые эффузивные. Эти образования для наглядности сведены в стратиграфические колонки соответственно по зонам (I — зона Главного антиклинория к западу от Центрального разлома и II — зона Главного синклинория к востоку от этого же разлома) (рис. 2).

В настоящей статье приводятся краткие сведения о стратиграфии и истории геологического развития района, необходимые для обоснования механизма образования и размещения Центрального разлома.

СТРАТИГРАФИЯ

Каменноугольные образования представлены средними и верхними отделами. С нижнепермскими толщами они связаны постепенными переходами через слои, содержащие микрофауну верхов верхнего карбона и низов нижней перми [8]. В составе толщи принимают участие (колонка I на рис. 2) следующие пачки пород (снизу вверх): а) песчаники с редкими прослойками (до 5 м) алевролитов и глинистых сланцев, мощность более 1000 м; б) тонкослоистые филлитовидные алевролиты и глинистые сланцы с редкими линзовидными прослойками (до 2 м) песчаников и кремнистых пород, мощность 450 м; в) слоистые, туфогенные песчаники, филлитовидные алевролиты, сланцы и кремнистые породы, мощность до 1400 м; г) алевролиты с прослойками карбонатизированных песчаников, кремнистых пород и порфиритов, мощность 450 м; д) верхняя пачка кремнисто-эффузивно-терригенных пород без перерыва в осадконакоплении залегает на алевролито-сланцевой пачке. Основную роль играют плитчатые кремнистые породы, порфириты и спилиты; подчиненную — алевролиты, песчаники и известняки, мощность до 350 м. Общая мощность толщи более 3700 м.

О возрасте этих образований имеются следующие данные. В верхней пачке в алевролитах и спилитах (в 4 км к северо-западу от с. Востре-

цово) были вскрыты и прослежены на 350 м маломощные (до 2 м) прослойки и линзы известняков, где установлена *Fusulinella* sp., *Schubertella* sp., определяющая возраст вмещающих пород не древнее среднего карбона (определения М. И. Сосниной, А. П. Никитиной).

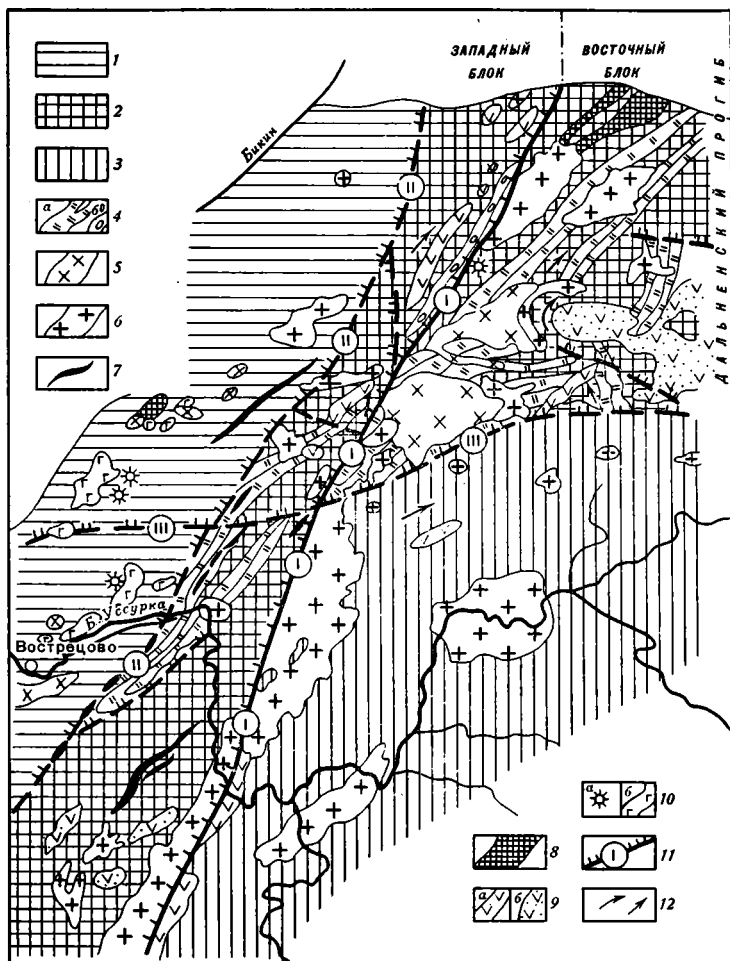


Рис. 1. Схема структурных элементов среднего Сихотэ-Алия
 1 — верхнепалеозойские и нижнемезозойские терригенно-кремнисто-эффузивные образования; 2 — нижнемезозойские, частично верхнепалеозойские кремнисто-терригенно-вулканогенные образования; 3 — мезозойские (в основном нижнемеловые) терригенные образования; 4 — существенно кремнистые породы юрского (а) и конгломераты валуно-галечниковые, гравелиты раннемелового возраста (б); 5 — гранитоиды домелового возраста, вольфрамоносные; 6 — гранитоиды поздне мелового возраста, оловоносные; 7 — базиты и гипербазиты поздне мелового возраста; 8 — габброиды и щелочные гранитоиды пермского возраста; 9 — экструзивные, часто приразломные (а) и покровные (б) образования среднего и кислого состава поздне мелового возраста; 10 — экструзивы (а) и эффузивы (б) щелочных базальтов плиоцена; 11 — разломы; I — Центральный Сихотэ-Алинский, II — Дальненский, III — Тигринный; 12 — простираение основных складчатых структур

К востоку от Центрального разлома (колонка II на рис. 2) в бассейне р. Бикин рассматриваемые отложения состоят также из песчаников, алевролитов и других терригенных пород, в которых увеличивается количество эффузивов, кремнистых пород и известняков. В нижней части разреза в спилитах — линзы и прослойки известняков, содержащих обильную каменноугольную микрофауну: *Eostaffella ex gr. ikensis* Viss., *E. psioikensis* Raus. и др. (определения А. П. Никитиной).

Общая мощность толщи в восточной части района 1400 м.

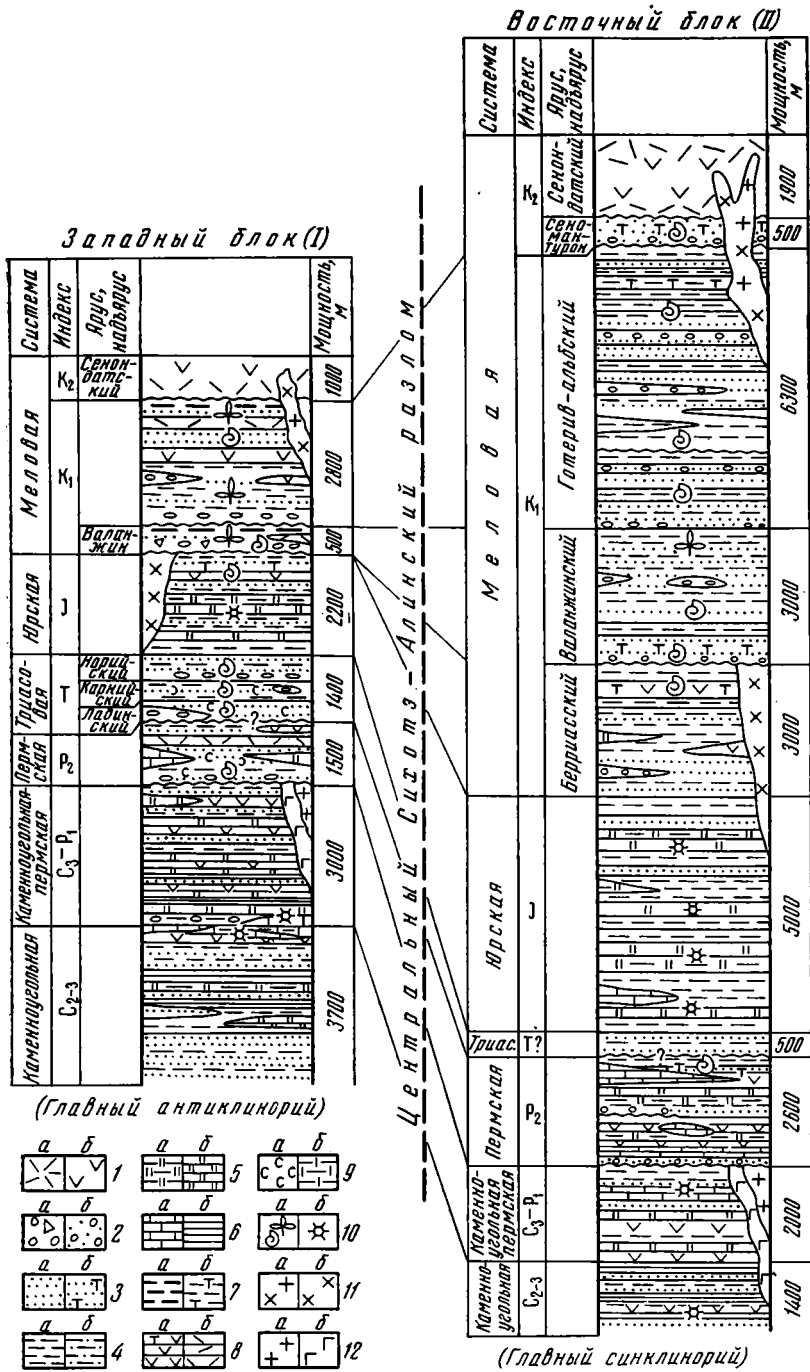


Рис. 2. Схема сопоставления геологических образований западного (Главного антиклинория) и восточного (Главного синклиория) блоков Центрального разлома в среднем Сихотэ-Алине

1 — эффузивы кислого (а) и среднего (б) состава; 2 — конгломераты, конгломератобрекчия (а) и гравелиты (б); 3 — песчаники (а) и песчаники туфогенные (б); 4 — алевролиты (а) и алевролиты песчаные (б); 5 — алевролиты и сланцы кремнистые (а), кремнистые породы (б); 6 — известняки, мраморы (а) и глинистые сланцы (б); 7 — углистые (а) и туфогенные (б) породы; 8 — пластовые тела вулканитов основного, среднего (а) и кислого (б) состава; 9 — слюдяные (а) и известковистые породы (б); 10 — макро- (а), микрофауна (б) и флора. Интрузивные породы: 11 — гранитоиды и монцитонитоиды (а), гранодиориты, адамеллиты и др. (б); 12 — гранитоиды, в основном лейкократовые, и гранито-гнейсы (а), габброиды и пироксениты (б)

Выходы верхнего отдела каменноугольных и нижнепермских отложений широко распространены в западной части района. Они представлены морскими осадочно-эффузивными (пестроцветными) образованиями, которые согласно и с постепенным переходом залегают на терригенной толще средне- и верхнекаменноугольных отложений. В основании разреза на контакте алевролитов и кремнистых пород отмечаются прослойки и линзы известняков, содержащие верхнекаменноугольные и нижнепермские фораминиферы: *Triticites ozzea* Sosn., *Biwaella* (?) sp., *Pseudofusulina* sp. и др. (определение А. П. Никитиной).

Общая мощность толщи до 3000 м.

Описываемые отложения на востоке от Центрального разлома закартированы в активной зоне разлома и слагают тектонические блоковые структуры. Они представлены алевролитами, туфопесчаниками, порфиритами, кремнисто-глинистыми породами и известняками. Характерно, что эффузивы в разрезе толщи пестроцветные и встречаются повсеместно.

Мощность толщи до 2000 м.

Проведенными исследованиями в окрестностях с. Вострцево в западной зоне отмечено, что по литологическим признакам разрез терригенной толщи каменноугольного возраста является аналогом ариаднинской свиты, а осадочно-эффузивные (пестроцветные) толщи позднекаменноугольного—раннепермского возраста—себучарской. Нами установлено иное соотношение отложений этих свит, чем это представлено в книге «Геология СССР», т. XXXII. Уточнено, что ариаднинская свита подстилает себучарскую, что было ранее отмечено [4].

Отложения верхнего отдела пермской системы к западу от Центрального разлома представлены плохо отсортированными, часто слюдястыми и известковистыми песчаниками (с остатками фораминифер: *Tetrataxis* sp., *Reichelina* sp., *Kahlerina* sp., *Pseudofusulina* (?) sp., мшанок: *Fistulipora* sp., *Fenestella* sp. и др.), алевролитами, гравелитами, конгломератами, кислыми туфами, туффитами, линзами и прослоями кремнистых пород, спилитов и известняков. Мощность колеблется от 200 до 1500 м. К востоку от Центрального разлома (в пределах Дальненского блока) верхнепермские породы представлены (снизу вверх): первая пачка (нижняя граница этих отложений здесь отсутствует)—известняки, песчаники, алевролиты и порфириты, мощность 350 м; вторая пачка—песчаники, алевролиты кремнистые, яшмы с линзами известняков, алевролиты и туфы среднего состава, мощность 800 м; третья пачка—песчаники, часто туфогенные, алевролиты, аргиллиты, кремнистые породы, в низах конгломерато-брекчии и гравелиты, мощность 430 м; четвертая пачка—кремнистые породы, яшмы, известняки, туфы, глинистые сланцы, известковистые песчаники с остатками брахиопод *Lyttonia nobilis* Waagen, *Alexenia ex gr. gratiosa* Waag. и др., указывающих на позднепермский возраст вмещающих отложений, мощность 1000 м.

Общая мощность толщи около 2600 м.

Триасовые отложения в средних и верхних отделах представлены (к западу от Центрального разлома) фаунистически охарактеризованными терригенными образованиями. Они с размывом, но без видимого углового несогласия залегают на перми. Ладинский ярус представлен полимиктовыми слюдястыми песчаниками, реже алевролитами, в низах—линзами гравелитов. В песчаниках обнаружена фауна *Nucula strigillata* Coldf. и др., мощность 420 м. Карнийский ярус—алевролитами, аргиллитами, реже туффитами и слюдястыми песчаниками с фауной *Lyssochlamys balatonica* (Bitt), *Halobidae gen. et sp. indet.* и др., мощность 560 м. Норийский ярус—полимиктовыми среднезернистыми песчаниками, алевролитами, в низах—линзы гравелитов. В песчаниках—фауна *Monotis ochotica* (Keys.), *M. yakutica* Tell. и др., мощность 400 м. Общая мощность триаса достигает 1400 м.

К востоку от Центрального разлома к триасовым отложениям (в пределах Дальненского блока) условно относятся аналогичные терригенные образования. Они залегают с размывом на толще пород, содержащей

верхнепермскую фауну и перекрываются кремнисто-терригенными образованиями юрского возраста, мощность триаса 500 м.

В отличие от триаса отложения юры представлены терригенно-кремнистыми образованиями и делятся на две толщи: нижнюю кремнисто-терригенную и верхнюю терригенную. К западу от Центрального разлома в бассейне рек Большой Уссурки и Дальней в основании разреза лежит толща кремнистых пород с прослойками опал-халцедоновых яшм, слюдистых алевролитов, сланцев, реже песчаников. В кремнистых породах радиолярии *Cenosphaera* (?) sp. indet., *Dictyomitra* sp. indet., *Tricolocapsa elongata*, *Pantanelli* и др. [5]. Мощность толщи до 1400 м.

Верхняя толща представлена слюдистыми алевролитами с прослоями туфогенных песчаников, реже кремнистых пород, гравелитов и туфов среднего состава. Отмечаются остатки радиолярий в кремнистых алевролитах, а в туфах определена фауна: *Vaugonia* (?) cf. *spinulosa* Young a Bird., *V. costata* Lys. и др. (определение И. В. Коноваловой). Мощность толщи 800 м. Общая мощность юрских отложений составляет 2200 м.

К востоку от Центрального разлома юрские отложения представлены аналогичными породами, которые согласно залегают на терригенных толщах триаса (?) и согласно перекрываются осадочными породами нижнего мела (берриаса). Мощность до 5000 м.

Нижнемеловые отложения представлены в основном терригенными образованиями. Примесь туфогенного материала и эффузивные образования наблюдаются вблизи зоны Центрального разлома в верхах берриасовых, низах валанжинских и готерив-альбских отложений [8].

Берриасовые отложения широко развиты к востоку от Центрального разлома (на западе отсутствуют) и представлены алевролитами, песчаниками, аргиллитами, реже туфами с прослойками и линзами гравелитов, кремнистых и известковистых пород. В туфах нами была собрана и определена В. П. Коноваловым фауна: *Aucella* cf. *fischeriana* Orsb., *A. (Paraucella) subfischeriana* Kопov. sp. nov. и др. Мощность свиты 2500—3000 м.

Отложения валанжина в западной части района сосредоточены в активной зоне Центрального разлома, где они залегают несогласно на размытых слоях верхней перми и на гранитоидах Дальненского массива [9]. Характерен пестрый фациальный состав: грубое переслаивание крупноглыбовых конгломератов, конгломерато-брекчий, гравелитов, песчаников, алевролитов, фельзитов и туфов. В верхах — песчаники с прослоями углей, где нами были собраны отпечатки флоры: *Nilssonia orientalis* (Heer.), а в цементе конгломератов фауна *Aucella* cf. *inflata* (Toula) Lah. и др. Мощность до 500 м.

Фаунистически охарактеризованные валанжинские отложения широко развиты к востоку от Центрального разлома. Они залегают с небольшим размывом на породах берриаса и несогласно — на более древних отложениях. Представлены песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами и линзами и прослоями конгломератов, гравелитов и реже кремнистых пород. Мощность до 3000 м.

Готерив-альбские отложения к западу от Центрального разлома залегают трансгрессивно на всех более древних образованиях. Базальный горизонт представлен конгломератами, гравелитами и крупнозернистыми песчаниками с прослойками алевролитов. В составе толщи преобладают скорлуповатые песчаные алевролиты, туфоалевролиты, порфириты, дациты, туфы. В алевролитах фауна *Modiolus* sp., *Campeloma* cf. *clavilithiformis conradiformis* Susuki (А. А. Якушина), флора *Cladophlebis frigida* (Heer) Seward. и др. (В. А. Красилов). Мощность толщи до 2800 м. Готерив-альбские отложения, распространенные к востоку, состоят из двух свит — уктурской и лужкинской. Уктурская залегают согласно на валанжинских отложениях и в основном представлена ритмично чередующимися песчаниками и алевролитами. В нижней части наблюдается переслаивание песчаников, гравелитов и конгломератов, мощность до 1400 м. В алевролитах нижней и средней пачек обнаруже-

на фауна *Variamusstum* sp. indet., *Aucellina caucasica* (Buch) и др. Обшая мощность до 4300 м. Лужкинская свита залегает с разрывом, а местами согласно на уктурской свите. Она сложена в основном полимиктовыми песчаниками, слоистыми алевролитами с линзами и прослойками гравелитов и конгломератов. В нижней части разреза собраны многочисленные остатки фауны, из которых В. П. Коновалов определил: *Quadratotrigonia* (*Transitrigonia*) *juasinensis* Mirol., *Ussuritrigonia belembeae* Копов. и др. Мощность свиты до 2000 м. Общая мощность готерив-альбских отложений к востоку от Центрального разлома составляет 6300 м.

В основании разреза верхнего мела залегают прибрежно-морские отложения сеноман-туронского возраста (мощность 500 м). В дальнейшем в районе формировались к западу и востоку от Центрального разлома эффузивные образования сенон-датского возраста мощностью соответственно в западной зоне до 1000, а в восточной 1900 м.

Таким образом, полученные результаты позволяют пересмотреть существующую стратиграфическую схему среднего Сихотэ-Алиня и по-новому подойти к составлению структурной схемы этого региона. Отметим, что геологическое развитие здесь неразрывно связано с зоной развития Центрального разлома, где установлен принципиально новый элемент геологии района: толща существенно кремнистых пород юрского возраста, которая прослеживается более чем на 150 км на северо-восток, пересекая зону Центрального разлома без существенных горизонтальных смещений (см. рис. 1).

В XXXII т. «Геологии СССР» [4, с. 602] отмечено, что Перевальнинский гранитный массив, расположенный на левобережье р. Перевальной (левый приток р. Б. Уссурки) в западном крыле Центрального разлома, и Бисерский массив (водораздел рек Дальней и Бикина), залегающий в его восточном крыле, являются частями некогда одного интрузива, поэтому, весьма вероятно, и амплитуда сдвига здесь составит до 100 км. Но в последние годы выяснилось, что эти гранитоидные массивы по составу и по другим признакам не сходны и параллелизовать их основания невозможно.

Вместе с этим отмечаем, что на данном участке Сихотэ-Алиня по Центральному разлому произошли вертикальные перемещения блоков, а горизонтальные смещения [4, 6], очевидно, имели эпизодический характер и сравнительно в небольших амплитудах.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

На основании анализа стратиграфических разрезов можно рассмотреть основные особенности истории геологического развития среднего Сихотэ-Алиня. Раннепермская стадия характеризуется формированием Центрального и Дальненского разломов. Существование глубоких расколов фундамента обусловило внедрение габброидных и гранитоидных интрузивов и излияние эффузивов. К востоку от этих разломов заложился Дальненский прогиб [4], испытывавший погружение в течение длительного времени с накоплением в поздней перми, триасе, юре и раннем мелу (берриас) терригенных, кремнистых, эффузивных и известковистых отложений мощностью более 11 км (см. рис. 2).

В это время к западу от Центрального разлома прогибание продолжалось, но с меньшей интенсивностью. Мощность этих отложений достигает всего 5,1 км (берриас отсутствует).

В начале мела море на западе отступило и в озерно-болотных условиях отлагались существенно терригенные угленосные и эффузивные осадки мощностью 0,5 км. В это время на востоке усилилось опускание Дальненского прогиба с накоплением в валанжине терригенных толщ мощностью до 3 км. Раннемеловой период отличается активностью тектонических и магматических процессов и сложными условиями седиментации. В начале валанжина вдоль Центрального разлома внедрились

интрузии гранитоидов (см. рис. 1). С этим тектоно-магматическим этапом (в зоне Центрального разлома) связаны скарновые месторождения вольфрама, меди, редких и других элементов [9].

В готерив-альбское время произошла сравнительно кратковременная регрессия. Одновременно усилилось прогибание в восточной части Главного антиклинория (к западу от Центрального разлома), и одновременно с терригенными отложениями накапливались эффузивы среднего и кислого состава мощностью от 2 до 50—60 м. Общая мощность отложений составила 2,8 км. В это время была вовлечена в погружение и восточная часть района, и здесь формировались терригенные породы мощностью до 6,3 км. В конце готерив-альбского времени наступило общее поднятие большей части территории, и морской бассейн сохранился лишь в восточной части района. В сеноман-туроне к востоку от Центрального разлома на отдельных участках накапливались морские груботерригенные туфогенные осадки мощностью до 0,5 км. Позднемеловая стадия развития Центрального разлома внесла много принципиально нового в общий ход развития района, наступил этап относительного растяжения земной коры. Вдоль разлома образуется вулканический пояс и внедряются крупные батолитообразные тела и мелкие интрузии гранитоидов, диоритов, габброидов и других пород. При формировании этих образований используются древние расколы фундамента как субмеридионального, так и северо-восточного направлений. В то же время широкое развитие получает новая система оперяющих разломов северо-западного и субширотного простирания [7].

На фоне общего воздымания формировались тектоно-вулканические впадины, обычно ограниченные разломами, в которых накапливались эффузивы мощностью от 1000 м на западе района и до 1900 м на востоке.

С позднемеловым тектоно-магматическим этапом развития в зоне разлома связан разнообразный комплекс полезных ископаемых. Среди них основное значение имеют метасоматитовые месторождения олова и вольфрама кварцевой и грейзеновой формаций. Многочисленные разломы и интенсивная региональная трещиноватость пород обеспечивали высокую проницаемость для рудоносных растворов.

Различия между западным и восточным блоками Центрального разлома стерлись в основном после внедрения последних интрузий верхнемелового магматического комплекса.

С палеоцена начинают формироваться кайнозойские структуры, развивающиеся и в настоящее время. В конце плиоцена активность Центрального разлома выражалась внедрением щелочных базальтов [9].

Амплитуда вертикального движения по Центральному разлому составила: в конце ранней перми (время заложения разлома) — около 500 м; в поздней перми — до 1100 м; в триасе — до 900 м; в юре — 2800 м; в берриас-валанжине — до 5500 м; в готерив-альбское время — около 3400 м; сеноман-туронское — до 500 м. В позднемеловое и палеогеновое время блоки были более стабилизированы, и амплитуды движения сравнительно невелики.

Учитывая вышесказанное, следует считать, что Центральный разлом не является границей между двумя структурно-фациальными зонами [4, 6, 10], отделяющей область распространения палеозойских отложений (западная часть района — зона Главного антиклинория) от области развития мощных толщ мезозойского возраста (восточная часть района — зона Главного синклинория). Это длительно живущая глубинная структура Сихотэ-Алинской складчатой системы, заложение которой произошло в конце ранней перми. Это подтверждается тем фактом, что связанные с разломом интрузивные породы прорывают каменноугольную, существенно терригенную и нижнепермскую терригенно-эффузивную толщу и сами перекрыты верхнепермскими базальными конгломератами.

СТРОЕНИЕ ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО РАЗЛОМА И ЕГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Центральный разлом в районе представлен серией сближенных разрывов с многочисленными более мелкими оперяющими и параллельными нарушениями. Большинство этих разрывных структур представляет собой крутопадающие ($65\text{--}85^\circ$) к северо-западу взбросо-сдвиги. Они уверенно опознаются на космических и других снимках. Отдельные разрывы проявлены в виде мощных (до $600\text{--}800$ м) зон дробления и рассланцевания, выполненных милонитами и брекчиями, содержащими крупные глыбы вмещающих пород. На севере района, в зоне разлома, размещены штоки рассланцованных и катаклазированных габброидов и щелочных гранитоидов пермского возраста [9]. Отдельные массивы представляют собой уплощенные крупные линзо- и дайкообразные тела, резко удлиненные в северо-восточном направлении.

В центральной части площади, в бассейне р. Дальней, в зоне разлома сосредоточены крупные вольфрамоносные гранитоидные (гранодиориты, адамеллиты, граниты биотит-роговообманковые и др.) массивы домелового возраста [9]. В южной и реже центральной частях района вдоль зоны разлома и частично по оперяющим его нарушениям сосредоточены многочисленные оловоносные гранитоиды позднемелового возраста. Наблюдается совпадение ориентировки складчатых и разрывных структур района с направлением Центрального разлома. Так, к западу от основной ветки разлома вдоль его северной части развиты валанжинские крупногалечные, плохо окатанные, совершенно несортированные конгломераты, гравелиты, песчаники и углистые породы, которые залегают узкой полосой (до 2 км) северо-восточного простирания и длиной более 20 км. Состав и степень окатанности этих обломков указывают на образование конгломератов на месте, почти без транспортировки кластического материала. Важно отметить, во-первых, что подобных конгломератов в удалении от Центрального разлома в валанжине нет и, во-вторых, по типу эти отложения во многом сходны с верхнепермской извилинской свитой, закартированной также в зоне Центрального разлома. Это позволяет с достаточным основанием относить верхнепермские и валанжинские валунно-галечниковые конгломераты к приразломным. К приразломным образованиям относятся также эффузивы верхнего мела, которые, как и валанжинские породы, сравнительно узкой полосой прослеживаются параллельно Центральному разлому на протяжении более 25 км.

К западу от зоны Центрального разлома прослеживается крупный, так называемый Дальненский разлом сдвигово-надвигового характера, который прослежен по простиранию на 150 км на северо-восток (см. рис. 1) и имеет северо-западное крутое падение, но в отдельных случаях и более пологое до $40\text{--}50^\circ$. Этот — параллельный Центральному — разлом трассируется выходами даек базитов, гипербазитов, штоков гранитоидов и зонами дробленых, рассланцованных пород, он образует с Центральным разломом единую систему тектонических нарушений и существовал не позже, чем в ранней перми. К нему приурочен целый ряд линейных отрицательных магнитных аномалий и система гравитационных ступеней силы тяжести.

Тигринный разлом субширотного направления образовался в раннемеловое время. Он пересекает и перемещает Центральный и Дальненский разломы и с юга отделяет отложения Дальненского прогиба от терригенных толщ мелового возраста.

Зона Центрального разлома в районе имеет ширину около 20 км. Именно в этой зоне встречаются кроме палеозойских пород более молодые, мезозойские образования; последние по сравнению с отложениями восточной части площади относительно маломощны, часто содержат эффузивы и грубообломочный, несортированный материал.

Вдоль Центрального разлома зоны сестителей часто вмещают многочисленные дайки и штоки разного состава, жилы кварца, сопровож-

дающиеся сульфидизацией, хлоритизацией и местами грейзенизацией. В этих зонах сместителей и в апикальных частях интрузий в основном и локализируются рудные тела. Все известные рудопроявления и месторождения этой полосы сосредоточены именно в этих зонах. Поэтому зона Центрального разлома в целом приобретает интерес как рудоконтролирующая структура.

Как видно из изложенного, Центральный разлом является крупной структурой длительного, существенно сбросового развития, начиная от конца нижней перми до плиоцена включительно. К разлому приурочены базиты, гипербазиты и гранитоиды (в том числе гранито-гнейсы) перми, рудоносные гранитоидные массивы домелового и позднемелового возрастов, а также вытянутые вдоль разлома верхнемеловые эффузивы и отдельные экструзивы плиоценовых базальтов. Приуроченные к разлому интрузивные массивы, многочисленные дайки различного состава, а также оперяющие его зоны трещиноватых пород сопровождаются вольфрамовым, олово-вольфрамовым, редкометальным и сульфидным оруденением, что позволяет выделить зону Центрального разлома вместе с прилегающими к ней структурными блоками в качестве особой, перспективной металлогенической зоны с метасоматитовыми месторождениями кварцевой, грейзеновой и скарновой формаций.

Литература

1. *Беляевский Н. А., Громов Ю. Я.* Центральный Сихотэ-Алинский структурный шов.— Докл. АН СССР, 1955, т. 103, № 1, с. 109—111.
2. *Беляевский Н. А., Громов Ю. Я., Баскакова Л. А.* Основные черты тектонического развития Сихотэ-Алиня.— В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 396—404.
3. *Берснев И. И.* Основные черты тектоники Приморского края.— В кн.: Материалы к Первой Всес. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Вып. 1. Владивосток, 1960, с. 30—33.
4. Геология СССР. Т. XXXII, Приморский край, ч. 1. М.: Недра, 1969, с. 107—373, 447—511, 598—603.
5. *Жамойда А. И.* Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР (на основе изучения радиолярий). Л.: Изд-во Всесоюз. научн. геол. ин-та, 1969, с. 18—20, 25—28.
6. *Иванов Б. И.* Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Дальиздат, 1972, с. 9—104.
7. *Изох Э. П.* Поперечная зональность структуры Сихотэ-Алиня.— Геология и геофизика. 1966, № 1, с. 32—41.
8. *Никогосян В. А.* Новые данные по стратиграфии среднего Сихотэ-Алиня.— В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во Дальневосточн. политехнического ин-та, 1978, с. 103—105.
9. *Никогосян В. А.* Интрузивные комплексы среднего Сихотэ-Алиня и их металлогеническая специализация.— В кн.: Минералогия и геохимия оловорудных месторождений. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 79—86.
10. *Уткин В. П.* Разрывные нарушения и складчатые сооружения Восточного Приморья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 3, с. 101—111.

Приморское производственное
геологическое объединение,
Владивосток

Поступила в редакцию
22.II.1982

УДК 551.242.3+552.323.5(571.651)

ГРИГОРЬЕВ В. Н., КАЗИМИРОВ А. Д., КРЫЛОВ К. А.,
СОКОЛОВ С. Д.**СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОХИМИЯ ДАТСКО-ПАЛЕОЦЕНОВЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ АЛЬКАТВААМСКОЙ ЗОНЫ КОРЯКСКОГО ХРЕБТА**

В указанной зоне, от верховьев р. Ваамочка на юго-западе до верховьев р. Велькельеом на северо-востоке изучены разрезы каканаутского комплекса датско-палеоценового возраста. Для большинства разрезов характерно трехчленное строение. Снизу вверх выделяются вулканомиктовая терригенная, туфо-гиалокластическая и лавовая пачки. Вулканическая составляющая каканаутского комплекса является слабо дифференцированной с четкой тенденцией к непрерывной дифференциации от пикритовых базальтов до андезитов с модой на гистограммах распределения в области базальтов. 40% эффузивов сложено породами толейтовой серии, а 60% — породами щелочной серии. Имеющая широкое распространение везикулярная гиалокластическая по своему химическому составу близка щелочным базальтам. Проведено петрохимическое сравнение каканаутских вулканических пород с вулканическими породами разных зон современного океана. Показаны особенности изученных базальтоидов по содержанию петрогенных окислов. Проявление каканаутского вулканизма относится к периоду между двумя крупными этапами тектонического сучивания: премаастрихтским, оформившим покровную структуру Эконайской зоны и постпалеоценовым, сформировавшим структуру Корякского хребта в целом и в частности покровную структуру Алькатваамской зоны. Предполагается, что датско-палеоценовый вулканизм Корякского хребта располагался на краю новообразованного Берингоморского палеошельфа.

В пределах северо-западной окраины Тихого океана, среди поздне-меловых—раннепалеогеновых формаций широко распространены вулканические комплексы слабо дифференцированных базальтоидных серий. Они известны на Камчатке, среди верхнего мела Восточно-Камчатской зоны и палеоцен—эоцена зоны Восточных полуостровов [15], отмечаются на юге Корякского нагорья, среди маастрихт-палеоценовых отложений в Олюторской зоне [2]. К северу от Укэлайтского флишевого прогиба мел-палеогеновые базальтоиды входят в состав неавтохтона Эконайской зоны Корякского хребта. Они появляются на правобережье р. Опука (северный борт прогиба) над слоями, охарактеризованными позднемаастрихтскими иноцерамами [4]. Более широко они распространены на левобережье р. Хатырка в составе маастрихтской высокореченской свиты [6]. К северо-востоку от р. Ваамочка базальтоиды, сходные с высокореченскими, протягиваются в пределах Алькатваамской зоны. Они являются составной частью существенно вулканогенной толщи, по мнению О. П. Дундо с соавторами [8], датско-палеоценового возраста, которая была выделена И. М. Русаковым под названием каканаутской свиты, а позднее описывалась как каканаутская формация [3]. К северу от Корякского хребта в Пенжинско-Анадырской зоне существенно базальтовая серия слагает танюерскую свиту нижнего палеогена [10]. Итак, в пределах протяженного Корякско-Камчатского отрезка северо-западного обрамления Тихого океана перечисленные базальтоидные комплексы приурочены к различным структурно-формационным зонам, отличающимся внутренним строением и историей предшествующего развития. Не совсем одинаков их возраст. Мощност и характер отложений, вмещающих базальтоиды, а также насыщенность разрезов вулканическими породами не одинаковы для каждой из этих зон. Варьируют и петрохимические типы мел-палеогеновых базальтоидов [16]. Это может быть следствием разного строения зон и в первую очередь состава и мощности земной коры в их пределах в поздне-меловое—палеогеновое

время. Но пока необходимый для детального петрохимического сравнения аналитический материал накоплен не по всем комплексам; особенно это касается Корякии. Петрохимические сравнения требуют единых пересчетов, вычисления одних и тех же коэффициентов, использования одних и тех же диаграмм, а для этого необходимы данные первичных анализов. Ниже приводится такой материал по каканаутским базальтоидам.

Сложная покровно-складчатая структура Корякского нагорья, и особенно территории Корякского хребта, долгое время оставалась непонятной. Только детальные работы последних лет позволили расшифровать основные ее черты [1, 13, 14]. Это дало возможность более точно установить место вулканических серий в разрезе отдельных тектонических пластин и наметить палеоструктурные условия проявления вулканизма. Наметились и петрохимические отличия разновозрастных вулканических комплексов различных структурно-формационных зон Корякского хребта [3].

ХАРАКТЕР ЗАЛЕГАНИЯ КАКАНАУТСКОЙ ФОРМАЦИИ И ЕЕ СООТНОШЕНИЕ С ДРУГИМИ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИМИ КОМПЛЕКСАМИ

Крайний западный участок полосы распространения датско-палеоценовых базальтоидов в Алькатваамской зоне расположен в районе слияния рек Ваамочка и Светлая. Далее к северо-востоку они наиболее распространены в бассейне рек Каутоям и Каканаут. В виде более ограниченных по площади выходов они прослеживаются в северо-восточном направлении до верховьев рек Велькельвеем, Асальквеем, и бассейна р. Майнавыгергын. В целом все эти выходы сосредоточены в пределах сравнительно узкой полосы, параллельной простираению Алькатваамской зоны.

О возрастных границах каканаутской формации можно судить по ее соотношению с гангутской и чукотской свитами. Каканаутские отложения в ряде мест без углового несогласия перекрывают отложения гангутской свиты, охарактеризованной комплексом маастрихтских иноцерамов и аммонитов. Такое залегание видно на левобережье р. Ваамочка, на водоразделе рек Каканаут и Каутоям, (верховье руч. Гибкого), а также на водоразделе верхнего течения р. Велькельвеем и его правых притоков. В последнем из перечисленных районов хорошо видно, что чукотские отложения, содержащие фауну среднего эоцена, лежат ингрессивно, выполняя прогибы типа палеодолин, которые врезаны в основание, сложенное отложениями верхнего мела и каканаутской формации. Таким образом, по характеру залегания возраст последней ограничен широкими рамками, от верхов маастрихта до раннего эоцена. В бассейне р. Каканаут в отложениях каканаутской формации содержатся фораминиферы, двустворки и гастроподы датско-палеоценового возраста [8]. Нам представляется, что точный возраст каканаутской формации может быть доказан только после дополнительных более полных сборов фаунистических остатков. Соответственно открытым остается и вопрос о ее соотношении с очень сходной по составу упомянутой ранее высоко-реченской свитой. Возможно, в дальнейшем будут получены доказательства их одновозрастности, хотя, исходя из более общих закономерностей строения Корякского нагорья, не исключено, что от р. Хатырка в сторону верховьев р. Велькельвеем происходит частичное смещение границ в сторону омоложения возраста этих комплексов.

Несмотря на отсутствие в большинстве районов резких угловых несогласий в основании каканаутских отложений, они, по-видимому, часто залегают со стратиграфическим несогласием, возможно, с размывом. Так, в верховьях р. Велькельвеем прослеживается переход залегания каканаутской толщи с маастрихтских отложений гангутской свиты на кампанские (корякская свита) с радиальноребристыми иноцерамами. Залегание каканаутской толщи с угловым несогласием на корякской

свите наблюдается на водоразделе верховьев рек Нонмыкенвеем и Пекульвеем (гора Северный Индонай). Чаше каканавутские отложения контактируют с более древними комплексами нижнего и верхнего мела по разломам. Особенно показательно их тектоническое соотношение с отложениями пекульнейской свиты (поздняя юра—валанжин). В районе залива Каканавут (хр. Нанкычгат), а также в верховьях рек Каутоям, Ваамочка наблюдается перекрытие отложений каканавутской формации и подстилающих верхнемеловых толщ пекульнейскими отложениями верхнеалькатваамского аллохтона. Оно связано с одной из последних фаз тектонического сучивания, проявившегося в пределах Корякского хребта надвиганием аллохтонных блоков на нижнеалькатваамский субавтохтон [7, 13, 14].

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ

Каканавутские отложения в пределах изученной полосы характеризуются большой изменчивостью по простиранию как общей мощности, так и мощности разных типов отложений. В самой юго-западной точке рассматриваемой полосы, на левом берегу р. Ваамочки, выше устья р. Светлой, вулканогенная часть разреза представлена чередованием литических туфов разной зернистости и сортированности с массивными лавами основного состава (рис. 1). Преобладают вулканогенно-обломочные породы, образующие пласты до нескольких десятков метров, тогда как мощность лавовых потоков не превышает нескольких метров. Обломки в туфах представлены исключительно основным материалом: базальтами и андезито-базальтами различной структуры, в том числе гиалобазальтами и хлоритизированными основными стеклами. Характерны пласты неслоистых несортированных туфовых микститов. Они содержат шаровидные тела миндалекаменных базальтов диаметром до нескольких десятков сантиметров. Вероятно, это переотложенные шары подушечных лав. По-видимому, в этих микститах есть не только продукты эрупций, но и подводных излияний основных лав, и дисквационная гиалокластическая. Для потоков основных лав характерна массивная, иногда брекчированная текстура. Обычно они плотные, как афировые, так и порфиоровые, но встречаются и миндалекаменные. Характерны порфиоровые разности с вкрапленниками плагиоклазов до нескольких миллиметров. Они слагают как пластовые, так и субвулканические тела и дайки, секущие подстилающие верхнемеловые отложения. Общая видимая мощность вулканогенной толщи в рассматриваемом разрезе около 100 м. Непосредственно ниже нее прослеживается пачка черных тонкозернистых песчаников с линзами грубых вулканомиктовых конгломератов, содержащих большое количество обугленного растительного детрита. В отличие от туфов состав обломков в этих конгломератах полимиктовый и кроме основных эффузивов, хотя и преобладающих среди обломков, встречаются даже кислые породы. По своему положению эта пачка, вероятно, соответствует тем отложениям, которые выделяются в основании описанного ниже стратотипа каканавутской формации в бассейне р. Каканавут. Для этого района О. П. Дундо, В. Д. Короткевич и Л. В. Василенко [8] приведен мощный, по-видимому, обобщенный разрез каканавутской свиты. В основании его выделяется пачка мощностью 30—40 м, переходная от гангутской свиты. Эта пачка сложена мелководными грубообломочными вулканомиктовыми породами с прослоями ракушечников. Последние состоят из обломков раковин, главным образом устриц и турителл, с примесью раковин некоторых других групп моллюсков. Выше выделяется существенно туфовая толща мощностью около 200 м, и еще выше — 500-метровая толща преобладания лав.

Наши наблюдения в этом районе указывают на фаціальную изменчивость этих отложений и невыдержанность их мощности. Так, в верховьях руч. Гибкого (правого притока р. Каканавут) над терригенными отложениями, сопоставимыми по составу с нижней пачкой разреза, приведенного в работе О. П. Дундо с соавторами, лежит существенно туфо-

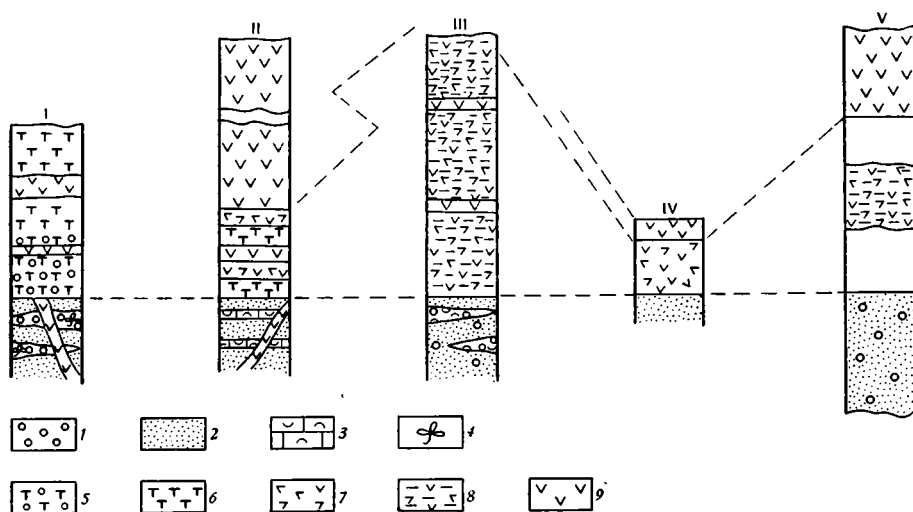
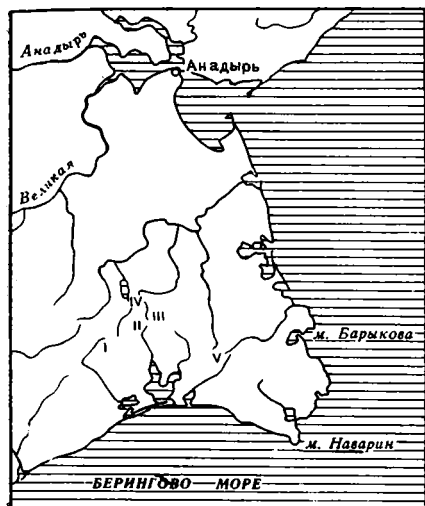


Рис. 1. Схема сопоставления разрезов датско-палеоценовых отложений каканаутской формации Аляктаваамской зоны

Районы: I — верховья р. Ваамочки; II — междуречье рек Каканаут — Каутоям (руч. Гибкий); III — левобережье р. Каканаут (выше устья р. Облачной), IV — правый берег р. Вольчей, V — верховье р. Велькельево. 1 — конгломераты вулканомиктовые; 2 — песчаники вулканомиктовые; 3 — ракушечные известняки; 4 — обугленные растительные остатки; 5 — грубообломочные литокластические туфы; 6 — литокластические туфы; 7 — гиалокластиты; 8 — гиалокластитовые турбидиты; 9 — лавы

вая пачка мощностью не более 50 м. В ее составе преобладают грубые неслоистые гиалокластические туфы базальтового состава, чередующиеся с более тонкозернистыми разностями и отдельными маломощными потоками афировых базальтов. Среди обломков преобладают фрагменты основного стекла с везикулярной структурой, хлоритизированного. В стекле имеются отдельные лейсты основных плагиоклазов. Туфы интенсивно цеолитизированы. Формирование подобных гиалокластитов обычно связывают с гидроэксплозиями. Выше лежит толща почти сплошных потоков миндалекаменных базальтов. Ее мощность не превышает 200—300 м. Этот наиболее полный и мощный разрез может рассматриваться как стратотип каканаутской свиты.

Несколько севернее указанного стратотипа, на левобережье р. Каканаут, выше устья р. Облачной, мощность туфовой пачки возрастает до 100—150 м. Подстилает ее пачка (40 м) мелководных грубо волни-

стослойных зеленовато-серых вулканомиктовых песчаников, с рассеянными гальками и прослоями гравийных конгломератов с обильным устричным детритом, обломками мшанок, известковых водорослей и обугленных растительных остатков.

В самой туфовой пачке доминируют цеолитизированные везикулярные гиалокластиты, в виде пластов до 1—1,5 м мощностью с хорошо проявленной градационной сортировкой материала, типичной для турбидитов. В основании этих пластов среди наиболее грубого материала часто содержится детрит из обломков мелких устриц, мшанок, иглокожих. Среди гиалокластитов имеются редкие маломощные потоки миндалекаменных базальтов и лавобрекчий. По-видимому, эта пачка была накоплена у подножья вулканического поднятия. Собственно лавовая толща на этом участке не сохранилась. Вероятно, мощность ее была небольшой. В 10—15 км западнее, на склоне правого берега р. Волчьей (левый приток р. Каутоям) разрез каканаутской свиты имеет весьма небольшую мощность. Средняя пачка туфов имеет здесь мощность около 30 м. При этом доминируют тонкозернистые гиалокластиты. Выше они сменяются горизонтом базальтовых лавобрекчий, мощность которых не превышает 10 м. Лавобрекчия состоит из угловатых обломков до 20 см в поперечнике, иногда плотно соприкасающихся друг с другом, а иногда окруженных грубообломочным зеленым гиалокластитовым цементом. Над лавобрекчиями лежат серые тонкозернистые слюдистые песчаники более молодых отложений палеогена.

Таким образом, от района верховьев руч. Гибкого (разрез стратотипа) в северном направлении, по-видимому, происходит общее уменьшение мощности вулканогенных отложений и в первую очередь лавовых потоков. В южной части бассейна рек Каканаут и Каутоям (к югу от стратотипа) каканаутские отложения вскрыты в пределах блоков, ограниченных разломами. Здесь широко распространены разнообразные лавовые комплексы базальтоидов, грубые литокластические и кристаллокластические туфы. В районе южного склона хр. Нанкычгат (побережье залива Каканаут) в составе комплекса доминируют субвулканические тела базальтоидов.

На восточном участке полосы распространения каканаутской формации в бассейне верховьев р. Велькельвеем к ее основанию, по-видимому, следует относить пачку зеленых комковатых песчаников с плавающими гравийными гальками. Ее видимая мощность около 40—60 м. Песчаники полимиктовые, с резким преобладанием кварца над полевыми шпатами и со значительной примесью крупной базальтовой кластики. Их можно рассматривать как аналог нижней терригенной пачки стратотипа. Выше располагается слабо обнаженная часть разреза около 100 м мощностью. В ее средней части имеются небольшие выходы цеолитизированных и кальцитизированных везикулярных гиалокластитов. Некоторые слои обладают четкой градационной слоистостью. Выше залегает толща в несколько десятков метров мощностью, состоящая главным образом из массивных миндалекаменных базальтов.

Таким образом, в пределах почти всей изученной полосы каканаутская формация имеет трехчленное строение, в целом соответствующее установленному О. П. Дундо для бассейна р. Каканаут. Однако, по нашим данным, суммарная мощность толщи везде меньше. В нижней терригенной пачке базальтовый материал появляется лишь в виде обломочной примеси на общем полимиктовом фоне. В средней пачке обломки базальтов слагают горизонты туфов и гиалокластитов почти лишенных примеси другого обломочного материала. Многие обломки стекла имеют везикулярную структуру. Для верхней части каканаутской формации характерны почти сплошные лавовые потоки. По-видимому, эта общая тенденция в смене типов отложений в разрезе отражает прогрессивное развитие дат-палеоценового вулканизма от его зарождения до проявления максимальной интенсивности в конце формирования каканаутской формации. Наряду с отмеченной последовательностью в разрезе, по-видимому, существует и частичное латеральное замещение этих пачек друг

другом; с удалением от центров извержения относительная роль гиаокластитов в разрезе явно возрастает, и они имеют переотложенный характер.

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОХИМИИ БАЗАЛЬТОИДОВ

Каканаутская формация сложена различными типами вулканических образований: туфами, гиаокластитамн, лавобрежчиямн, лавама, а также субвулканическими теламн и дайкамн. Были проанализированы образцы эффузивных и интрузивных пород, отобранных из четырех районов, указанных в табл. 1. Наибольшим числом образцов были опробованы западный и центральный участки распространения толщи. В центральном участке образцы были отобраны из верхней пачки толщи по р. Тесной (правому берегу р. Каутоям, выше слияния с р. Каканаут), а также на левом берегу р. Каканаут в хр. Гольцовом. Были проанализированы породы, различающиеся характером структуры, минералогическим составом, интенсивностью вторичных преобразований. В наиболее слабо измененных породах наблюдается полная хлоритизация стекла, тогда как плагиоклазы и моноклинный пироксен остаются свежими. В более сильно измененных породах, наряду со стеклом изменяются и плагиоклазы. Обычно наблюдается их деанортизация, сопровождаемая в одних случаях альбитизацией, в других — сосюритизацией. Моноклинные пироксены в большинстве изученных пород остаются неизменными. Из других темноцветных минералов в некоторых каканаутских базальтах встречаются зерна оливинов, полностью замещенные вторичными слоистыми минералами из группы хлорит-серпентинов. Несмотря на разницу в интенсивности наложенного минералообразования, изменения химического состава касаются главным образом содержания Na, Ca и воды. Результаты первичных химических анализов изученных пород приведены в табл. 1. Для петрохимических построений были сделаны некоторые пересчеты. При содержании заметной примеси карбонатов, главным образом кальцита, сформированного за счет Ca основных плагиоклазов и внесенного CO₂, пересчеты на бескарбонатность делались путем исключения CO₂. Анализы с большим содержанием воды были пересчитаны на суммарное ее количество, не превышающее 3%.

Из табл. 1 видно, что каканаутский вулканический комплекс является слабодифференцированным от пикритовых базальтов до андезитов. Кислые породы для него не типичны и встречаются в виде редких наиболее поздних маломощных даек. В распределении типов пород, выделенных по их кремнекислотности, максимум среди проанализированных образцов попадает в область базальтов. Последние составляют 55—60%, а 30—35% приходится на андезито-базальты. На остальные породы падает менее 10%. По соотношению суммарной щелочности и SiO₂, нанесенных на известную диаграмму Макдональда и Кацуры, 60% проанализированных образцов попало в поле щелочных базальтов. В толеитовое поле попали практически все наиболее слабо измененные породы.

В табл. 2 приведены средние содержания значений отдельных элементов в породах каканаутской свиты по каждой серии отдельно и в целом по выборке. В предыдущей работе [3] подчеркивалось, что базальтоиды каканаутской формации отличаются от базальтоидов других формаций, развитых в пределах Корякского хребта, повышенным содержанием Al₂O₃, которое в среднем близко к 17%. Для них характерно среднее по сравнению с базальтами других формаций содержание железа и почти во всех образцах резкое преобладание закисных его форм над окисными. Высокое содержание Na₂O в базальтоидах щелочной оливиновой серии при относительно низком содержании CaO отражает их альбитизацию. На диаграмме Na₂O/K₂O—Na₂O+K₂O (рис. 2) часть фигуративных точек каканаутских базальтоидов, относящаяся к щелочной оливиновой серии, выходит за пределы поля распределения щелочей в свежих породах, отражая указанный процесс. Однако первичный состав каканаутских базальтоидов, по-видимому, характеризовался повышенной щелочностью. В этом плане привлекает внимание более высокое,

Химический состав (в мас.%) какаанутских вулканических пород

Номер п. п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	CO ₂	Сумма
1	52,76	1,36	17,55	2,16	6,04	0,17	4,39	6,94	4,02	1,09	3,13	0,40	0,12	Нет	100,13
2	51,51	1,49	20,31	2,92	5,67	0,17	4,14	3,83	4,11	1,05	3,81	0,89	0,11	»	100,01
3	54,94	1,44	15,70	2,86	6,97	0,16	4,10	3,26	5,86	0,37	3,17	1,04	0,31	»	100,81
4	51,34	1,19	16,18	2,90	5,70	0,14	6,72	10,16	2,89	0,24	1,74	0,81	0,10	»	100,18
5	53,56	1,15	16,74	3,59	3,96	0,20	3,67	9,00	3,93	0,41	3,48	0,62	0,21	»	100,52
6	52,14	1,48	19,50	2,81	5,13	0,14	4,58	2,63	5,75	1,14	3,65	0,70	0,17	»	99,82
7	50,02	0,95	19,45	1,41	6,54	0,23	5,31	5,61	5,37	0,81	3,46	0,72	0,13	»	100,01
8	56,86	1,27	15,81	2,91	6,35	0,10	2,88	3,15	7,18	0,69	1,54	0,64	0,13	»	99,51
9	49,19	1,44	16,53	5,53	3,70	0,23	4,74	10,52	2,62	0,16	2,42	0,89	0,14	1,60	99,70
10	45,71	1,02	17,00	2,92	5,83	0,15	10,01	9,94	1,68	0,61	4,00	1,09	0,07	Нет	100,03
11	51,39	0,93	19,47	1,79	4,98	0,10	5,03	10,04	2,23	0,71	2,26	0,65	0,09	»	99,67
12	45,60	1,95	18,81	2,65	8,96	0,23	6,49	4,06	4,68	0,85	5,00	0,75	0,04	»	100,09
13	54,70	1,87	15,41	3,14	6,84	0,23	3,14	5,74	4,97	1,01	2,02	0,30	0,25	»	99,64
14	60,08	1,53	14,65	2,13	6,99	0,09	3,40	2,75	1,56	1,01	4,45	1,21	0,04	»	99,89
15	47,52	1,43	15,89	5,30	5,62	0,08	8,03	10,74	2,83	0,18	1,49	0,99	Не опр.	Нет	100,10
16	50,32	1,69	15,10	5,01	6,34	0,17	4,55	5,71	6,62	0,83	2,30	0,46	»	0,5	99,55
17	50,12	1,68	17,47	2,36	5,62	0,08	5,47	5,82	5,59	0,72	3,05	0,78	»	0,8	99,56
18	49,95	0,85	13,92	1,25	5,91	0,07	8,40	8,34	2,22	1,07	4,74	0,87	0,11	Нет	100,60
19	47,67	0,50	12,97	5,12	3,25	0,15	8,80	10,34	1,60	0,82	3,95	1,25	0,09	3,80	100,31
20	59,10	0,86	13,46	4,35	3,57	0,03	3,57	7,40	3,40	1,60	1,65	0,42	0,004	0,85	100,26
21	55,63	0,88	15,40	2,70	4,04	0,09	5,80	4,17	6,89	1,47	2,60	0,77	0,15	Нет	100,61
22	50,55	1,24	17,11	4,20	2,81	0,18	6,90	9,20	4,29	1,13	2,22	0,62	0,11	»	100,56
23	53,48	1,28	16,75	2,81	5,75	0,09	4,61	5,73	4,54	1,13	2,66	0,86	0,11	»	99,80
24	50,25	1,25	14,47	1,03	8,09	0,17	5,90	10,99	3,38	0,94	1,75	0,55	0,11	1,30	100,18
25	46,23	1,29	15,49	3,86	5,53	0,19	6,90	8,10	3,42	1,04	4,38	0,98	0,04	3,00	100,45
26	51,45	1,52	16,82	3,72	4,91	0,21	4,52	6,44	6,62	0,28	2,50	0,62	0,32	0,60	100,53
27	47,13	1,87	16,03	7,99	1,84	0,16	6,50	8,33	4,63	0,47	3,87	0,92	0,26	Нет	100,00
28	47,10	1,87	16,68	7,89	2,01	0,12	6,40	9,50	3,00	0,52	2,07	2,22	0,26	»	99,64

Примечание. 1—9 — р. Ваамочка выше устья р. Светлой: 1. Г-29/5 — крупнопорфировый диабаз; 2. Г-29/13 — миндалекаменный афирный базальт из лавобрекчии; 3. Г-29/16 — миндалекаменный андезитобазальт; 4. Г-29/18 — редкопорфировый пузыристый базальт; 5. Г-30/5 — крупнопорфировый базальт; 6. Г-30/6 — крупнопорфировый диабаз; 7. Г-30/7 — крупнопорфировый базальт; 8. К-239/6 — афирный андезитобазальт из лавобрекчии; 9. К-239/9 — миндалекаменный мелкопорфировый базальт. 10—17 — р. Тесная: 10. Г-45/1 — нодулярный базальт; 11. Г-45/3 — порфировый базальт; 12. Г-45/5 — миндалекаменный афирный базальт; 13. Г-45/6 — афирный андезитобазальт; 14. Г-45/7 — цеолитизированный пузыристый андезитобазальт; 15. С-400/1 — афирный базальт; 16. С-400/2 — афирный сплит; 17. С-402 — крупнопорфировый базальт. 18—25 — р. Какаанут (хр. Гольцовый): 18. К-333/2 — миндалекаменный порфировый базальт; 19. К-334/1 — миндалекаменный афирный базальт; 20. К-334/3 — андезитовый порфирит; 21. К-334/4 — андезитобазальтовый порфирит; 22. К-334/8 — редкопорфировый базальт; 23. К-334/9 — миндалекаменный порфировый андезитобазальт; 24. К-334/10 — порфировый долерит; 25. К-334/11 — афирный базальт из лавобрекчии; 26 — р. Какаанут, выше р. Облачной; Г-57/3 — крупнопорфировый диабаз. 27—28 — р. Велькильедем; 27. Г-201/5 — миндалекаменный порфировый базальт; 28. Г-203/2 — афирный базальт.

Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Геологического института АН СССР аналитиками Г. Ф. Галковской, Н. Л. Кадашниковой, Е. В. Черкасовой.

Средние содержания породообразующих окислов и некоторые отношения между ними в вулканических породах каканавутской свиты

Тип пород	Базальты			Андезито-базальты			Гиалокластиты везикулярные
	Толентовая	Щелочная оливиновая	Общее	Толентовая	Щелочная оливиновая	Общее	
Вулканические серии	8	9	17	2	7	9	4
Количество образцов	8	9	17	2	7	9	4
SiO ₂	50,04	49,48	49,74	54,29	54,19	54,21	47,51
TiO ₂	1,09	1,59	1,35	1,52	1,32	1,36	2,03
Al ₂ O ₃	16,08	17,26	16,71	16,13	17,38	17,10	16,05
Fe ₂ O ₃	3,29	4,41	3,88	3,37	2,75	2,89	3,98
FeO	5,48	5,01	5,23	5,41	5,74	5,66	6,43
MgO	7,35	6,00	6,64	3,42	4,38	4,17	7,12
CaO	10,12	7,09	8,52	7,40	4,25	4,95	3,63
Na ₂ O	2,47	4,98	3,80	4,46	5,50	5,27	4,10
K ₂ O	0,60	0,87	0,74	0,71	1,00	0,93	1,32
Na ₂ O	7,21	6,31	6,76	7,26	7,33	7,31	3,35
K ₂ O							
f*	54	60	57	71	65	66	57

$$* f = \frac{FeO_{\text{сум}}}{FeO_{\text{сум}} + MgO} \cdot 100.$$

чем в абиссальных толейтах, содержание K₂O. Даже слабоизмененные базальтоиды толейтовой серии занимают на рис. 2 поле, наиболее близкое полю гавайских толейтов и исландских щелочных пород на аналогичной диаграмме А. Миасиро. Общее поле базальтоидов каканавутской формации на рассматриваемой диаграмме располагается примерно в границах поля островодужных пород на диаграмме А. Миасиро.



Повышенный щелочной состав каканавутских базальтоидов виден и на трехкомпонентной диаграмме АФМ (рис. 3). Все точки базальтоидов обеих серий не попали на этой диаграмме в поле пижонитовой серии Х. Куно. В расположении точек на этой диаграмме четко проявлен щелочный тренд. Для показа степени и направленности дифференциации использована диаграмма, предложенная Х. Де Ля Рошем и Ж. Летерье (рис. 4). На ней в каканавутской формации четко выделяются те же две серии: слабодифференцированная толейтовая и щелочная. Сравнение этой диаграммы с аналогичными для базальтоидов разных структур со-

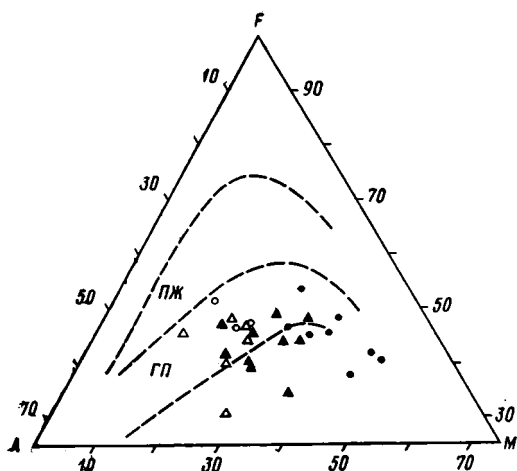


Рис. 3

Рис. 3. Вариационная трехкомпонентная диаграмма АФМ $A = Na_2O + K_2O$, $F = FeO_{сум}$, $M = MgO$, пересчитанные на 100%. ПЖ — поле пикзонитовой серии, ГП — поле гиперстеновой серии на диаграмме Х. Куно. Остальные обозначения те же, что на рис. 2

Рис. 4. Вариационная диаграмма Х. Де Ля Роша $y = 6Ca + 2Mg + Al$, $x = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$. Содержание элементов в атомных количествах. Остальные обозначения те же, что на рис. 2

Рис. 5. Вариационная диаграмма $K_2O - TiO_2$. Т—Т — линия корреляции в толентовой серии; ЩО—ЩО — линия корреляции в щелочной оливиновой серии. Остальные обозначения те же, что на рис. 2

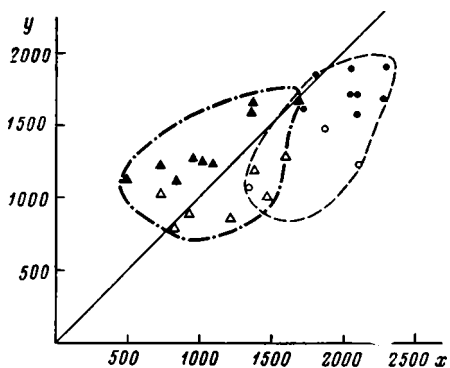


Рис. 4

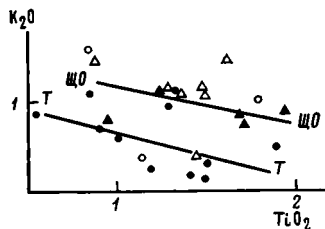


Рис. 5

временного океана выявляет наибольшее сходство с островодужными ассоциациями [11]. По числовым значениям уравнений дискриминантных функций, составленных В. А. Кутолиным [12], каканавутские толентовые базальты наиболее сближены с базальтами островодужной андезитовой формации, а базальты щелочной серии — с траппами молодых платформ [3].

По низкому среднему содержанию TiO_2 базальтоиды толентовой серии близки к островодужным. В базальтоидах щелочной оливиновой серии содержание титана заметно увеличивается. Это вместе с повышенным содержанием в них K_2O может свидетельствовать о первичной повышенной щелочности.

На рис. 5 наиболее четко видно, что по содержанию K_2O выделяется две серии. В обеих сериях TiO_2 и K_2O связаны слабой обратной корреляционной зависимостью, что наблюдалось только в щелочных сериях сводовых поднятий [11]. Распределение точек на диаграмме В. Готтини (рис. 6), переходное между закономерностями, выявленными для островодужных и абиссальных базальтоидов. Соотношение в обеих сериях между $Al_2O_3 - MgO$ и $FeO_{сум} - MgO$ показаны соответственно на рис. 7 и 8. Эти диаграммы являются зеркальными отражениями друг друга. На обеих видна противоположная направленность корреляционной связи между указанными элементами в базальтах и андезито-базальтах. В базальтах слабо проявлена обратная корреляционная зависимость между Al_2O_3 и MgO (рис. 7). Это, как и более высокое среднее содержание MgO , отличает каканавутские базальты от типичных островодужных. Они занимают на диаграмме среднее положение между абиссальными базальтами и базальтами сводовых поднятий [11]. То же самое

Рис. 6. Вариационная диаграмма В. Готтини $\tau = \frac{Al_2O_3 - Na_2O}{TiO_2}$
Остальные обозначения те же, что на рис. 5

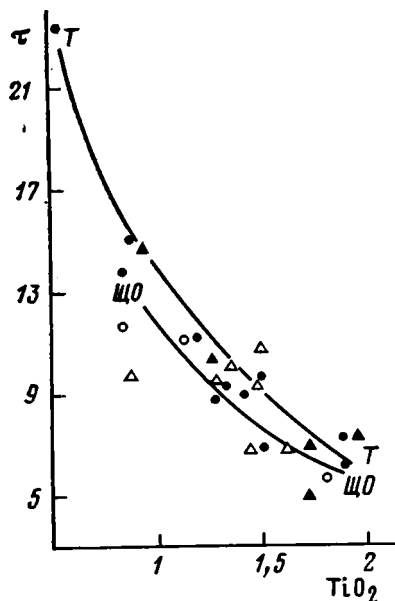


Рис. 6

Рис. 7. Вариационная диаграмма $Al_2O_3 - MgO$. Обозначения те же, что на рис. 5

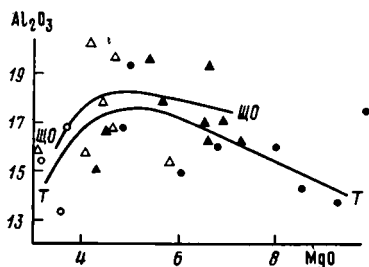


Рис. 7

Рис. 8. Вариационная диаграмма $FeO_{сум} - MgO$. Обозначения те же, что на рис. 5

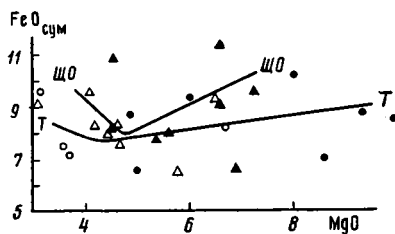


Рис. 8

следует из соотношения между $FeO_{сум}$ и MgO (рис. 8). Как и в базальтах всех типов океанических структур, отмечается прямая корреляционная связь между этими элементами, но по сравнению с островными дугами, поле точек на диаграмме резко сдвинуто в сторону больших содержаний MgO .

Таким образом, вулканы каканаутской формации имеют специфический петрохимический состав, отличающийся от вулканических комплексов основных структур современного океана. По некоторым показателям они сближены с островодужными, но от типичных островодужных вулканических серий их отличает общая слабая дифференцированность, более высокое содержание MgO и TiO_2 , иной характер корреляции между некоторыми элементами. В табл. 2 приведен средний состав везикулярных гиалокластитов. Они имеют базальтовый состав, с повышенным содержанием титана, что сближает их с базальтами щелочной оливиновой серии.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Имеющийся материал по тектонике Корякского хребта позволяет выделить в позднемезозойской истории развития этого региона по крайней мере четыре этапа: позднеюрско-раннемеловой, позднеоком-раннеальбский, позднемеловой, позднеэоцен-постсенонский. Последний в Алькатваамской зоне охватывает время формирования каканаутской формации. Алевропелитовая седиментация предыдущего этапа сменилась более грубообломочной. Формирование датско-палеоценовых отложений явилось новым седиментационным циклом и было связано с круп-

ной перестройкой ландшафта. Их накопление шло в условиях мелководья, вблизи участков суши, поставлявшей не только грубый обломочный материал, но и большое количество растительного детрита. Базальтовый вулканизм в этом бассейне развивался в пределах сравнительно узкой полосы. По-видимому, он носил характер мелководных трещинных излияний, сопровождавшихся интенсивными гидроэкспозиями и внедрением многочисленных даек. Полоса излияния лав представляла собой подводную вулканическую грядку; над уровнем моря возвышались лишь отдельные острова, где существовала и эруптивная деятельность. Часть вулканокластики со склонов гряды сносилась турбидными потоками к ее подножию.

Конец мела — первая половина палеогена в пределах Корякского хребта были периодом между двумя основными этапами тектонического скупивания. В позднем мелу происходило интенсивное шарьирование, проявившееся в покровах Эконайской зоны, перекрытых мощным маастрихтским неаовтоном [14]. Раннеэоценовые движения окончательно сформировали основные черты структуры Корякского хребта в целом и, в частности, Алькатваамской зоны. Между этими этапами, приводившими к усложнению структуры земной коры и формированию гранито-метаморфического слоя датско-палеоэоценовый период ознаменовался заложением полосы разломов, к которым был приурочен базальтовый вулканизм. Одной из причин несколько повышенной первичной щелочности базальтоидов каканаутской формации может являться значительная глубина формирования магматического расплава, что может быть связано с появлением в пределах Алькатваамской зоны в конце мела достаточно мощного гранитно-метаморфического слоя.

Палеотектонический аспект позднемелового-палеоэоценового базальтоидного вулканизма Корякского хребта вырисовывается из размещения разновозрастных формаций на территории всего Корякского нагорья. В его северо-западной части (Пенжинско-Анадырской тектонической зоне) раннепалеоэоценовые образования сложены мощными континентальными и мелководными прибрежно-морскими отложениями молассового облика, содержащими грубообломочные породы, лигниты, бурые угли, а также базальтоиды танюерской свиты [10]. Они лежат несогласно на подстилающих толщах, выполняя наложенные впадины. В центральной части северной половины нагорья разновозрастные отложения неизвестны. Вероятно, эта область служила источником сноса обломочного материала. В эоцен—миоцене здесь имели место наземные излияния кислых и средних лав порфиритовой формации [10]. Юго-восточнее, в Корякском хребте, существовали условия относительного мелководья, где накапливалась каканаутская формация. К югу намечается углубление позднемелового—раннепалеоэоценового бассейна. Здесь шло накопление относительно глубоководных флишевых отложений Укэляятского прогиба, отделяющего Корякский хребет от Олюторской зоны [2, 9]. Вулканизм проявился лишь на северном борту этого прогиба (бассейн р. Опука) в виде отдельных потоков шаровых базальтов и даек диабазов в верхней части флишеидной толщи. Некоторыми Укэляятский прогиб рассматривается как часть более протяженной структуры, простирившейся вдоль палеошельфа Берингова моря [9]. Еще южнее, в Олюторской зоне, надвинутой на Укэляятский прогиб, маастрихт—палеоэоценовые отложения представлены вулканогенно-обломочной формацией, сложенной базальтами, андезито-базальтами, трахибазальтами, реже андезитами, трахиандезитами и их туфами. Они формировались в пределах хребта, позднее трансформировавшегося в архипелаг вулканических островов [2]. Такова в грубых чертах палеоландшафтная обстановка Корякского нагорья в конце мела — начале палеогена. Тектонические движения на рубеже мела и палеогена проявились и в развитии примыкающей к Корякии северо-западной части Тихого океана и, в частности, привели к заложению современной структуры Берингова моря. Морские позднемеловые—раннепалеоэоценовые отложения северной части Корякского нагорья простираются в сторону Берингоморского

шельфа. Описанная в статье полоса датско-палеоценового вулканизма, по-видимому, располагалась на краю западной части этого палеошельфа. Восточнее погребенные раннекайнозойские вулканические пояса по данным геофизики предполагаются в пределах современного Берингово-морского шельфа [5].

Литература

1. Александров А. А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978, с. 121.
2. Алексеев Э. С. Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья.— Геотектоника, 1979, № 1, с. 85—95.
3. Бялобжеский С. Г., Григорьев В. Н., Казимиров А. Д., Пейве А. А., Руженцев С. В., Соколов С. Д. Сравнительная петрохимическая характеристика базальтоидов Корякского хребта в связи с тектоническим развитием района.— Геотектоника, 1983, № 3, с. 94—104.
4. Бялобжеский С. Г., Руженцев С. В., Соколов С. Д. Верхнемеловые отложения хребта Расчлененного.— Докл. АН СССР, 1982, т. 266, № 1, с. 199—201.
5. Верба М. Л., Ермаков Б. В. Тектоническое районирование северо-западной части шельфа Берингова моря и прилегающих побережий.— Геотектоника, 1976, № 2, с. 101—110.
6. Волобуева В. И., Красный Л. Л., Серова М. Я. Стратиграфия мезокайнозойских отложений центральной части Алякватваамской зоны (Корякское нагорье).— В кн.: Биостратиграфия и коррекция мезозойских отложений северо-востока СССР. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 129—143.
7. Григорьев В. Н., Казимиров А. Д., Пейве А. А., Соколов С. Д. Геологическое строение Росомашинской зоны меланжа (Корякское нагорье).— Докл. АН СССР, 1980, т. 253, с. 666, 669.
8. Дундо О. П., Короткевич В. Д., Василенко Л. В. Опорный разрез сенона (Объяснительная записка к полевому атласу руководящей фауны сенона северо-восточной части Корякского нагорья). НИИ Геологии Арктики. Мин. Геол. СССР. Ротапринт НИИГА. Л., 1974, с. 97.
9. Ермаков Б. В. Укэлятско-Шумагинский флишевый прогиб Корякии и Южной Аляски.— Геология и геофизика, 1975, № 6, с. 42—46.
10. Зинкевич В. П. Формации и этапы тектонического развития в мезо-кайнозой северной части Корякского нагорья: Автореф. канд. дис. М.: Геол. ин-т АН СССР, 1978, с. 24.
11. Золотарев Б. П. Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией.— Геотектоника, 1979, № 1, с. 22—35.
12. Кутолин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов. М.: Наука, 1969, с. 89.
13. Руженцев С. В., Бялобжеский С. Г., Соколов С. Д. Офиолитовые покровы Корякского хребта.— Докл. АН СССР, 1978, т. 239, с. 1186—1189.
14. Руженцев С. В., Бялобжеский С. Г., Казимиров А. Д., Соколов С. Д. Тектонические покровы и палинспастика Корякского хребта.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 63—80.
15. Селиверстов В. П., Гречин В. И. Петрохимия мел — палеогеновых геосинклинальных вулканитов Камчатки.— В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979, с. 182—204.
16. Хубуная С. А. Формационная принадлежность базальтов Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) по геохимическим признакам.— Вулканология и сейсмология, 1981, № 2, с. 36—48.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
20.V.1982

УДК 551.243.23(491.1)

Э.З. В. В.

СТРУКТУРА ИСЛАНДИИ И СПРЕДИНГ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА

Приведены новые данные по тектонике Исландии (карта простираний платобазальтовой толщи и схема разрывных нарушений). На основании анализа структурных данных делается вывод, что пликвативная структура начала формироваться во время накопления платобазальтовой толщи в результате неравномерно распределенных вертикальных движений. Показано, что возникновение неовулканических зон, считающихся рифтами, связано с приуроченностью молодого вулканизма к системе обновившихся разломов, составляющих часть ранее образовавшейся единой сети разрывных нарушений, охватывающей весь остров. На основании анализа сети разрывов и других данных делается вывод об отсутствии предполагаемых широтных зон трансформных разломов в пределах Исландии и о невозможности связать современную дизъюнктивную и пликвативную структуры острова с гипотезой спрединга.

Особенности строения срединно-океанических хребтов сейчас широко принято связывать со спредингом дна океанов. Подобным же образом многие исследователи объясняют и строение Исландии, расположенной непосредственно на продолжении Срединно-Атлантического хребта. Изучая геологию Исландии, можно рассчитывать получить информацию, весьма существенную для понимания строения срединно-океанических хребтов (особенно если учесть, что возможная детальность геологического изучения суши, и соответственно достоверность получаемых сведений, неизмеримо выше детальности изучения дна океанов). В связи с этим в статье делается попытка оценить, насколько эта структура соответствует гипотезе спрединга, используя новые данные о геологической структуре Исландии, полученные в ходе работ советской геолого-геофизической экспедиции.

Остров сложен главным образом полого залегающими позднечетверичными и древнечетверичными платобазальтами с прослоями и линзами пирокластических и осадочных пород. В пределах острова четко выделяются две вытянутые в северо-восточном направлении полосы проявления позднечетверичного (вплоть до современного) вулканизма, которые всеми исследователями Исландии рассматриваются сейчас как рифтовые зоны. Восточная неовулканическая зона проходит через весь остров, западная прослеживается только в южной половине острова, угасая в его середине. Есть основания полагать [1, 4], что со строением Исландии в принципе сходно и строение ее шельфа.

Взгляды, согласно которым земная кора Исландии образовалась в результате спрединга в субширотном направлении, представляются хорошо согласующимися с рядом фактов. Во-первых, западная зона новейшего вулканизма Исландии находится точно на простирании подводного хребта Рейкьянес, рассматриваемого как осевой рифт Срединно-Атлантического хребта и соответственно как ось спрединга. Во-вторых, возраст выходящих сейчас на поверхность пород Исландии (в самой грубой схеме) увеличивается от ее центральной части к западной и восточной окраинам. В-третьих, радиологический возраст пород, выходящих на поверхность на территории Исландии на продолжении одной из ярко выраженных линейных магнитных аномалий в океане, близко совпадает с оценкой возраста этой аномалии [8]. Поскольку считается, что магнитные аномалии формируются в осевой зоне спрединга и расходятся потом в стороны, то высказывается предположение, что и Исландия образовалась в ходе раздвигания путем латерального наращивания в зоне раздвигания все более и более молодой коры. При этом величина

раздвигания в Исландии за неоген и четвертичный период оценивается в 400—500 км [5], т. е. лишь немногим менее размеров острова по широте.

Из гипотезы спрединга следует, что земной коры Исландии вообще не существовало до возникновения древнейших известных здесь пород (около 15 млн. лет): кора в пределах острова формировалась лишь начиная с этого времени, и нигде под неоген-четвертичными платобазальтами Исландии нет более древних коровых образований.

Наибольшей популярностью пользуется гипотеза, согласно которой раздвигание коры и поступление из глубин материала, идущего на построение коры, происходило в осевой, рифтовой зоне. Земная кора в этой зоне многократно лопалась и расходилась в стороны, а возникающие щели немедленно заполнялись магматическим материалом, который образовывал, таким образом, рои даек или иные интрузивные тела. Часть магматического материала распространялась в виде вулканических продуктов в стороны от осевой зоны, перекрывая ранее сформировавшиеся участки коры, которые при этом погружались, образуя падающие в сторону осевой зоны моноклинали. В результате многократного повторения этого процесса формировалась структура, принципиальная схема которой изображена на рис. 1. При этом предполагается, что мощность вулканических накоплений везде настолько велика, что денудацией вскрыты сейчас лишь поверхностные, полого залегающие образования, а часть коры, сложенная интрузиями, всюду находится глубже — на уровне, где обнаруживают более высокие скорости сейсмических волн. Аналитическим исследованием [6] определены соотношения параметров, при которых могут осуществляться различные варианты этой модели, однако адекватность этих параметров не рассматривалась.

Структура, возникшая в результате осевого спрединга, должна обладать определенными чертами, обусловленными самой сущностью этой модели, а именно: линейным характером при вытянутости вдоль оси спрединга (и, следовательно, приблизительно одинаковой формой во всех поперечных к оси сечениях), выходом на поверхность все более древних по мере удаления от оси геологических тел и образований ими структур, увеличением мощности слоев в сторону оси, отсутствием в осевой зоне под самыми молодыми вулканическими накоплениями более древних образований — здесь могут находиться только синхронные с этими накоплениями интрузии.

Если рассматривать строение Исландии только в вертикальном разрезе, поперечном к оси предполагаемого спрединга (как это чаще всего делается), и особенно если провести разрез с северо-запада через центр острова на восток, то структура верхней, наблюдаемой части коры в этом разрезе не противоречит такой модели. Действительно, наиболее древние слои выходят в краевых частях острова, а по мере приближения к неовулканической зоне — к оси предполагаемого спрединга — обнажающиеся породы становятся все более молодыми, слои падают преимущественно к осевой зоне, а увеличение мощности слоев в сторону падения было замечено (для восточной Исландии) еще до того, как была предложена спрединговая гипотеза формирования острова [10].

Разумеется, судить о том, имеет ли структура Исландии линейный характер, и о том, что залегает под самыми молодыми вулканитами, по поперечному разрезу невозможно. Если же обратиться к геологической карте Исландии масштаба 1 : 250 000, то на ней очень хорошо видно, что,

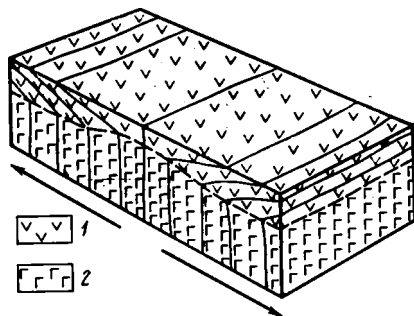


Рис. 1. Принципиальная схема структуры, которая должна формироваться при раздвигании и боковом наращивании земной коры
1 — вулканические образования; 2 — интрузивные образования

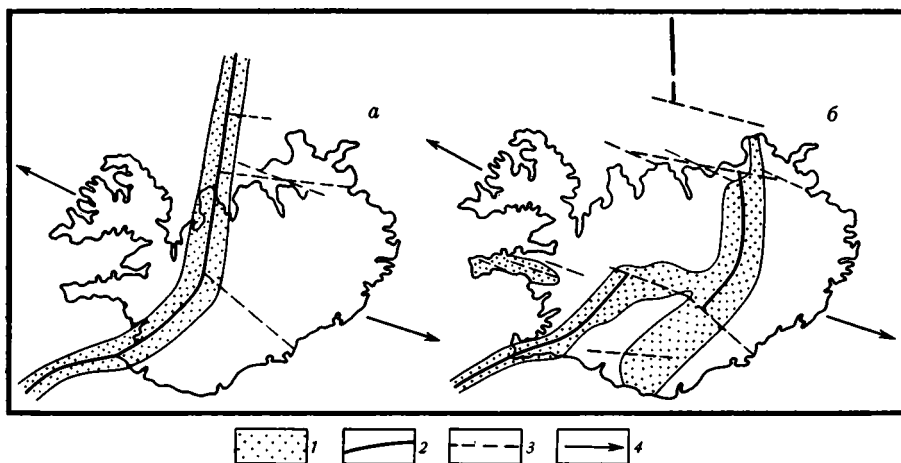


Рис. 2. Предполагаемое положение зон вулканизма и осей спрединга 4,5 млн. лет назад (а) и в настоящее время (б) по К. Саймундсону [7], с упрощениями
 1 — зоны активного вулканизма; 2 — основные оси спрединга; 3 — зоны сдвига; 4 — направление раздвигания

как указывалось ранее [1], на продолжении полосы выходов молодых вулканитов восточной неовулканической зоны и у северных и у южных берегов из-под них выходят вовсе не молодые внедрения мантийного материала, а спокойно залегающие и нисколько не растащенные в стороны более древние платобазальты. Остаются лишь небольшие участки, где не видно, на чем именно лежат молодые вулканиты, но нет никаких оснований предполагать там что-либо иное, чем наблюдаемое непосредственно рядом, — видимо, под ними, как и в соседних выходах, лежат платобазальты. Что же касается западной неовулканической зоны, то там площадь развития голоценовых вулканитов полностью кончается уже в средней части острова, никаких синхронных с ними интрузивных новообразований на продолжении этой зоны нет — там залегают более древние платобазальты, и в стороны эти платобазальты вовсе не разошлись, чем исключается возможность существенного раздвигания и в пределах самой неовулканической зоны.

Казалось бы, указанными фактами полностью снимается вопрос о возможности сколько-нибудь значительного раздвигания в неовулканических зонах и о латеральном наращивании в них новой коры. Однако были сделаны попытки обойти эти препятствия. Было высказано предположение [7], что ось спрединга в течение последних 4—4,5 млн. лет не представляла одну линию, а была смещена в средней части острова субширотным трансформным разломом, проходя на юге в основном по западной неовулканической зоне, а на севере — по восточной (рис. 2). Поскольку в восточной зоне и на севере и на юге есть места, где голоценовые вулканиты доходят до берега океана или перекрыты современными осадками, это формально дает возможность говорить, что именно через эти места и проходит зона голоценового раздвигания Исландии. Для объяснения того факта, что восточная неовулканическая зона находится вовсе не на продолжении подводного хребта Колбенсей, который обычно рассматривается как срединно-океанический рифт, а далеко в стороне, было высказано предположение о существовании у северных берегов Исландии еще одной трансформной зоны (рис. 2). Учитывая предполагаемые масштабы спрединга, величина смещения по этим зонам трансформных разломов оценивается не менее чем в 60 км [7].

Такова последняя модель строения Исландии, основанная на представлении об осевом спрединге. Посмотрим теперь, какие имеются факты, позволяющие судить об адекватности модели, т. е. наблюдаются ли в действительности структурные особенности, следующие из этой модели.

Прежде всего разберем вопрос, обладает ли структура Исландии достаточной линейностью, параллельной предполагаемой оси или осям

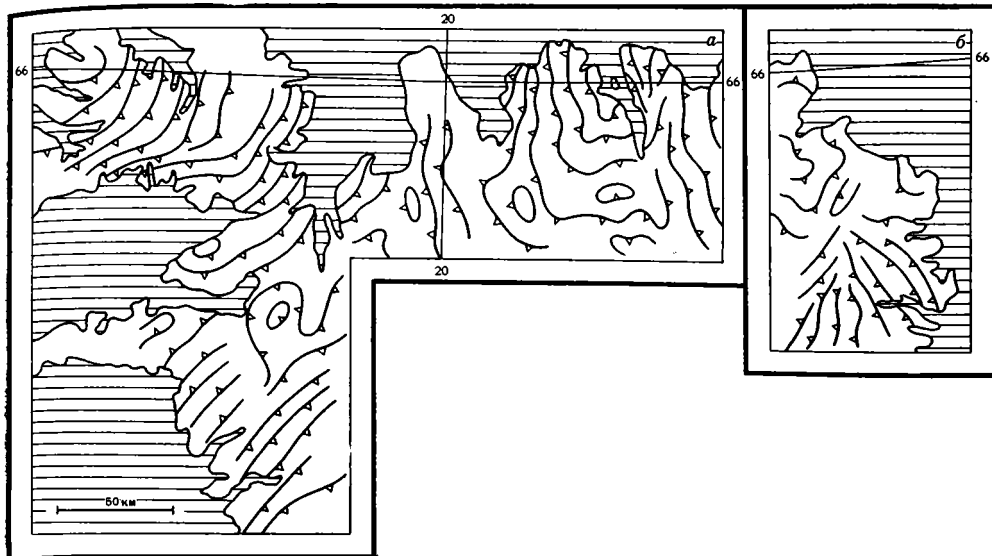


Рис. 3. Схема линий простираия в платобазальтовой толще в западной и северной (а) и в северо-восточной (б) частях Исландии

спрединга — неовулканическим зонам. Казалось бы, этот вопрос очень просто должен решаться по геологической карте, которая в масштабе 1 : 250 000 составлена сейчас для большей части Исландии. Однако из-за трудности возрастного расчленения толщи платобазальтов внутри нее почти нет возрастных границ, которые были бы надежно прослежены по всей Исландии. Дело осложняется еще и тем, что в платобазальтах преобладают очень пологие залегания — обычно не круче 5°. В этих условиях направление геологических границ из-за преобладания в современном рельефе наклонных поверхностей (много более крутых, чем стратиграфические поверхности), как правило, не совпадает с простираием слоев. Непосредственное же измерение простираий в обнажениях — опять-таки из-за пологих залеганий и малой доли горизонтально-слоистых пород в платобазальтовой толще — тоже не всегда удается. Однако некоторые данные о характере залегания платобазальтов все же имеются, и на геолого-структурной схеме, составленной Е. Е. Милановским [3], видно, что стратиграфические границы лишь частично вытягиваются вдоль неовулканических зон, и чаще, особенно на севере и северо-западе, они обрисовывают куполовидные структуры. В центральной же части Исландии границы вообще проходят в целом в широтном направлении, от одной неовулканической зоны к другой, тогда как, согласно схеме спрединга, здесь должны были бы протягиваться в субмеридиональном направлении выходы более древних образований.

Чтобы получить дополнительные данные о пликативной структуре платобазальтовой толщи, автором в 1978 г. в 1500 пунктах на большей части выходов платобазальтов были измерены видимые падения на различно ориентированных склонах. Видимые падения измерялись с расстояния (с надлежаше расположенных точек наблюдения), что давало достаточно точные результаты, поскольку каждый раз измерялось падение на отрезке границы протяженностью более 1 км, на котором мелкие неровности границы не оказывают никакого влияния на измерения. По видимым падениям были найдены известные в структурной геологии способом истинные элементы залегания. По элементам залегания были построены (через приблизительно равные стратиграфические мощности) линии простираия платобазальтовой толщи (рис. 3). Следует оговориться, что при построении схемы простираий не были учтены разрывные нарушения, из-за многочисленности которых даже небольшие смещения по каждому разрыву могут, суммируясь, привести к заметному

изменению простираения границ в целом. Не удалось скорректировать схему и по данным о возрасте толщ, поскольку эти данные, во-первых, недостаточно часто и неравномерно распределены по площади, а во-вторых, нередко весьма противоречивы. Впрочем, это расширяет возможности дальнейшего использования схемы, построенной по чисто структурно-геологическим данным, так как в нее не внесено ошибок, связанных с применением других методов (из-за мелкого масштаба схема приведена на рис. 3 в упрощенном виде).

Характер пликвативной структуры на этой схеме весьма похож на тот, который изображен на схеме Е. Е. Милановского [3], что позволяет говорить об их соответствии действительности, так как они построены по независимым данным (несколько большая сложность границ на рис. 3 вполне объясняется большей детальностью наблюдений). Участков с простирающимися платобазальтов, параллельными неовулканическим зонам, оказывается не так уж много. Явно преобладают фрагменты более или менее изометричных в плане куполовидных структур и мульд, образование которых никак не согласуется с гипотезой спрединга.

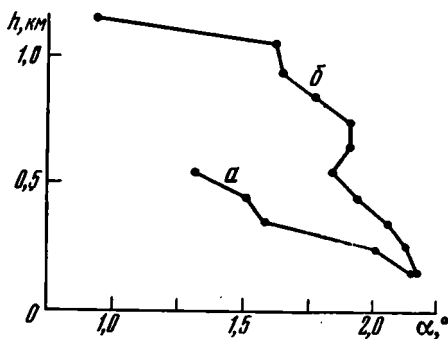


Рис. 4. Изменение углов падения в толще платобазальтов с изменением высоты над уровнем океана: а — субширотная составляющая видимого угла падения для северо-запада Исландии (по 221 измерению), б — меридиональная составляющая видимого угла падения для всей Исландии, кроме южной и центральной частей (по 856 измерениям). Осреднение с окном 200 м и шагом по высоте 100 м

Проведенные наблюдения позволяют распространить на всю Исландию впервые сделанный Уокером [10] для восточной части острова вывод об увеличении мощности слоев платобазальтовой толщи в направлении их падения (или, что то же самое, об увеличении угла падения с уменьшением гипсометрической отметки точки наблюдения в одном и том же месте). Это видно и непосредственно на склонах глубоких долин, и по статистическим данным (рис. 4). Хорошо выражено вполне согласующееся с моделью осевого спрединга уменьшение широтной составляющей видимых углов падения с увеличением высоты над уровнем океана в северо-западной Исландии¹. Но еще лучше выражено нарастание мощности в сторону падения слоев в меридиональном направлении, а оно, естественно, никакого отношения к широтно направленному спредингу иметь не может и ясно показывает, что места наибольшего погружения (в сторону которых нарастает мощность) распределялись по территории Исландии независимо от положения предполагаемых осей спрединга. Нарастание мощности вниз по падению говорит также о том, что современная пликвативная структура Исландии не могла возникнуть целиком в результате деформации, которая следовала бы за накоплением первоначально горизонтально наслоенных толщ, а начала формироваться еще в процессе накопления. Имеющихся данных, однако, недостаточно, чтобы выделить синхронную с накоплением и более позднюю составляющие конечной деформации.

Местами наблюдается увеличение мощности в сторону, противоположную современному направлению падения, из чего следует, что места наибольшего опускания мигрировали (во время накопления или после),

¹ Использование составляющих не истинных, а видимых углов падения уменьшает оценку скорости убывания угла с высотой (отсюда и численное различие с данными Уокера), но не изменяет принципиальной картины, значительно упрощая расчеты.

притом не только в сторону падения, как это предусматривается гипотезой спрединга. Из этого следует также, что простирание слоев может изменяться с глубиной. Изометричная форма и нелинейное расположение участков относительных поднятий и опусканий и их миграция с течением времени, как известно, весьма обычны, когда формирование структуры в основном определяется вертикальными движениями.

Особенно интересна разрывная тектоника Исландии. На геологических картах Исландии показано крайне мало разрывных нарушений, если не считать молодых трещин в неовулканических зонах, и в описаниях структуры платобазальтовых толщ разрывам придается обычно очень мало значения, хотя обилие рассекающих их даек общеизвестно, а в отдельных публикациях указывается на развитие густой сети крупных трещин [9]. Только в результате работ Советской геолого-геофизической экспедиции была выявлена огромная роль разрывных нарушений в формировании и структуры и современного рельефа [3]. Работами Е. Е. Милановского и В. Г. Трифонова на многих примерах было показано широкое развитие разрывных нарушений в Исландии не только в неовулканических зонах, но и за их пределами.

Чтобы получить более полное представление о разрывной тектонике острова, автор попытался построить путем дешифрирования аэроснимков и космических снимков, подкрепленного полевыми наблюдениями, схему расположения разрывов для всей Исландии (рис. 5). Разрывы большей частью близки к вертикальным и образуют обычно сетку одного из трех типов: ортогональную или полигональную, ромбическую и параллельную (рис. 6). Детальные карты отдельных участков, характеризующих сетки разрывов, подобные изображенным на рис. 6, *а* и *б*, ранее были опубликованы В. Г. Трифоновым, а системы весьма сближенных протяженных параллельных разрывов типа показанных на рис. 6, *в* описаны Е. Е. Милановским и А. В. Горячевым [3] (строго говоря, возможно, что параллельные системы образованы разрывами, не вполне параллельными, а пересекающимися под такими острыми углами, что их непараллельность трудно обнаружить).

На большей части площади, как в пределах выходов платобазальтов, так и в неовулканических зонах (за исключением частей, скрытых под самыми молодыми наносами или под накоплениями продуктов самых недавних извержений), разрывы расположены очень часто: в местах сгущения они рассекают породы через каждые несколько десятков метров. Очень часто разрывы выражены уступами в рельефе (особенно на севере Исландии), их расположение в значительной мере контролирует направление русел рек и ручьев. Нередко разрывы в платобазальтах хорошо видны на аэроснимках и под маломощным покровом ледниковых образований, что может вызвать сомнение по поводу причины возникновения такой ровной параллельной полосатости фотоизображения типично ледникового рельефа. Однако осмотр обнажений платобазальтов в долинах, прорезающих ледниковые образования, показывает, что границы таких полос — это субвертикальные разрывы, смещающие слои платобазальтовой толщи.

Смещения по разрывам иногда столь малы, что не мешают прослеживанию пересекаемых ими слоев, а иногда, наоборот, достаточно велики, и затрудняют сопоставление слоев в крыльях разрыва, отчего вопрос о направлении и величине смещения по разрывам часто остается нерешенным. Весьма возможно, что с большим сгущением разрывов связаны такие явления, как анизотропия сейсмических свойств земной коры Исландии в горизонтальном направлении и исчезновение на некоторых участках отражающих сейсмических границ [2].

Построение карты разрывов выявило их исключительно широкое развитие. Пожалуй, едва ли в пределах современной суши есть другие места, где разрывы в полого залегающих образованиях были бы столь обильны на такой большой площади, как в Исландии. Здесь не просто отдельные пучки или зоны разрывов — почти весь остров, кроме небольших участков, разбит частой сеткой разрывов. На рис. 5 удалось пока-

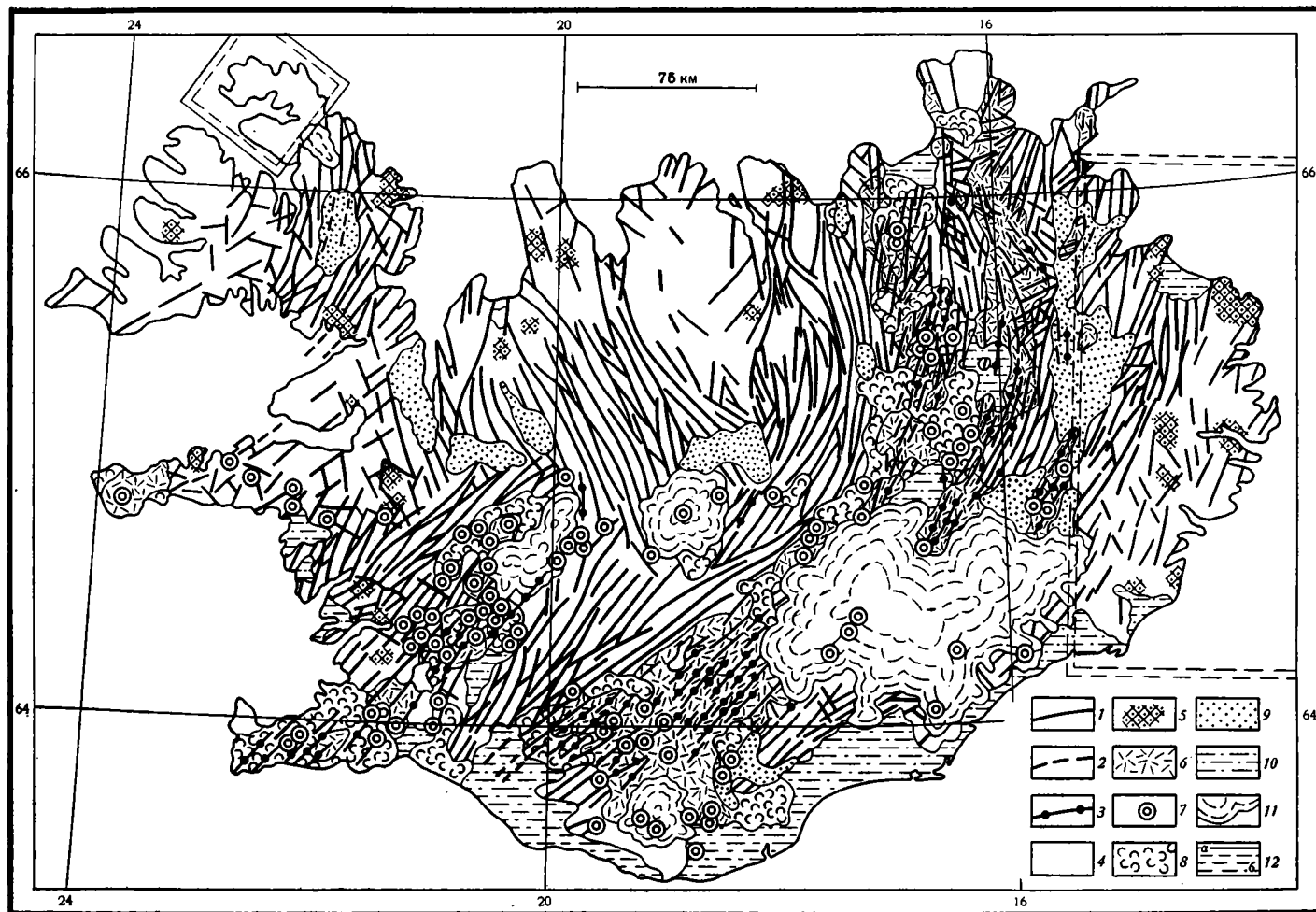


Рис. 5. Схема расположения разрывных нарушений Исландии (составлена по аэроснимкам и космическим снимкам с использованием геологической карты Исландии масштаба 1:250 000 и полевых наблюдений)

1 — разрывы; 2 — разрывы, «просвечивающие» сквозь более молодые образования; 3 — разрывы, сопровождающиеся вулканической деятельностью (включая вулканические хребты, цепочки кратеров, трещины с излияниями лав); 4 — толща третичных и древнечетвертичных платобазальтов и связанных с ними пород; 5 — тела центральных вулканов в толще платобазальтов; 6 — вулканические сооружения над платобазальтовой толщей; 7 — центры извержений четвертичных вулканов; 8 — голоценовые лавовые поля; 9 — ледниковые образования; 10 — области аккумуляции голоценовых осадков; 11 — современные ледники; 12 — контуры площадей, для которых: а — не было данных, б — данных недостаточно

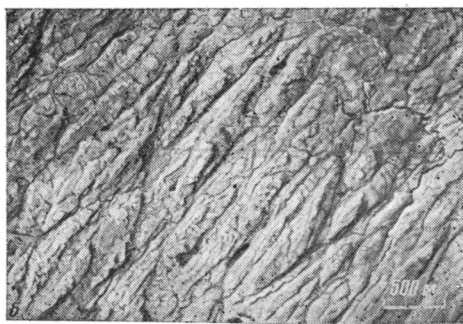
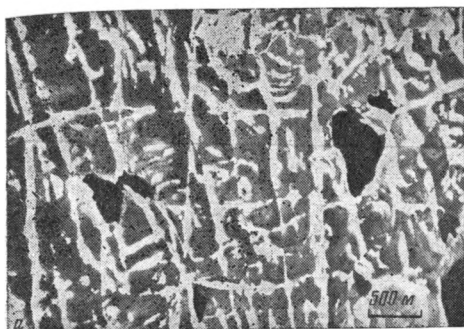


Рис. 6. Вид разрывных нарушений на аэрофото-снимках: *а* — ортогональная сетка, *б* — ромбическая сетка, *в* — параллельные разрывы



зать лишь принципиальную картину распределения основных направлений разрывов. Только там, где они очень редки, линии на карте соответствуют конкретным разрывным нарушениям. На остальной территории можно изобразить лишь общий характер сетки разрывов и их направление, а реальное количество разрывов на преобладающей части площади на один-два порядка больше показанного на схеме. Голоценовые образования (за исключением лав, распространение которых обрисовывает неовулканические зоны) приведены на схеме только там, где они не позволяют проследить разрывные нарушения в платобазальтах.

Обнаружилось, что различные по своим характеристикам разрывы — и многочисленные в платобазальтовой толще разрывы без существенных смещений, которые можно назвать мегатрещиноватостью, и разрывы, суммарные смещения по которым привели к образованию форм современного рельефа с размахом по высоте иногда более 1 км, и разрывы, заполненные дайками, которые многие считают подводными каналами платобазальтов, и современные эруптивные трещины и цепочки мелких вулканов — имеют одинаковую ориентировку². Как видно на схеме, разрывы всех типов образуют вместе своеобразную, но единую почти для всего острова сеть. Она характеризуется отчетливой изогнутостью и некоторым расхождением разрывов к северу. Однако если в восточной части Исландии направление разрывов плавно изменяется с севера на юг (причем чем далее к востоку, тем изгиб меньше), то в западной части разрывы, явно принадлежащие к той же сети, подходят друг к другу почти под прямым углом — здесь никакого поворота нет.

² Принадлежность даек к единой сети разрывов опровергает довольно распространенное представление об образовании их в результате гидроразрыва, вызываемого давлением магмы: просто магма поднималась по тем раскрывающимся трещинам, которые достигали магматического очага.

На севере Исландии выделяются участки, где разрывов очень мало. Это никак нельзя отнести за счет того, что разрывы здесь хуже дешифрируются, поскольку выявляемые разрывы явно огибают эти участки. Можно полагать, что это более прочные блоки коры, труднее поддающиеся разрушению. В структурном отношении эти блоки представляют собой поднятия, внутри которых обычно захоронены тела центральных вулканов (вскрытые сейчас денудацией). Связана ли эта прочность с наличием таких тел или с чем-либо еще (может быть, здесь больше толщина коры) — это пока не ясно. Разрывы, обтекающие эти блоки, образуют ступенчатые грабены, а величина смещения по разрывам увеличивается в сторону таких блоков, о чем с уверенностью можно говорить по крайней мере для тех смещений, которые отразились в современном рельефе.

Во многих случаях хорошо видно вертикальное смещение по разрывам. Хотя величина смещения по отдельным разрывам обычно невелика, суммарное смещение по ряду близко расположенных параллельных разрывов иногда превышает километр. В то же время по сдвиганию элементов голоценового рельефа выявляется горизонтальная составляющая смещений по разрывам порядка нескольких метров [3], что позволяет предполагать большие смещения за большие сроки. В пользу преобладания вертикальных смещений по разрывам говорит их нередко ступенчатый характер, иногда хорошо выраженный в рельефе, а часто и одинаковая для группы параллельных разрывов связь направления смещения с направлением падения слоев. Если бы главными были горизонтальные составляющие смещения по разрывам, они должны были быть непомерно велики, чтобы обе эти закономерности проявились достаточно отчетливо. Во многих случаях отсутствие существенной горизонтальной составляющей видно по ничтожному смещению в плане выходов пересекаемых разрывами слоев.

Из рис. 5 видно, что молодые разрывы, рассекающие голоценовые лавовые поля и часто являющиеся путями излияния лав (вплоть до современных), не образуют самостоятельной системы — они целиком, за небольшими исключениями (а такие исключения есть и в более древних толщах), принадлежат к той же единой сети, что и разрывы в более древних платобазальтах. Иначе говоря, разрывы даже в самых молодых образованиях — это результат продолжения смещений по той же самой сети разрывов, которая существовала и раньше, но эти смещения распространились в более молодые, ранее не существовавшие породы. Такое омоложение разрывов свойственно не только неовулканическим зонам, где молодые трещины (вплоть до современных, возникающих на наших глазах) видеть особенно легко. Заметные новейшие смещения можно наблюдать и за пределами этих зон, где нередко встречаются сбросовые уступы, нарушающие поверхность рельефа, сглаженную позднеплейстоценовым оледенением (правда, современные трещины за пределами неовулканических зон не обнаружены).

Интересен характер сопряжения разрывов в центральной части западной половины Исландии. Здесь то пучки разрывов северо-западного направления упираются на юге в разрывы северо-восточного направления, то пучки разрывов северо-восточного направления упираются на севере в разрывы северо-западного направления. Наряду с убыванием величины смещения по разрывам северо-западного простирания от северной окраины острова к центру это позволяет предполагать, что развитие разрывов шло с востока на запад и от северной и южной окраин к центру. Как только новый пучок развивающихся разрывов подходил к ранее возникшим разрывам поперечного направления, дальнейшее распространение этого пучка прекращалось. При этом первыми достигали середины пучки то северо-западного, то северо-восточного простирания.

Трудно решить вопрос о длительности образования сети разрывов Исландии и об их возрасте. Если придерживаться мнения, что дайки являются питающими каналами платобазальтов, то, учитывая, что система даек практически целиком вписывается в единую сеть разрывов

(этим не исключается пересечение даек разрывами другого направления), придется считать, что эта сеть начала формироваться по крайней мере с начала накопления древнейших из известных нам платобазальтов, т. е. со среднего миоцена. А то, что сеть разрывов продолжает развиваться до сих пор, видно из фактов возникновения в неовулканических зонах современных трещин, вписывающихся в ту же сеть. Иначе говоря, сеть разрывов придется считать формировавшейся в течение всей известной нам геологической истории острова. Вероятно, в какой-то мере это соответствует действительности, хотя трудно представить, чтобы один и тот же характер воздействий, вызывающих образование разрывов, сохранялся в принципе неизменным в течение 15 млн. лет. Однако образование большей части разрывов имеет, видимо, более узкие возрастные пределы. Во-первых, разрывы огибают некоторые блоки, из чего можно предположить, что они образовались позднее, чем главная масса пород, слагающих эти блоки, т. е. не ранее верхнего плиоцена. Во-вторых, смещения по разрывам определили многие черты рельефа, существовавшего перед позднеплейстоценовым оледенением [3]. В-третьих, разрывы как будто одинаково хорошо проявлены и в третичных и в древнечетвертичных платобазальтах, но лишь локально, главным образом в неовулканических зонах, развиты в голоценовых образованиях. Учитывая все это, формирование сети разрывов скорее всего следует считать в основном предпозднеплейстоценовым, но началось оно, вероятно, значительно раньше.

Еще менее ясны причины образования такой своеобразной сети разрывов. Она, как видно из сравнения рис. 3 и 5, в основном не согласуется с пликативными структурами, более мелкими, чем протяженные системы разрывов³. Местами смещения по разрывам увеличивают амплитуду пликативных структур, делая их более выраженными, а в некоторых других местах смещения по системам антитетических сбросов, наоборот, сглаживают, затушевывают пликативные структуры. Можно думать, что сеть разрывов создана иной системой движений, не совпадавшей с теми довольно дробными вертикальными движениями, которые регулировали накопление платобазальтовой толщи и формировали ее пликативную структуру, хотя некоторая связь между обоими системами движений, видимо, была. Из единства сети разрывов можно заключить, что по всей Исландии при их формировании действовала одна более общая причина и ее действие охватывало огромную территорию, может быть, включающую и площадь современного шельфа. Преобладание вертикальных смещений по разрывам позволяет думать, что и основные механические воздействия, вызвавшие образование разрывов, были вертикальными — видимо, связанными с неравномерным распределением вертикальных движений на площади. Но чего в сети разрывов никак не видно — это действия длительного субширотного растяжения, предполагаемого гипотезой спрединга: эта сеть, как ясно видно из рис. 5, не имеет ничего общего с предполагаемой гипотезой спрединга системой субпараллельных разломов, последовательно формировавшихся начиная с наиболее удаленных от оси спрединга. Обычно почти идеальная прямолинейность разрывов в плане (лишь с очень плавными искривлениями всей сети в целом), отсутствие у них извилистых, зубчатых, «рваных» поверхностей, свойственных трещинам отрыва, вообще вызывает большие сомнения в возможности формирования разрывных нарушений Исландии как поверхностей отрыва и заставляет считать их скорее поверхностями скальвания.

Нет в сети разрывов и следа трансформных разломов или трансформных зон субширотного направления, по которым срезались бы и смещались продольные разрывы. Их нет ни в центральной части Исландии, между западной и восточной неовулканическими зонами, ни в ее север-

³ Это, кстати, еще один довод в пользу образования сети разрывов в основном после накопления главной массы материала платобазальтовой толщи и формирования ее пликативной структуры.

ной части, между восточной зоной и продолжением к югу хребта Колбенсей (секущие разломы здесь есть, но протяженность их слишком мала, чтобы по ним можно было предполагать большие смещения), а без привлечения значительного (около 60 км) смещения по трансформным разломам не удастся согласовать гипотезу спрединга даже с самыми элементарными фактами.

Судя по расположению и ориентировке самых молодых, голоценовых разрывов, наблюдаемых в неовулканических зонах и представляющих собой эруптивные или просто зияющие трещины, едва ли можно сомневаться, что они являются результатом омоложения некоторой части ранее существовавших разрывов в платобазальтовой толще, подстилающей голоценовые вулканические образования.

Существование зияющих трещин и трещин, заполненных дайками, конечно, говорит о том, что многие участки Исландии испытывали горизонтальное растяжение, притом в основном в субширотном направлении, как это и предполагается гипотезой спрединга. Но при этом растяжении не закладывались новые трещины, а просто расходились стенки ранее существовавших. Масштабы же такого растяжения совершенно ничтожны по сравнению с предполагаемыми гипотезой спрединга масштабами относительного раздвигания западной и восточной частей Исландии: как уже указывалось ранее Е. Е. Милановским [3], раздвигание по зияющим трещинам вместе с суммарной горизонтальной составляющей смещений по нормальным сбросам составляет около 25 км, т. е. в 20 раз меньше предполагаемого раздвигания плит за время известной нам истории Исландии.

Из схемы разрывов видно, что неовулканические зоны сформировались в результате того, что часть ранее существовавших разломов стала функционировать как магмоподводящие каналы. Связана ли локализация неовулканических зон с тем, что здесь обновившиеся в условиях растяжения разрывы проникли глубже и потому достигли магматических очагов, или с тем, что именно в этих местах возникли достаточно мелкие магматические очаги,— этого, конечно, по одним лишь структурным данным сказать нельзя. Но очевидно, что причина, обусловившая локализацию неовулканических зон, стала действовать позднее, чем те процессы, которые вызвали образование региональной сети разрывов Исландии.

Анализ схемы разрывов позволяет высказать предположение о том, почему западная неовулканическая зона, в отличие от восточной, слепо оканчивается в средней части острова. Большинство исследователей склонны считать, что ранее эта зона проходила через весь остров, но в ее северной части вулканическая деятельность потом прекратилась (см. рис. 2). Однако на рис. 5 хорошо видно, что в западной части Исландии, в отличие от восточной, нет системы разрывов, которая проходила бы с юга на север через весь остров. В западной неовулканической зоне молодой вулканизм приурочен только к системе разрывов северо-восточного простирания и резко прекращается там, где эта система оканчивается, упираясь в разрывы северо-западного простирания (заложившиеся, видимо, несколько ранее) и не сопровождающиеся вулканической деятельностью. Отсюда возникает сомнение, можно ли предполагать существование здесь в недалеком прошлом единой рифтовой зоны — ведь тогда ее северная и южная части должны были бы принадлежать к разным системам разрывов, почти взаимно перпендикулярным.

Обычно считается, что западная и восточная неовулканические зоны связаны между собой в средней части острова широтной перемычкой (см. рис. 2). Однако эта перемычка не имеет структурного смысла, представляя собой лишь результат широкого растекания здесь лав центрального вулкана, слившихся с молодыми вулканическими продуктами западной и восточной зон. Но центральных вулканов много и в других частях острова, а каких-либо разрывов, идущих в широтном направлении от западной неовулканической зоны к восточной, как видно из рис. 5, не существует. Хотя полоса сгущения центральных вулканов, протянувшаяся

ся широтно в средней части Исландии почти через весь остров, действительно имеется, однако в разрывной тектонике той части разреза платобазальтовой толщи, которая поддается изучению геологическими методами, она не отражается.

Имеющиеся сейчас геологические данные позволяют разделить образование структуры видимой части разреза Исландии условно на три этапа: 1) образование изометричных в плане существенно пликативных форм, начавшееся во время накопления третично-древнечетвертичной платобазальтовой толщи; 2) возникновение практически единой для всей Исландии сети разрывов (начавшееся до завершения формирования пликативных структур); 3) локализация вулканической деятельности и формирование связанных с нею структур (в том числе молодых прогибов) в узких зонах, вытянутых вдоль некоторой части ранее существовавших разрывов.

Современная геологическая структура Исландии сформировалась в результате сложения за длительное время различных, но главным образом вертикальных движений. Такие факты, как нелинейный характер пликативной структуры, отсутствие закономерного удревнения структур и слагающих их пород по мере удаления от осей предполагаемого спрединга, своеобразный рисунок сети разрывов, лишь частично параллельных осям предполагаемого спрединга и в значительной мере расположенных не вдоль, а поперек этих осей, и в то же время отсутствие поперечных трансформных разломов, по которым происходило бы срезание и смещение продольных разломов и пликативных структур, накопление вулканических продуктов (вплоть до самых молодых) не над синхронными с ними внедрениями мантийного материала, а только на более древних вулканических же образованиях, прямо противоречат гипотезе об образовании Исландии в результате раздвигания коры. Хотя растяжение Исландии в широтном направлении и происходило, но оно более чем на порядок меньше растяжения, предполагаемого за то же время гипотезой спрединга.

Чем больше мы знаем о современной структуре Исландии, тем яснее видно, что ее никак нельзя объяснить длительным латеральным наращиванием коры в некоей осевой зоне растяжения, шедшим параллельно с накоплением слагающих остров платобазальтовых толщ. В связи с этим очевидны трудности, возникающие перед гипотезой спрединга в применении и к Срединно-Атлантическому хребту, поскольку пока не удается обнаружить трансформные разломы, которые отделяли бы Исландию от прилежащих к ней частей хребта и позволяли бы рассматривать строение и развитие острова и хребта независимо.

Литература

1. Белоусов В. В., Милановский Е. Е. О тектонике и тектоническом положении Исландии.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, № 3, с. 81—98.
2. Заевев С. М., Литвиненко И. В., Пальмасон Г., Ярошевская Г. А., Осокин Н. Н. Сейсмические исследования западного рифта в Южной Исландии.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, т. 54, № 3, с. 14—21.
3. Исландия и срединно-океанический хребет. Геоморфология. Тектоника. М.: Наука, 1979. 214 с.
4. Пальмасон Г. Подводные островные окраины Исландии.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 2. М.: Мир, 1978, с. 66—71.
5. *Bodvarsson G., Walker G. P. L.* Crustal drift in Iceland.— *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1964, v. 8, № 3, p. 285—300.
6. *Palmason G.* A continuum model of crystal generation in Iceland, kinematic aspects.— *J. Geophys.*, 1980, v. 47, № 1—3, p. 7—18.
7. *Saemundsson K.* Evolution of the axial rifting zone in Northern Iceland and the Tjörnes fracture zone.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1974, v. 85, № 4, p. 495—504.
8. *Saemundsson K.* Outline of the geology of Iceland.— *Jökull*, 1979, v. 29, p. 7—29.
9. *Schäfer K.* Transform faults in Iceland.— *Geol. Rundsch.*, 1972, Bd. 61, № 3, S. 942—960.
10. *Walker G. P. L.* Zeolite zones and dike distribution in relation to the structure of the basalts of Eastern Iceland.— *J. Geol.*, 1960, v. 68, № 5, p. 515—528.

УДК 551.227

КОНИЩЕВ В. С.

ВНУТРЕННЯЯ ТЕКТОНИКА СОЛЯНЫХ МАССИВОВ НА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМАХ

Мощные соленосные толщи областей галокинеза полициклические, а соляные массивы полиэтажные. Галокинезом осложнены преимущественно средние части соленосных толщ, их нижние и верхние секции с маломощными соляными пластами обычно находятся в пластовом залегании и входят в подсолевой и надсолевой этажи дислоцированности. В средних частях соленосных формаций нередко встречаются мощные несолевые толщи, которые образуют внутрисолевые или межсолевые этажи дислоцированности. Наряду с течением соли в мощных соляных пластах широко развит срыв и скольжение по соляным пластам крупных блоков без следов течения внутри их. Поэтому субпараллельное залегание пластов в отдельных частях соляных массивов и неповсеместное развитие следов течения в соли не являются доказательством отсутствия галокинеза.

Внутреннее строение солевого этажа дислоцированности областей галокинеза и прежде всего соляных массивов характеризуется структурой соляных пластов и внутрисолевых прослоев, интенсивно смятых и разорванных в процессе пластических деформаций. Внутренняя тектоника соляных массивов чрезвычайно сложна и слабо изучена, что объясняется сильной нарушенностью соляных и внутрисоляных прослоев в процессе галокинеза и их крутым залеганием, в связи с чем сейсморазведкой они обычно не прослеживаются, а корреляция разрезов соляных толщ в соляных массивах по скважинам затруднена или невозможна. Знание же внутренней тектоники соляных массивов необходимо при поисках и разведке месторождений калийных солей и залежей нефти во внутрисолевых прослоях, а также при изучении генезиса и механизма формирования соляных структур.

Характер внутренней тектоники соляных массивов и напряженность внутренней складчатости определяются интенсивностью галокинеза и, следовательно, первичной мощностью соленосных формаций, их соленасыщенностью и мощностью соляных пластов, мощностью надсолевого отложения, степенью и характером дислоцированности подсолевого ложа. Внутренняя тектоника соляных массивов наиболее проста в областях галокинеза с полициклическими относительно маломощными соленосными формациями. Такой областью проявления галокинеза служит Припятский прогиб, где две (верхнефранская и верхнефаменская) полициклические соленосные формации пройдены большим количеством скважин. На основании корреляции их разрезов изучено внутреннее строение соленосных формаций в пластовом залегании и на соляных поднятиях с разной степенью проявления галокинеза.

Полициклическая верхнефранская соленосная формация на большей части прогиба находится в пластовом залегании и только в центральных и южных районах осложнена галокинезом, где ее мощность изменяется от 170—270 м на крыльях до 1542 м в сводах соляных массивов (Золотухинское поднятие). Установлены две формы галокинеза: пластическое течение соли в мощных соляных пластах и их раздувы в соляных массивах; 2) срыв блоков полициклической соленосной толщи по соляным пластам, их скольжение, перемещение в ослабленные зоны сбросов, врезов и срезов межсолевых отложений и сгруживание в соляных массивах, имеющих характер соляной мегабрекчии.

Первая форма галокинеза проявляется в одном или нескольких наиболее мощных соляных пластах средней части формации, в результате чего их мощность увеличена от 72 м на крыльях до 434 м в сводах соля-

ных поднятий (Дудичское поднятие). Подобная форма галокинеза проявляется в нижней соленосной толще при первичной мощности соляных пластов 50 м и более. Когда галокинез проявляется в нескольких соляных пластах, нижние, относительно маломощные, образуют раздувы на склонах соляных массивов (Золотухинское поднятие). Очевидно, раздувы в наиболее мощных соляных пластах оказывают давление не только на покрывающие отложения, приподнимая их, но и на подстилающие, выдавливая соль на склоны соляных поднятий.

При второй форме проявления галокинеза нет раздувов отдельных соляных пластов, которые слишком маломощны, но в соляных массивах отмечаются многочисленные сдвигания разрезов соленосной толщи по надвигам (Сосновское и Ельское поднятия). Галокинезом обычно осложнена средняя, наиболее соленасыщенная часть соленосной формации, нижняя и верхняя части находятся в пластовом залегании и наследуют структурный пласт подстилающих отложений.

Верхнефаменская соленосная формация состоит из нижней, галитовой, и верхней, глинисто-галитовой или калиеносной, субформаций. Нижняя сложена мощными (до 200 м и более) пластами каменной соли и прослоями ангидритов, доломитов, известняков, которые образуют семь ритмопачек, отвечающих циклам осадконакопления. По периферии прогиба при мощности субформации до 400 м и мощности соляных пластов до 70—100 м она находится в пластовом залегании, в центральных районах субформация осложнена галокинезом и ее мощность изменяется от первых десятков метров в межкупольных зонах до 3200 м в соляных массивах. Верхняя, глинисто-галитовая субформация сложена частым чередованием каменных, калийных солей и галопелитов и не подвержена галокинезу. В сводах соляных поднятий породы ее нередко размыты, в межкупольных зонах их мощность иногда превышает 2000 м и она входит в состав надсолевого этажа дислоцированности.

Корреляция ритмопачек галитовой субформации по каротажным диаграммам скважин позволяет изучать внутреннюю тектонику верхнефаменских соляных массивов. По периферии области галокинеза на границе с обрамляющей его полосой пластового залегания галитовой субформации развиты слабо выраженные диапироиды (соляные подушки), образованные течением соли вначале в наиболее мощном соляном пласте средней, четвертой ритмопачки субформации, затем в галокинез последовательно вовлекаются ниже- и вышележащие пачки. Обычно галокинез отмечается при первичной мощности соляных пластов 70—100 м и более в зависимости от глубины залегания и степени чистоты соли. Мощность активной части галитовой субформации по периферии области галокинеза возрастает к сводам поднятий от 50 до 100—150 м (Малыньское поднятие), ближе к центру впадины — от 150 до 450—500 м (Вишанское поднятие) и от 200—300 до 1000—1500 м (Давыдовское, Сосновское поднятия), в соляных массивах криптодиапиров мощность возрастает до 2000—3200 м, в то время как в межкупольных зонах она уменьшается до первых десятков метров. Соляные массивы диапироидов образованы наложенными друг на друга выпукло-вогнутыми линзами соли отдельных соляных пластов. На диапироидах значительной амплитуды нижние и верхние относительно маломощные соляные пласты образуют раздувы на склонах соляных массивов, в основном образованных галокинезом в средних, наиболее мощных соляных пластах (Северо-Домановичское поднятие). По-видимому, в процессе роста они оказывали давление на покрывающие и подстилающие отложения и отжимали в них соль в стороны на склоны соляных массивов.

В соляных массивах криптодиапиров внутрисолевые прослои разорваны, перемяты и превращены в соляную брекчию: обломки известняков, доломитов и ангидритов, сцементированных каменной солью. Углы наклона плоскостей наложения несолевых пород изменяются в них от 0 до 90° к оси керна. Корреляция в соляных массивах терется и восстановить их внутреннюю структуру сложно. Соляные массивы обычно расположены в поднятых крыльях разломов и формировались в основном

за счет подтока соли с опущенных в поднятые крылья разломов. Соль при течении по торцам сбросов захватывала и выносила в соляные массивы обломки подстилающих межсолевых, нижнесоленосных, подсолевых отложений и пород фундамента. О формировании соляных массивов в основном в результате течения соли с опущенных крыльев разломов свидетельствует корреляция разрезов на Речицком соляном массиве. На южном опущенном по разлому крыле галлитовой подтолщи практически нет и глинисто-галитовая лежит на межсолевых отложениях. На северном крыле за пределами соляного массива выделяются все семь ритмопачек, мощности четырех нижних увеличиваются к соляному массиву от 430 до 750 м, а отдельных соляных пластов — от 80—120 до 170—370 м. Граница потери корреляции наклонена на юг к разлому и является его непосредственным продолжением.

Доказательством галокинеза служит широкое распространение каменной соли со следами течения: с линейной или плоскостной ориентировкой галитовых зерен, сплюснутых и вытянутых в одном направлении, часто изогнутых и искривленных, ориентированных под разными углами (от 0 до 90°) к оси керна. В одном образце керна можно встретить прослой соли с явными следами течения и прослой, сложенный крупнокристаллической солью с кубическими кристаллами без следов течения. Очевидно, и в галитовой подтолще также проявились две формы галокинеза: течение соли в отдельных соляных пластах, а также срыв по ним и перемещение крупных блоков каменной соли без следов течения, что связано с первичной седиментационной неоднородностью соленосной толщи.

В других солянокупольных областях также лишь отдельные, преимущественно средние или нижние части соленосных формаций подвержены галокинезу.

В южной части Суэцкого грабена галокинез проявился в средней части галлитовой субформации свиты Южный Гариб, нижележащие свиты Белаим и Карим и вышележащая свита Зейт эвапоритовой формации находятся в пластовом залегании и входят в состав подсолевого и надсолевого этажей дислоцированности [10]. В Красноморском рифте верхняя часть соленосной формации находится в пластовом залегании, входит в надсолевой этаж и прорвана многочисленными соляными массивами.

В Кемпендэйском грабене в девонских соленосных отложениях мощностью до 6000 м намечаются две соленосные толщи, разделенные толщей терригенных и терригенно-карбонатных пород мощностью до 2000 м. В них выделяются два соляных массива высотой до 1500 м каждый. Мощность соли в нижнем соляном массиве достигает 4000 м, в верхней соленосной толще мощностью около 1000 м выделяется несколько соляных пластов, осложненных галокинезом [8].

На юге платформы в кембрийской соленосной формации галокинез проявился только в усольской и ангарской соленосных толщах, бельская, булайская и литвинцевская свиты находятся в пластовом залегании. Наиболее активно проявился галокинез в усольской соленосной толще, солью которой сложены ядра соляных поднятий литвинцевского, марковского, киренского, жигаловского, ахинского, биркинского и братского типов. На поднятиях литвинцевского и марковского типов галокинез проявился также в ангарской соленосной толще, однако ангарская соль обычно не создает ядер, приподнимающих надсолевые отложения, она отжата от сводов усольских соляных антиклиналей в синклинали и на крыльях, компенсируя своим перемещением отток усольской соли. Только на структурах непского типа усольская соль находится в основном в пластовом залегании, а ангарская играет более активную структуроформирующую роль, слагая ядра соляных поднятий [4].

В Прикаспийской впадине соляные массивы образованы солью полициклической кунгурской соленосной формации. В западном и северном обрамлении впадины, где формация залегает относительно неглубоко, а мощность соляных пластов не превосходит 200—250 м, она находится

в основном в пластовом залегании. Только на западе вблизи бортового уступа наблюдаются небольшие раздувы нижних наиболее мощных соляных пластов, верхние облекают слабо выраженные соляные вздутия. Более активно проявился галокинез в северном обрамлении впадины на Соль-Илецком выступе. В пределах Оренбургского вала мощность нижнего соляного пласта соленосной формации (волгоградская свита) увеличивается от 157 м в компенсационной синклинали до 550—650 м в ядрах соляных антиклиналей. Вышележащая слоистая часть соленосной толщи облекает соляные массивы, проявлений галокинеза в ней нет. Такие же слабо выраженные диапиroidные поднятия, образованные солью нижнего пласта соленосной формации, развиты к северу от Оренбургского вала в Салмышской депрессии и на Восточно-Оренбургском выступе. Проявления галокинеза в первом соляном пласте отмечаются при мощности соляного пласта около 400 м и более и глубине залегания свыше 1750 м. На Илецком куполе Соль-Илецкого выступа соляной шток, образованный солью волгоградской свиты, прорывает вышележащую слоистую часть соленосной толщи и надсолевые отложения, которые обрамляют шток по периферии [1, 7, 9].

На востоке и юго-востоке Прикаспийской впадины, а также на юго-западе в пределах Астраханского свода галокинезом не затронута нижняя часть соленосной формации, сложенная сульфатными, карбонатными и терригенными породами. Она входит в состав подсолевого этажа дислоцированности. Соляные массивы сложены солью средних ритмов соленосной формации, верхние выпадают из разреза или сложены преимущественно сульфатами и входят в состав кепрока.

В центральных районах Прикаспийской впадины, где высота соляных массивов достигает 9—9,5 км, изучена внутренняя структура самых верхних частей соляных массивов некоторых куполов (Индер, Челкар, Эльтон, Сатимола, Озинки и др.) при поисках и разведке месторождений калийных солей. Изученная верхняя часть соленосной формации полициклическая и сложена чередованием пластов каменной соли, сильвинита, карналлита, ангидрита, доломита и соленосных глин. Она собрана в сложные системы подобных изоклиналиных складок. На соляном массиве купола-гиганта Индер протяженность складок изменяется от 0,5 до 5,0 км и более, ширина — от 0,2 до 1,5—2,0 км при значительных амплитудах и крутом, иногда запрокинутом залегании слоев [5]. На Эльтонском куполе изучены узкие, сжатые, преимущественно изоклиналиные складки нескольких порядков: крупные амплитудой 800—2000 м, средние — от 300 до 500 м, мелкие — от единиц до десятков метров. Крылья складок осложнены микроскладками с вытянутыми заостренными концами, их осевые плоскости наклонены по восстанию слоев и составляют острый угол (5—10°) с плоскостями напластования. Углы наклона крыльев складок составляют 45—90°, иногда складки опрокинуты. Они ориентированы согласно с простиранием соляных массивов. В соленосной толще широко распространены пloyчатость и будинаж отрыва и скальвания, а также вторичные ориентированные структуры течения в прослоях галита наряду с широким распространением соли с ритмичной структурой и первичноосадочным зональным строением. Пloyчатость развита в осевых, будинаж с удлинением от 5 до 200% и более в крыльях складок. Мощность пластов солей, особенно калийно-магнезиальных, увеличена в сводах складок и сокращена на крыльях. Синклинали обычно выполнены тонкослоистой ангидритосодержащей каменной солью эльтонской свиты, ядра антиклиналей сложены мощными пластами массивного галита, карналлитов и сильвинитов продуктивной части нижележащей улаганской свиты. На их границе отмечается скольжение и послойные срывы, которые трассируются в кепроке как разрывные нарушения [6].

Изоклиналиные складки ориентированы согласно с простиранием соляных массивов. В соляных массивах их оси субвертикальны, в соляных карнизах складки лежачие. Аналогичное удлинение имеют зерна галита и плоскости скольжения. Степень вертикальности зерен галита наиболь-

шая (3,95) в средней части массива, к периферии она уменьшается (2,85), что указывает на различную интенсивность течения соли. В средней части массива шириной около 15 км выделяется подводящий канал шириной 7 км [3].

Изоклиальная складчатость соляных массивов подобна кливажированным сильно сжатым изоклиальным складкам метаморфических толщ, которые деформировались в условиях высокой пластичности и малой вязкости горных пород в глубинных диапирах в процессе их всплытия под воздействием объемных сил сжатия со стороны вмещающих пород [2]. Описанная выше изоклиальная складчатость верхних частей соляных массивов сформировалась в верхней полициклической части соленосной формации под действием объемных сил сжатия со стороны надсолевых отложений в процессе внедрения в них диапиров. Внедрение соляных массивов в надсолевые отложения было вызвано пластическим течением из межкупольных зон соли мощных соляных пластов, залегающих ниже верхней полициклической части формации в средней и нижней частях соленосной формации.

Таким образом, соляные массивы Прикаспийской впадины многоэтажные и их разные этажи отличаются внутренним строением. В основании залегают терригенно-сульфатные или терригенно-карбонатно-сульфатные толщи, наследующие структурный план подсолевых отложений. Соляные массивы сложены солью средних пачек соленосной формации, соль которых отжата в соляные массивы из межкупольных депрессий. Присутствующие иногда верхние полициклические части соленосной формации с маломощными соляными пластами в условиях слабого проявления галокинеза по периферии формации пассивно облекают соляные массивы и входят в надсолевой этаж дислоцированности. Во внутренних районах впадины с активным проявлением галокинеза и мощным покровом надсолевых отложений верхняя полициклическая часть соленосной формации образует верхний этаж соляных массивов со сложной изоклиальной складчатостью.

В Бельской впадине Предуралья прогиба кунгурская соленосная формация состоит из нижней ангидритовой, средней соленосной и верхней гипсово-ангидритовой толщ. Соленосная толща, слагающая ядра соляных поднятий, выклинивается по периферии и иногда в сводах подсолевых поднятий и рифов.

Изучение внутренней структуры мощных соленосных формаций и соляных массивов показывает, что соленосные формации полициклические и галокинезом осложнены преимущественно их средние части. Верхние и нижние секции формаций с маломощными соляными слоями нередко находятся в пластовом залегании и входят в состав подсолевого и надсолевого этажей дислоцированности. В соляных массивах диапиров и криптидиапиров верхние слоистые части соленосных формаций образуют верхние этажи изоклиальной складчатости бокового расплющивания. В соляных массивах отмечаются две формы галокинеза: пластическое течение каменной соли по плоскостям скольжения (поверхностям кристаллов, удлиненных и ориентированных в направлении течения), срыв и скольжение по пластичным слоям блоков соляных пород. Поэтому следы течения соли в соляных массивах распространены не повсеместно. Следовательно, субпараллельное залегание пластов в отдельных частях соляных массивов, изоклиальная складчатость и не повсеместное распространение следов течения в соли не являются доказательством отсутствия галокинеза.

Литература

1. Аширов К. Б., Ефремов П. Е. О некоторых закономерностях накопления галогенных формаций и причинах их дислокаций на примере кунгурских соленосных бассейнов юго-востока Русской платформы.— В кн.: Геология нефтяных месторождений. Вып. 19. Куйбышев: 1973, с. 38—49.
2. Белоусов В. В. Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 334 с.
3. Долгих С. А. О строении одного из соляных куполов Прикаспия.— Вестн. АН КазССР, 1960, № 6, с. 71—75.

4. Дубровин М. А. Соляная тектоника Верхне-Ленской впадины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1979. 95 с.
5. Коробов С. С. О структурах течения соли в ядрах соляных куполов.— Докл. АН СССР, 1962, т. 146, № 3, с. 666—668.
6. Методика изучения внутренней структуры массивов Прикаспия.— В кн.: Проблемы соленакпления. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1977, с. 54—57.
7. Трофимова А. Н., Ефремов П. Е. Строение нижнепермской соленосной толщи платформенной части Оренбургской области в связи с поисками калийных солей.— В кн.: Проблемы соленакпления. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1977, с. 105—108.
8. Фрадкин Г. С., Вейнберг М. К., Колодезников К. Е. Перспективы нефтегазоносности западной части Вилюйской синеклизы.— Геол. и геофиз., 1973, № 8, с. 70—78.
9. Шафиро Я. Ш. Нижнепермская галогенная формация Прикаспийской синеклизы и ее северо-западного и северного обрамления.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1975, № 1, с. 22—39.
10. Metwalli M. H., Philip G., Youssef El Sayed A. A. El-Morgan oil field as a major fault-blocks reservoir masked by the thick Miocene salt: a clue for deeper reserves of hydrocarbons in Gulf of Suez petroleum province, Egypt.— Acta geol. pol., 1978, № 3.

Институт геохимии и
геофизики АН БССР
Минск

Поступила в редакцию
7.II.1983

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.242.31 (479.24)

КЕРИМОВ К. М.

К ВОПРОСУ О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ КУРИНСКОЙ ВПАДИНЫ

Верхи мезозойских отложений в Куринской впадине вскрыты десятками глубоких скважин, отдельные из которых прошли весь разрез нижнего мела и вошли даже в породы верхнеюрского возраста [3, 6, 10].

Достоверность этих определений подтверждается целым рядом новых геолого-геофизических и промысловых данных. Это, во-первых, фаунистически охарактеризованные образцы пород верхнеюрского возраста в скважине 1 на пл. Джарлы (глубина 4820 м) и 11 на пл. Мурадханлы (интервал 5350—5450 м). Во-вторых, это данные по скважинам 1 на пл. Саатлы (интервал ниже 5100 м) и 11 на пл. Мурадханлы (интервал 5250—5300 м), датируемые по абсолютной геохронологии как породы верхнеюрского возраста. И наконец, в качестве вещественных доказательств наличия в разрезе исследуемой области отложений юрского возраста могут служить соответствующие образцы пород, обнаруженные в выбросах грязевых вулканов обширного района юго-восточного погружения Большого Кавказа [1, 8, 20].

Таким образом, становится вполне очевидным факт явного присутствия в разрезе Куринской впадины полного комплекса отложений мелового возраста, а также верхов юры, т. е. принципиально новой и важной информации для суждений об условиях тектонического развития впадины на допалеогеновом этапе ее истории.

В связи с этим нами были проанализированы существующие взгляды на глубины и условия залегания во впадине отложений мелового возраста и юры, а также консолидированной части земной коры [1, 2, 4, 5, 12, 13, 17, 19].

На основании анализа и совместной обработки новейших данных глубокого бурения и сейсморазведки в Куринской впадине (включая также результаты региональных исследований) впервые была определена стратиграфическая приуроченность сейсмической границы d_2^{oc} в низах осадочного покрова коры [9, 10]. В частности, было установлено, что эта поверхность соответствует границе между отложениями мелового и юрского возраста. Этот вывод в дальнейшем полностью подтвердился в результате сопоставления скоростных характеристик продольных сейсмических волн по профилю 5-ГСЗ с данными геологической съемки в этом районе. В частности, на этом профиле, пересекающем Куринскую впадину в наиболее сложнопостроенной ее части, значение V_T на контакте между мелом и юрой оказалось в пределах 5,2—5,4 км/с [3, 11, 15].

Этот новый фактический материал позволяет более обоснованно судить о мезозойском этапе истории района. Для соответствующих построений к ранее отработанным профилям (№ 2—5, 9, 10 — ГСЗ и № 6—8 — КМПВ) были привлечены также материалы региональных сейсмических работ, проведенных во впадине в основном за последние десятилетия (профили № 12—19 — КМПВ). А что же касается участков впадины, на которых еще не проводились сейсмические работы методами ГСЗ и КМПВ, то вычисления в их пределах пространственного положения верхних поверхностей мела, юры и консолидированной коры проводились на основании данных гравитационных карт с использованием корреляционных связей между наблюдаемым нами силой тяжести в редукции Буге и глубиной залегания соответствующих границ в коре (рис. 1).

Достоверность этих данных контролировалась результатами электроразведочных работ методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ) на 5 региональных профилях, пересекающих исследуемую впадину в различных ее частях. И наконец, данные по двум из этих же профилей: Агджабеди — Сабирабад — Бяндован и Горадиз — Ждановск — Сназань в свою очередь были сопоставлены с данными ГСЗ и КМПВ по профилям № 9 и 13.

Такое комплексное изучение пространственного положения упомянутых границ в коре оказалось особенно необходимым для крайней восточной части исследуемой впадины, где в силу определенных обстоятельств поверхность «гранитного» слоя не поддается картированию методами региональных сейсмических исследований (ГСЗ — КМПВ) [9]. Достаточно отметить, что глубина кристаллического фундамента, вычисленная по графику $\Delta g = f(H_{\text{фунд}})$, оказалась в промежутке между поверхностью с $V_T = 6,2$ км/с (по профилю 9 — ГСЗ) в осадочном чехле и «базальтовом» слое с $V_T = 6,7$ км/с (также на профилях 9 и 10 — ГСЗ), что играет важную роль в правильной оценке мощности всего осадочного чехла в этом районе, в том числе и мезозойского комплекса.

Таким образом, для соответствующего анализа в нашем распоряжении уже имеются реальные возможности сопоставления данных глубоких и сверхглубоких скважин с данными о положениях границ в коре, отображенных на профилях ГСЗ — КМПВ и вычисленных с использованием геофизических полей (гравитационных и электроразведочных). В результате впервые для рассматриваемого района нами была составлена

единая схема распределения мощностей отложений мезозойского комплекса (рис. 2) и проведен ее геотектонический анализ.

Именно такой подход к расшифровке геологического содержания выполненных построений по рассматриваемой впадине позволяет говорить скорее всего о ее геосинклинальной природе, нежели о структуре типа срединного массива, о чем так долго утверждают исследователи [2, 4, 5, 13, 14, 17]. В частности, основным критерием, позволившим нам отнести Куринскую впадину к структурам геосинклинального типа, явилась чрезвычайно высокая подвижность земной коры в ее пределах. Она выразилась прежде всего в активном погружении впадины не только в кайнозой, но и в течение

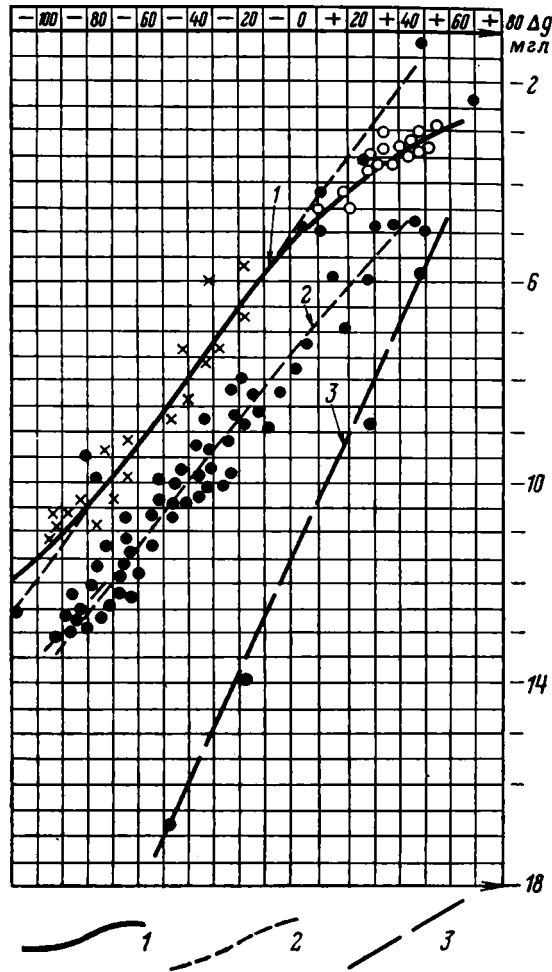


Рис. 1. Куринская впадина. Корреляционная связь между наблюдаемым полем силы тяжести в редукции Буге (Δg) и глубиной залегания: 1 — поверхности мезозойских отложений, 2 — поверхности юрских отложений, 3 — поверхности кристаллического фундамента

значительной части мезозойского этапа истории Земли. Наглядным свидетельством тому может служить то, что общее погружение поверхности коры в Куринской впадине в течение юрского этапа ее истории составило около 4500—5000 м и с максимумом до 8000 м в восточной части Нижнекуринской депрессии. Как видно, эта величина совпадает с данными, приводимыми исследователями для геосинклинали Большого Кавказа [13, 14, 16, 17]. И хотя в ряде работ значение это для юго-восточной части Большого Кавказа превышает приведенную цифру (для всей юры ее иногда принимают равной 10 км), однако же и в этом случае она продолжает оставаться очень близкой к той, которая нами определена для юго-восточной части Куринской впадины [8—10].

Эти данные уже свидетельствуют об отсутствии существенной разницы между величинами мощностей юрских отложений, приведенными исследователями для геосинклинали Большого Кавказа и рассчитанными в данной работе для Куринской впадины [7, 10, 13, 14, 16]. Разница заключается лишь в конфигурации характеризующих их изопахических линий. Так, например, если на схемах Большого Кавказа они имеют в

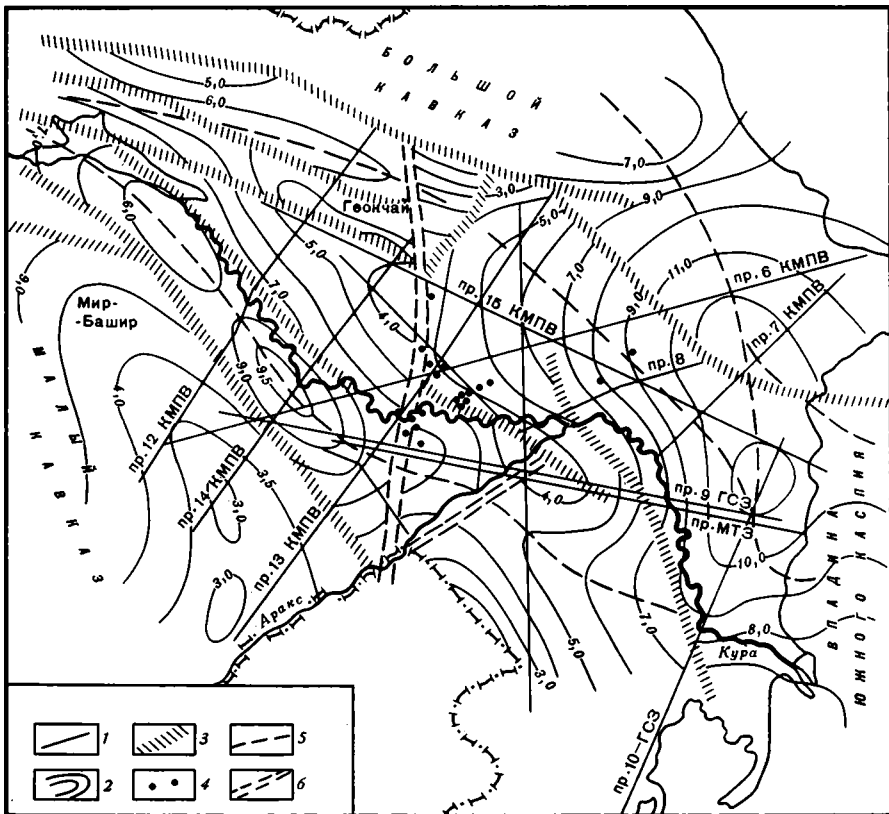


Рис. 2. Куринская впадина. Схематическая карта изомощностей мезозойского комплекса отложений. 1 — профили ГСЗ — КМПВ, 2 — линии изопакит, км, 3 — глубинные разломы по большинству геофизических полей, 4 — глубокие разведочные скважины, 5 — оси палеосинклинориев, 6 — разломы по ограниченному числу геофизических признаков

основном линейный характер и вытянуты на большие расстояния, то в Куринской впадине в большинстве случаев их отличает некоторая овальность очертаний и сконцентрированность больших мощностей в трех основных прогибах — Нижнекуринском, Евлах-Агджабединском и Алазано-Агрчайском.

Анализируя особенности распределения на Большом Кавказе суммарной мощности отложений верхней юры, мела и палеоцена — эоцена, приведенные в работах [13, 16, 17], можно заметить, что по ним общее погружение геосинклинали Большого Кавказа за все это время составило величину не более 5000 м. Близкие к этому цифры приводятся в работах ряда других исследователей Кавказа. В то же время результаты выполненных расчетов свидетельствуют о том, что общее погружение Куринской впадины за это же время достигло значительно больших величин, чем погружение территории самой геосинклинали Большого Кавказа. На отдельных участках рассматриваемого района (в частности, Евлах-Агджабединском и Каргалинском синклиналиях) оно превысило 7,5—8,5 км [10].

Что же касается истории развития региона в целом, то в пределах отдельных участков рассматриваемой впадины поверхность коры, по нашим расчетам, за все мезозойское время прогнулась не менее чем на 9—10 км (см. рис. 2). А это означает, что в мезозойское время, в первую очередь в мелу и юре, в Куринской впадине скорость нисходящих движений прогибающихся участков достигла местами величины 0,09—0,1 мм/год, т. е. той самой максимальной величины, которая полностью соответствует интенсивности нисходящих движений, характерных для эвгеосинклинальных областей в пределах альпийского складчатого пояса Юга СССР. Отсюда следует, что характер нисходящих движений в рассматриваемой впадине, бесспорно, является одной из главных черт, сближающих ее с областями с активным геосинклинальным режимом развития.

Наряду с этим немаловажным критерием для такого определения условий развития впадины в мезозое является также и большая контрастность вертикальных движений, обусловившая к тому же и большие их градиенты. Достаточно отметить, что только для района Юго-Восточного Ширвана средние их значения составили $0,5 \cdot 10^{-9}$ км/год, т. е. самой величины, которая очень близка к градиентам, определенным В. В. Белоусовым для областей с активным геосинклинальным режимом развития [7]. В то же время, как следует из отмеченного, эти величины не только резко расходятся с данными, характерными для платформенных областей, но они абсолютно далеки от тех данных, которые свойственны структурам типа срединных массивов [7, 14, 17].

И наконец, фациальный состав отложений мезозойского комплекса в самой впадине весьма близок к таковым смежных геосинклиналей Большого и Малого Кавказа [8, 10].

Вместе с тем следует отметить, что несколько иначе обстоит положение дел с тектоникой впадины на уровне мезозойского комплекса отложений. В частности, здесь, как правило, развиты более крупные, относительно пологие складки, характеризующиеся брахиморфным строением, т. е. обладающие чертами, свойственными в основном платформенным областям.

А с другой стороны, было сомнительным, если бы при высокой интенсивности погружения впадины в мезозое и отсутствии выраженных инверсий тектонического режима могли бы сформироваться линейно вытянутые складчатые структуры. Именно в таком случае они, по-видимому, явились бы в определенной степени первопричиной возникновения в низах осадочной оболочки коры других форм складчатых структур, характерных для «чистых» геосинклиналей и в своем становлении прошедших полный цикл геолого-тектонического развития.

И тем не менее в дальнейшем, т. е. в течение всего палеогена и миоцена и значительного отрезка плиоценового времени, имеющиеся во впадине зоны поднятий развиваются в брахиантеклинальные складчатые структуры, какими они представляются в настоящее время.

Таким образом, есть основание считать, что Куринская впадина является полноценной частью альпийского складчатого пояса Юга СССР, и в своем развитии прошла начальную, наиболее важную форму своей геосинклинальной формы становления без последующей инверсии ее территории и превращения в горно-складчатые сооружения.

А принятие Куринской впадины за срединный массив [2—5, 7, 12—14, 17] может быть оправдано лишь для домезозойского этапа ее истории [18] или по крайней мере для соответствующей характеристики этой области на доюрском этапе ее истории.

Литература

1. Али-заде А. А., Ахмедов Г. А., Зейналов М. М., Ахвердиев Н. Т., Рзаев М. А. Мезозойские отложения Азербайджана и перспективы их нефтегазоносности. М.: Недра, 1972. 216 с.
2. Абакаева М. С. К проблеме Кюрдамирского гравитационного хребта в Закавказье.— Азербайджанское нефтяное х-во, 1937, № 8—9, с. 40—42.
3. Агабеков М. Г., Керимов К. М., Мошашвили А. В., Хаин В. Е. Новые данные о строении центральной части Куринской впадины.— Геотектоника, 1976, № 5, с. 75—81.
4. Адамия Ш. А. Доюрские образования Кавказа.— Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Нов. сер. Вып. 16. Тбилиси: Мецниереба, 1968, с. 182.
5. Гаджиев Р. М. Глубинное геологическое строение Азербайджана, Баку: Азернешр, 1965, с. 200.
6. Гусейнов А. Н., Ахмедов А. М., Ханларова Ш. Г. Новые данные глубокого бурения на площади Джарлы.— Азербайджанское нефтяное х-во, 1973, № 12, с. 1—4.
7. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975, с. 262.
8. Керимов К. М., Мамедов А. В. Глубина и условия залегания мезозойских отложений в восточной части Куринской впадины.— Докл. АН АЗССР, 1974, т. XXX, № 1, с. 33—37.
9. Керимов К. М., Байрамов А. А. О природе некоторых сейсмических границ в земной коре Куринской впадины.— Сов. геология, 1979, № 1, с. 81—84.
10. Керимов К. М. Глубинная структура и особенности тектонического развития Азербайджанской части Куринской впадины в связи с перспективами нефтегазоносности (по материалам геофизических исследований): Автореф. докт. дис. Баку, 1975, 43 с.
11. Краснопевцева Г. В., Матушкин Б. А. Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград — Нахичевань.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 12, с. 43—51.
12. Мамедов А. В. Геологическое строение и история развития Среднекуринской впадины в связи с нефтегазоносностью: Автореф. докт. дис. Баку, 1970, с. 55.
13. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 357 с.
14. Муратов М. В. Тектоника срединных массивов. М.: Недра, 1960. 300 с.
15. Раджабов М. М. Сейсмические модели земной коры Азербайджана: Автореф. докт. дис. М., 1974, с. 47.
16. Федьинский В. В. Аномалии силы тяжести Азербайджана. Баку: АзОНТИ, 1937. 16 с.
17. Хаин В. Е., Шарданов А. Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. Баку: Изд-во АН АЗССР, 1952. 347 с.
18. Хаин В. Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа. Опыт геодинамической интерпретации.— Геотектоника, 1975, № 1, с. 13—27.
19. Цимельзон И. О. Структура земной коры Азербайджана.— В кн.: Прикладная геофизика. Вып. 46. М.: Недра, 1965, с. 167—181.
20. Якубов А. А., Али-заде А. А., Зейналов М. М. Грязевые вулканы Азербайджана. Баку: Изд-во АН АЗССР, 1971, с. 219.

Южное отделение Всесоюзного научно-исследовательского института геофизических методов разведки, г. Баку

Поступила в редакцию
7.IX.1981



ИГОРЬ ВЛАДИМИРОВИЧ ЛУЧИЦКИЙ
(1912—1983)

30 сентября 1983 г. скончался выдающийся ученый, профессор, доктор геолого-минералогических наук, член-корреспондент АН СССР, руководитель отдела палеовулканологии Института литосферы АН СССР Игорь Владимирович Лучицкий.

Родился он 23 апреля 1912 г. в Варшаве, в семье профессора В. И. Лучицкого, впоследствии действительного члена Академии наук УССР. В 1931 г. в Киеве закончил Гидромелиоративный техникум, а в 1936 г. — Московский геологоразведочный институт. С 1937 по 1940 г. проводил исследования в Забайкалье и Приангарье, работал в должности младшего научного сотрудника ИГН АН СССР. В 1940 г. был призван в ряды Советской Армии и с 22 июня 1941 г. принимал участие в Великой Отечественной войне. После демобилизации возвратился на работу в ИГН АН СССР и к преподаванию в МГУ. В 1946 г. защитил кандидатскую диссертацию на тему «Основные черты вулканизма Восточного Забайкалья». После защиты продолжал геологические исследования в Забайкалье и в верховьях Амура. Одновременно начал исследования в области экспериментальной тектоники. В 1948 г. был утвержден в звании старшего научного сотрудника, в 1949 г. переведен на работу в Енисейстрой, где был назначен начальником Центральной петрографо-минералогической лаборатории. Затем работал главным геологом Красноярской тематической экспедиции. Вел исследовательскую работу, сочетавшуюся с практикой подготовки к эксплуатации минеральных ресурсов Красноярского края (нефелиновая рудная база, магнезиты, медные месторождения).

В 1954 г. был избран по конкурсу заведующим кафедрой Черновицкого университета. На этой должности работал до 1956 г. — времени ликвидации геологического факультета. Затем снова вернулся в Красноярск и организовал там комплексную лабораторию Института геологии и геофизики СО АН СССР, позднее преобразованную в филиал СНИИГИМСа. В 1957 г. защитил докторскую диссертацию на тему «Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба». В 1962 г. был переведен в Новосибирск на должность заведующего лабораторией экспериментальной тектоники ИГГ СО АН СССР. В этом же году начал преподавательскую деятельность в Новосибирском университете, сначала в качестве профессора, а затем заведующего кафедрой общей геологии. В 1968 г. И. В. Лучицкий был избран членом-корреспондентом АН СССР, а в 1979 г. перешел на работу в Москву в Институт литосферы АН СССР, где организовал отдел палеовулканологии, которым и руководил до своего последнего дня.

И. В. Лучицкий был крупным ученым широкого геолого-геофизического профиля, плодотворно работавшим в области изучения вещественного состава горных пород и прежде всего пород магматического происхождения, а также механики и физикохимии глубинных геологических процессов. Он занимался механизмом деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур, физическими методами моделирования геологических структур и полей напряжения, энергетикой земных недр, связью вулканизма с тектоникой.

И. В. Лучицкий разработал и обосновал новое — палеовулканологическое направление исследований. Фундаментальная двухтомная монография «Основы палеовулканологии», опубликованная им в 1971 г., обобщает отечественный и мировой опыт изучения современных и древних вулканов и не имеет себе равных в мировой геологической литературе. За эту работу И. В. Лучицкому была присуждена премия им. А. П. Карпинского. В самое последнее время он успел завершить подготовку этой монографии для переиздания.

Многолетние региональные исследования, проведенные И. В. Лучицким, затрагивают важнейшие проблемы геологии Восточного Забайкалья, верховьев Амура, юга Сибирской платформы, Саяно-Алтайской области, Восточно-Европейской платформы, а также Монгольской Народной Республики. И. В. Лучицкий обосновал народнохозяйственное значение нефелиновых руд Красноярского края, представив подсчет запасов, позволивший включить в план развития народного хозяйства нашей страны строительство крупнейшего в СССР, ныне действующего Красноярского алюминиевого комбината.

И. В. Лучицкий организовал работу по составлению серии карт «Древние вулканические области и их минерагеня», которая сейчас осуществляется большим коллективом геологов из научных и производственных организаций. Предназначение этих карт — выявление закономерностей развития вулканизма, формирования и размещения полезных ископаемых, связанных с вулканической деятельностью фанерозоя.

И. В. Лучицкий был выдающимся геологом Советского Союза, внесшим большой вклад в развитие народного хозяйства СССР и в развитие отечественной науки. Им опубликовано около 200 научных работ.

Широкую научную и педагогическую деятельность он сочетал с активной научно-организационной и общественно-воспитательной работой. Он был членом межведомственных геофизического, тектонического и петрографического комитетов, членом редколлегии журнала «Геотектоника», председателем палеовулканологической комиссии петрографического комитета АН СССР, членом ученых советов Института литосферы АН СССР и Института геологии и геофизики СО АН СССР.

За многолетнюю плодотворную научную и общественную деятельность И. В. Лучицкий был награжден орденами «Октябрьской революции», «Трудового Красного Знамени», «Дружбы народов», «Знак почета» и рядом медалей.

Светлая память о И. В. Лучицком навсегда сохранится в наших сердцах.

Редколлегия



РУСТЕМ АБДРАХМАНОВИЧ ГАФАРОВ
(1929—1983)

9 октября 1983 г. скоропостижно скончался старший научный сотрудник лаборатории структурной геофизики Геологического института АН СССР, выдающийся геолог и геофизик, доктор геолого-минералогических наук Рустем Абдрахманович Гафаров. Р. А. Гафаров родился в Казани 13 июня 1929 г. С 1948 по 1954 г. он был студентом Геологического факультета МГУ, в 1957—1960 гг. состоял в аспирантуре Геологического института АН СССР, в 1962 г. защитил кандидатскую диссертацию, а в 1972 г.— докторскую. В первой из них была дана схема геологического строения Тимана и фундамента Печорской низменности, основанная на интерпретации геофизических данных, главным образом по результатам магнитных съемок. За этой работой, опубликованной в 1963 г., последовала в 1965—1983 гг. серия трудов Р. А. Гафарова, в которых он, продолжая исследования А. Д. Архангельского, сумел расшифровать по геофизическим данным в сочетании с результатами бурения строение фундамента не только щитов, но и закрытых территорий Восточно-Европейской платформы, а затем и других докембрийских платформ — Сибирской и Северо-Американской. Основываясь главным образом на особенностях магнитного поля, в фундаменте древних платформ Р. А. Гафаров выделил несколько типов крупных структур, различающихся по возрасту. Это архейские массивы, которые характеризуются «амебообразными» магнитными аномалиями, разнообразием в ориентировке максимумов и минимумов, и опоясывающие древние массивы линейно-вытянутые пояса раннепротерозойских складчатых систем. Он показал, что в магнитных полях отчетливо вырисовываются зеленокаменные синклинали, с которыми связаны почти все рудные месторождения в докембрийском фундаменте. Структурное районирование фундамента древних платформ, разработанное Р. А. Гафаровым, помимо многочисленных публикаций нашло отражение на тектонических картах СССР, Европы и Евразии, изданных за последние 15 лет, и в его сообщениях на сессиях Международного геологического конгресса и других научных форумах.

Все, знавшие Рустема Абдрахмановича, будут помнить его как отзывчивого и чуткого человека, внимательного к товарищам и ученикам, с большой ответственностью относившегося как к исследовательской работе, так и к партийным и общественным обязанностям.

Редколлегия

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.241 (470.21 + 470.22)

КРУТИХОВСКАЯ З. А.

О РЕЛЬЕФЕ ПОВЕРХНОСТИ МОХОРОВИЧИЧА
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

(некоторые замечания к статье Р. В. Былинского, В. А. Глебовицкого, Н. Н. Болгурцева, Г. А. Завинской «Морфология разделов Мохоровичича и Конрада восточной части Балтийского шита»)

В журнале «Геотектоника» № 2 за 1982 г. опубликована статья Р. В. Былинского и др. [1], в которой на основании совместной обработки сейсмических и гравиметрических данных представлены схематические карты стратонизогипс разделов Мохоровичича (М) и Конрада (К) и дана их геолого-историческая интерпретация. Это не первая попытка использования гравитационного поля, с опорой на сейсмические данные, для оценки толщины земной коры Балтийского шита. Ранее такие попытки были сделаны М. Я. Цирюльниковой и др. [12], Л. Е. Шустовой и др. [14]. В первой из указанных работ использованы только крупные элементы гравитационного поля (аномалии с перепадом свыше 200 км), что позволило авторам ограничиться выделением блоков с различной толщиной коры (Н): Беломорского (Н 30—37 км), Ботнического (Н 37—42 км), Мурманского (Н 30—37 км) и др.

В работе Л. Е. Шустовой с соавторами [14] построена структурная карта по поверхности М территории Балтийского шита с сечением 4 км. Основой для построения карты послужила единая корреляционная зависимость осредненных значений силы тяжести и глубины залегания поверхности М по сейсмическим данным. Карта позволяет заключить, что толщина коры изменяется от 32—36 км в восточной части Кольского полуострова и в Беломорском блоке до 36—40 км вблизи границы с Финляндией. Максимальную толщину коры на шите (40—45 км) авторы отмечают в полосе Ботнический залив — Мурманск с уменьшением в районе Мурманска до 38 км. Эта карта в целом неплохо согласуется с данными сейсмических работ, отражая тенденцию увеличения мощности коры в западном направлении, к центральной части Балтийского шита. В отличие от упомянутых выше интерпретаций схемы стратонизогипс разделов М и К, представленные в работе [1], характеризуются более полной сейсмической информацией и большей детальностью; сечение изогипс поверхности М составляет 2 км и поверхности К — 1 км, хотя обоснование принятого сечения не приведено. И та и другая карты (схемы) указывают на весьма расчлененный рельеф поверхностей М и К. Коллеbanия рельефа поверхности М, например, составляют от 28 до 42 км, причем эта поверхность представляет преимущественно систему куполовидных поднятий и разделяющих их «желобов» преобладающего северо-западного простирания с относительными амплитудами 5—9 км.

Одновременно с анализируемой работой в Геофизическом журнале № 2 за 1982 г. опубликована статья Н. В. Шарова «Сейсмические данные о рельефе поверхности Мохоровичича Балтийского шита» [13], в которой приведена характеристика толщины коры по профилям, выполненным методом взрывной сейсмологии. Несмотря на сравнительно редкую сеть профилей, обнаруживается общая закономерность — толщина коры увеличивается к западу и максимальные значения 40—45 км устанавливаются близ границы с Финляндией. Такая же тенденция роста толщины коры в западном направлении замечена нами при изучении связи интенсивности регионального магнитного поля Карельского региона с рельефом поверхности М по сейсмическим данным [7].

Эта тенденция, как показал опыт изучения регионального магнитного поля Украинского шита [6], отражает изостатическую уравновешенность земной коры, тесно связанную с ее составом и структурой — блокам существенно фемического состава соответствуют погружения поверхности М, а блокам с преобладанием сиалической составляющей соответствуют утонения коры. Наличие тесной обратной связи намагниченности с содержанием в коре SiO₂ отмечается многими исследователями, систематизация этих данных изложена в [6]; здесь же подчеркнуты и некоторые исключения из этой закономерности, характерные для глубинных пород.

Блоки, как правило, разделены разломами мантийного заложения. Для блоков фемического состава характерны антиклинорные структуры, сложенные древнейшими высокомагнитными архейскими образованиями, интенсивно гранитизированными. Процессы, которые обусловили рост этих древних поднятий, происходили таким образом, что основная часть изостатической компенсации осуществлялась за счет изменения мощности земной коры, путем наращивания ее снизу, за счет мантии. Именно этот ме-

ханизм обеспечивал преимущественно фемический состав нижней коры. Доказательства существования изостатической компенсации земной коры Украинского щита и тесной связи интенсивности регионального магнитного поля с толщиной коры приведены в [6]; здесь же дана прогнозная схема рельефа поверхности М по региональному магнитному полю, удовлетворительно совпадающая с результатами ГСЗ.

Такие же данные о тесной связи региональной компоненты аномального магнитного поля с толщиной коры получены Д. Холлом [15] по Канадскому щиту. Балтийский щит в этом отношении не представляет исключения [7]. В результате количественной интерпретации региональных магнитных аномалий Карелии, образующих вдоль границы с Финляндией полосу субрегионального простирания, выявлены блоки фемического состава с намагниченностью нижней коры 2—3 А/м. На поверхности фундамента этим блокам соответствуют антиклинорные структуры, сложенные наиболее древними саамскими и лопийскими комплексами, интенсивно гранитизированными [8]. Таким образом, с востока на запад возрастает «фемичность» коры, и увеличивается ее толщина, в этом же направлении возрастает интенсивность регионального магнитного поля.

Следовательно, представления о сравнительно слабой расчлененности рельефа поверхности М и об увеличении толщины коры в западном направлении, полученные по сейсмическим данным [13], подкрепленные результатами анализа регионального магнитного поля, входят в противоречие с картой рельефа поверхности М из работы [1]. Поскольку в работах [1] и [13] использована одна и та же сейсмическая информация, логично предположить, что все сложности рельефа М являются следствием несовершенства методики корреляционного анализа гравитационного поля. К сожалению, методическая часть в работе [1] отсутствует, на картах не показано даже расположения профилей ГСЗ и МОВ, не приведены регрессионные уравнения, на основе которых можно судить о тесноте связи Δg и H_m . В более ранних публикациях этих же авторов [3 и др.] указано, что региональный компонент гравитационного поля получена путем осреднения с радиусом $R=35$ км, причем с целью корреляции глубины до раздела М (H_m) по сейсмическим данным с Δg площадь исследований была разделена на 24 блока, которые различались не только коэффициентами в уравнениях регрессии, но и знаком связи Δg и H_m . Уже сам этот факт — наличие прямой и обратной связи Δg и H_m для небольшого региона — ставит под сомнение результаты, поскольку не имеет прецедента в мировой литературе. Известно [2], что для большинства геологических областей с увеличением значений силы тяжести толщина земной коры уменьшается (обратная связь), но встречаются геологические провинции и с прямой зависимостью (например, Куринская впадина, Японское море, Аппалачская складчатая система и др.). Почти для всех платформ и плит, большинства древних щитов и массивов корреляция между поверхностью М и аномалиями силы тяжести практически отсутствует. В этой связи анализу соотношений Δg и H_m следовало уделить особое внимание.

С использованием предыдущей публикации авторов [3, рис. 15] нетрудно показать, что гравитационное поле тесно коррелирует с составом фундамента, что не отрицают и авторы [3, с. 104], которые пишут: «Выделенные по гравиметрическим картам с $R_{оср} = 35$ км мегаблоки и блоки коры в большинстве своем подтверждаются сейсмическими данными и находят четкое выражение на современном эрозионном срезе». Действительно, сопоставление карты гравитационного поля ($R_{оср} = 35$ км) с петрологической картой геологических формаций восточной части Балтийского щита [10] показывает, что здесь нет каких-либо экзотических аномалий, которые не объяснялись бы плотностными различиями пород фундамента. Таким образом, мы приходим к выводу, что радиус осреднения был недостаточен и использованное для корреляции гравитационное поле отражает состав и строение фундамента. Этот вывод, вообще говоря, не нов. Исследования гравитационного поля Украинского и Канадского щитов, обобщенные в работе [6], показали, что кора этих щитов изостатически уравновешена, а аномалии Буге повсеместно объясняются строением и рельефом фундамента.

Естественно, что схема стратозогипс раздела М, построенная на таких методических основах, повторяет конфигурацию изолиний силы тяжести и не дает представления об истинных формах рельефа раздела М.

В обзоре корреляционно-статистических методов изучения земной коры, приведенном в [2], подчеркивается, что основным уязвимым местом корреляционных схем интерпретации является их существенная зависимость от представительности эталонной области и точности определения ее параметров. Рассматривая с этой точки зрения изученность территории сейсмическими методами, следует признать, что для детальной характеристики рельефа поверхности М она явно недостаточна, тем более что в ряде случаев (например, по Имандра-Варзугскому и Кейвскому профилям) поверхность М получена только методом отраженных волн, и И. В. Литвиненко и др. [3, с. 90] подчеркивают, что «...определение поверхности М желательно подтвердить методом преломленных волн». А ведь фактически корреляционный метод при региональных исследованиях служит лишь средством интерполяции и экстраполяции сейсмических данных и в этом виде не может претендовать на большее. Между тем не все выделенные авторами блоки обеспечены сейсмическими данными. Кроме того, опыт сопоставления данных ГСЗ и гравиметрии, синтезированный в [4], показывает, что между скоростными разрезами и характером изменения силы тяжести часто наблюдаются коренные противоречия.

С учетом всего вышесказанного о неправомочности детального расчленения рельефа поверхности М нет необходимости анализировать построенную по тем же принципам схему стратозогипс раздела М, тем более что после ошеломляющего результата бурения Кольской сверхглубокой скважины [5], которая впервые в мире пересекла границу между «гранитным» и «базальтовым» слоями и не вскрыла ее, нет полной

яности, что следует понимать под разделом К. Авторы рецензируемой статьи никакого разъяснения о сейсмическом содержании этой границы не дают, однако указывают, что поверхность разделяет «диоритовый» и «базальтовый» слои, а глубина ее изменяется от 7,5 до 23 км. Поверхность К в основном конформна поверхности М. Поэтому ограничимся только общими замечаниями. Пересмотр интерпретации материалов ГСЗ на платформах и щитах, выполненный за последние 10—15 лет, показал, что подлинный «базальтовый» слой, т. е. слой, отвечающий по минеральному составу базальтам или (вероятнее) их метаморфическим аналогам и обладающий сейсмической скоростью 6,8—7,0 км/с, располагается значительно глубже — на глубине 30 км и более. Такие данные получены, например, Н. И. Павленковой [9] и подтверждены другими исследованиями для Украинского щита и Воронежского массива. Автор [9] полагает, что и на Балтийском щите «базальтовый» слой «...со скоростями порядка 7,0 км/с располагается на глубине не менее 30 км, иначе бы преломленные волны от него были зарегистрированы в первых вступлениях» [9, с. 196].

И наконец, латеральная неоднородность нижней коры («базальтового слоя»), впервые выявленная И. В. Литвиненко, Л. Н. Платоненковой [11] и подтвержденная интерпретацией региональных магнитных аномалий [7], должна найти отражение при создании блоковых моделей коры, что еще больше повышает требования к объему используемой информации. Изложенные выше соображения позволяют сделать следующие выводы.

1. Схемы стратонизогипс разделов М и К, приведенные в статье [1], не дают объективного представления о формах рельефа глубинных границ земной коры. Корреляционная связь аномалий Буге с толщиной земной коры может быть использована только как средство интерполяции данных ГСЗ и не может давать детальную информацию о рельефе поверхности М с прогностической целью.

2. В интерпретационных моделях должно учитываться, что земная кора восточной части Балтийского щита изостатически уравновешена и гетерогенна на всю ее мощность не только по вертикали, но и по латерали.

Литература

1. Былинский Р. В., Глебовицкий В. А., Болгурцев Н. Н., Завинская Г. А. Морфология разделов Мохоровичича и Конрада Восточной части Балтийского щита.— *Геотектоника*, 1982, № 2, с. 24—31.
2. Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979. 247 с.
3. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 231 с.
4. Козленко В. Г., Старостенко В. И., Субботин С. И. Строение коры и верхней мантии по гравиметрическим данным.— В кн.: *Тектоносфера Земли*. М.: Наука, 1978. 531 с.
5. Коновалов Б. В глубь земли.— *Правда*, 1982, 19 февраля.
6. Крутиховская Э. А., Пашкевич И. К., Силина И. М. Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1982. 283 с.
7. Крутиховская Э. А., Кливаденко Л. Д., Елисева С. В., Сукач В. С. Некоторые результаты изучения регионального магнитного поля Карелии.— *Геофиз. журн.*, 1983, № 3, с. 10—19.
8. Негруца В. Э., Загородный В. Г., Стенарь М. М. и др. Тектоника раннего докембрия восточной части Балтийского щита (состояние изученности и проблемы).— В кн.: *Региональная тектоника раннего докембрия СССР*. Л.: Наука, 1980, с. 5—17.
9. Павленкова Н. И. Волновые поля и модель земной коры. Киев: Наук. думка, 1973. 219 с.
10. Петроплотностная карта геологических формаций восточной части Балтийского щита масштаба 1 : 1 000 000/Под ред. Дортман Н. Б. и Магид М. Ш. Л.: ВСЕГЕИ, 1978.
11. Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наук. думка, 1978. 271 с.
12. Цирюльников М. Я., Чечель Э. К., Шустова Л. Е., Сокол Р. С. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита.— В кн.: *Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита*. Л.: Наука, 1968, с. 180—184.
13. Шаров Н. В. Сейсмические данные о рельефе поверхности Мохоровичича Балтийского щита.— *Геофиз. журн.*, 1982, № 2, с. 91—97.
14. Шустова Л. Е., Дедеев В. А., Кратц К. О. Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л.: Наука, 1973. 67 с.
15. Hall D. H. Long-wavelength aeromagnetic anomalies and deep crustal magnetization in Manitoba and North-western Ontario, Canad.— *J. Geophys.*, 1974, v. 40, p. 403—430.

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

Поступила в редакцию
9.III.1983

Редакционная коллегия:

Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ
Ответственный секретарь М. С. МАРКОВ
В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, А. А. МОССАКОВСКИЙ,
А. В. ПЕЙВЕ, В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС

Адрес редакции

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

Зав. редакцией Б. Д. Гриль

Технический редактор Е. А. Проценко

Сдано в набор 07.03.84 Подписано к печати 23.04.84 Т-09132 Формат бумаги 70×108¹/₁₆
Высокая печать Усл. печ. л. 11,2+1 вкл. Усл. кр.-отт. 19,6 тыс. Уч.-изд. листов 13,1 Бум. л. 4,0
Тираж 1710 экз. Зак. 4904

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

В-485

ВОЛГИНА 13-72

ХЕРАСКОВОЙ Г Н

70228

Цена 1 р. 40 к.

Индекс 70228

3

Геотектоника, 1984, № 3



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»