

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

6

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1985

СОДЕРЖАНИЕ

Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б., Соловьев В. В., Хахалев Е. М. Тектоника Черноморской впадины	3
Белов А. А., Гатинский Ю. Г., Моссаковский А. А. Индосиниды Евразии	21
Крытов Б. М., Прокофьев С. С., Макстенок И. О., Мамедов В. И., Ханн В. Е. Этапы тектонического развития и металлогенические особенности запада Лео- но-Либерийского щита (Западная Гвинея и Гвинея-Бисау)	43
Курчавов А. М. Зональность девонского орогенного вулканизма Казахстана и Средней Азии	62
Мазарович А. О., Рихтер А. В. Палеотектоника и палеогеография юга Дальнего Востока в триасе	74
Прозоровский В. А. Роль киммерийских движений в формировании структур тер- ритории запада Средней Азии	86
Копп М. Л., Щерба И. Г. История позднеальпийского развития Восточного Кав- каза	94
Шумлянский В. А. О границе между Днепровско-Донецкой впадиной и Донецким складчатым сооружением	109

Краткие сообщения

Лавров Г. Д., Отмас А. А. О связи локальных поднятий с региональными укло- нами	115
Петр Николаевич Кропоткин (К 75-летию со дня рождения)	118
Николай Александрович Штрейс (К 75-летию со дня рождения)	120

Хроника

Методологические основы экспериментальной тектоники (Научная сессия Секции «Экспериментальная тектоника и структурная геология» Междуведомствен- ного тектонического комитета)	122
Годовой указатель журнала «Геотектоника» за 1985 г.	125

CONTENTS

Tugolesov D. A., Gorshkov A. S., Meisner L. B., Soloviev V. V., Khakhalev E. M. Tectonics of the Black Sea basin	3
Belov A. A., Gatinsky Yu. G., Mossakovsky A. A. Indosinides of Eurasia	21
Kryatov B. M., Prokofyev S. S., Makstenek I. O., Mamedov V. I., Khain V. E. Sta- ges of tectonic development and metallogenic peculiarities of the Leono-Liberian shield western part (West Guinea and Guinea-Bissau)	43
Kurchavov A. M. Zonation of Devonian orogenic volcanism in Kazakhstan and Central Asia	62
Mazarovich A. O., Rikhter A. V. Paleotectonics and paleogeography of the Far East south in the Triassic	74
Prozorovsky V. A. The role of Kimmerian movements in the formation of structu- res of the Central Asia western part	86
Kopp M. L., Shcherba I. G. History of the East Caucasus late Alpine development	94
Shumlyansky V. A. About the boundary between the Dnepr-Donets basin and the Donets fold belt	109

Brief communications

Lavrov G. D., Otmas A. A. On the relationship of local uplifts with regional slopes	115
Pyotr Nikolayevich Kropotkin (To the 75-th Birthday Anniversary)	118
Nikolai Alexandrovich Shtreis (To the 75-th Birthday Anniversary)	120

Chronicle

Methodological foundation of the experimental tectonics (Scientific session of the Section «Experimental tectonics and structural geology» of the Joint Tectonic Committee)	122
«Geotectonics» annual index for 1985	125

УДК 551.242.21 (262.5)

ТУГОЛЕСОВ Д. А., ГОРШКОВ А. С., МЕЙСНЕР Л. Б.,
СОЛОВЬЕВ В. В., ХАХАЛЕВ Е. М.ТЕКТОНИКА ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ¹

Строение Черноморской впадины в последнее время подробно изучено сейсморазведкой МОГТ до глубин 15—16 км. Впервые закартирована поверхность мезозойских пород, обрисовывающая очертания всех крупных структурных форм, образующих эту сложную впадину. В разрезе кайнозойского ее выполнения установлены мощные толщи палеоцена — эоцена и майкопской серии. Структурные карты опорных стратиграфических поверхностей, дополненные картами мощностей, дают отчетливое объемное представление о строении впадины. Из характера распределения мощностей, особенностей залегания толщ, выполнения и строения склонов впадин с очевидностью следует вывод о длительности и непрерывности формирования крупных структур, одновременного осадконакопленню, а также о существовании здесь относительно глубоководных бассейнов в течение всей кайнозойской эры.

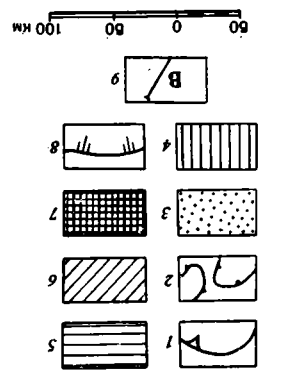
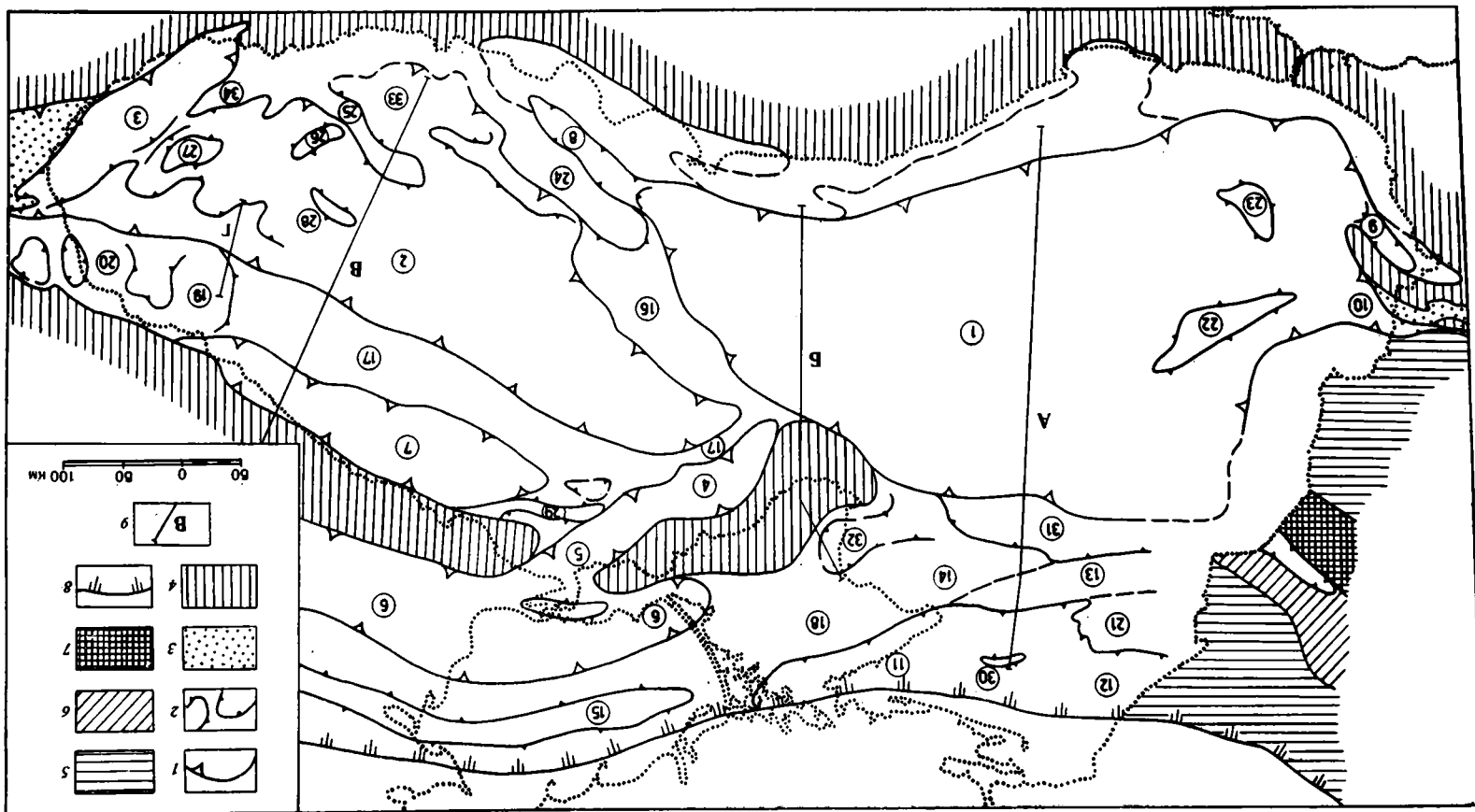
Тектоника Черноморской глубоководной впадины в течение нескольких десятков лет рассматривалась во многих работах [1—4, 7, 9, 12—15, 21, 22, 24 и др.]. При этом, поскольку прямых данных о ее геологическом строении почти не имелось, были высказаны, кажется, все сколько-нибудь правдоподобные предположения о структуре впадины и времени ее формирования. Подробный критический разбор этих представлений, несомненно, сам по себе весьма интересен и поучителен. Однако это самостоятельная тема. Ограниченные размеры данной статьи целесообразнее использовать для возможно более полного изложения нового фактического материала и вытекающих из него конкретных обобщений.

В последние годы в глубоководной части Черного моря получены существенно новые, выдающиеся по геологической информативности материалы морской сейсморазведки МОГТ. Их поступление непрерывно опережало публикации, которые устаревали еще не выйдя из печати. Чтобы убедиться в этом, достаточно сравнить между собой даже наши сообщения [5, 8, 10, 11, 16—20], не говоря уже о статьях других авторов, не имевших возможности так подробно изучать и обрабатывать временные разрезы МОГТ, как это пришлось делать нам.

Временные разрезы по своей наглядности приближаются к геологическим обнажениям. Более того, изучение их позволило установить такие подробности строения впадины, которые не удалось бы получить при геологической съемке даже идеально обнаженного региона. Ведь в сейсмопрофилях мы видим непрерывную запись разреза протяженностью в сотни километров и глубиной до 12—15 км. Сеть таких разрезов дает возможность объемного рассмотрения структуры впадины на глубину более 10 км, чего нельзя достичь при самой совершенной геологической съемке.

Конечно, столь большая глубинность и непрерывность сейсмической записи достигается лишь в условиях относительно спокойного залегания осадочных толщ. При крутых углах падения сейсморазведка МОГТ не может фиксировать реальное залегание пластов. Кроме того, на временных разрезах отчетливо воспроизводятся только геометрические формы геологических тел, а сведения о литологическом их составе, за-

¹ Доклад, прочитанный на 27-й сессии МГК в Москве 10 августа 1984 г. Более подробно результаты исследования изложены в монографии «Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины». М.: Недра, 1985. 215 с. ил. (Мингео ССР, ПО «Южморгеология», НИПИОкеан геофизика).



шифрованные в сейсмической записи, можно получить лишь с помощью дополнительных данных. Тем не менее геологическая информативность сейсморазведки МОВ и МОГТ огромна, а для глубоководных бассейнов она является по существу единственным надежным инструментом геолога.

Осадочное выполнение Черноморской впадины при большой мощности построено относительно просто, и это обстоятельство способствовало высокой результативности исследований МОГТ. На временных разрезах видны многие подробности строения крупных впадин и их склонов, характер залегания кайнозойских отложений, выполняющих впадины, постепенное уменьшение их мощностей от середины к склонам, перегибы и выклинивание всех толщ и горизонтов кайнозоя на склонах впадин, особенности строения валов и прогибов. Шаг за шагом, от профиля к профилю прослежены все эти структурные формы. Повторяясь в многочисленных разрезах, они дают невиданное ранее объемное представление о тектонике Черноморской впадины.

Впервые на всей ее площади установлена отражающая поверхность, погружающаяся до абсолютных глубин 15—16 км и соответствующая кровле мезозойских отложений. Эта поверхность образует ложе кайнозойской тектонической впадины и по ней откартированы все основные структурные формы, из которых состоит впадина (рис. 1, 2). В кайнозойской осадочной толще прослежено несколько отражающих горизонтов, три из них соответствуют кровле эоцена, майкопа и подошве антропогена. Подобная их характеристика и обоснования стратиграфической привязки даны в предыдущей нашей работе [18].

Как видно из рис. 1 и 2, в структуре кровли мезозоя отчетливо выделяются две крупные впадины второго порядка — Западно- и Восточно-Черноморская, разделенные валом Андрусова, и прогибы Сорокина и Туапсинской, отделенные от Восточно-Черноморской впадины валом Шатского. Склоны крупных впадин отличаются относительной крутизной. Особенно круты северные склоны прогибов Сорокина и Туапсинского, где углы наклона достигают 30° и более. В них, а также в прикрымском участке северного склона Западно-Черноморской впадины сейсморазведочные профили МОГТ не могут зафиксировать положение отражающего горизонта III (Н), связанного с поверхностью мезозоя. Здесь можно ожидать присутствия разрывных нарушений, осложняющих крутые склоны. Наличие крупного разлома установлено на северо-восточном крыле Стара-Планинского антиклинария. На всем остальном протяжении склонов впадин многочисленные сейсмопрофили прослеживают непрерывную наклонную поверхность от бровки до подошвы склона. Наклоны ее оказываются в пределах 10—20°, доступных для записи МОГТ. Таким образом, документально установлено, что борта впадин почти по всему их периметру представляют собой флексурные перегибы, а не разломы.

Рис. 1. Основные структурные элементы Черноморской впадины

1 — контуры крупных палеогеновых впадин и прогибов; 2 — контуры валов, сводов, поднятий и второстепенных впадин; 3 — палеоцен-эоценовые прогибы Аджаро-Триалетии и Балкан; 4 — мезозойские и домезозойские толщи альпийских складчатых сооружений; 5 — палеозойско-мезозойский осадочный чехол Мизийской плиты и Преддобруджинского прогиба; 6 — складчатый палеозой и триас Северной Добруджи; 7 — рифейский горст Центральной Добруджи; 8 — южный край древней Восточно-Европейской платформы; 9 — линии сейсмогеологических разрезов (см. рис. 7 и 8).

Цифры на карте: крупные впадины: 1 — Западно-Черноморская; 2 — Восточно-Черноморская; прогибы: 3 — Гурийский, 4 — Сорокина, 5 — Керченско-Таманский, 6 — Индоло-Кубанский, 7 — Туапсинский, 8 — Синопский, 9 — Бургасский, 10 — Нижнекамчийский, 11 — Каркинитский, 12 — Крыловский; валы: 13 — Губкина, 14 — Каламитский, 15 — Азовский, 16 — Андрусова, 17 — Шатского; своды: 18 — Крымский, 19 — Гудаутский, 20 — Очамчирский; поднятия: 21 — Килийское; 22 — Полшкова, 23 — Дружба, 24 — Архангельского, 25 — Муратова, 26 — Чихачева, 27 — Джанелидзе, 28 — Страхова, 29 — Барьерное, 30 — Голшцына; 31 — Краевая ступень; 32 — Альминская впадина; 33 — Гиресунская впадина; 34 — Трабзонский выступ

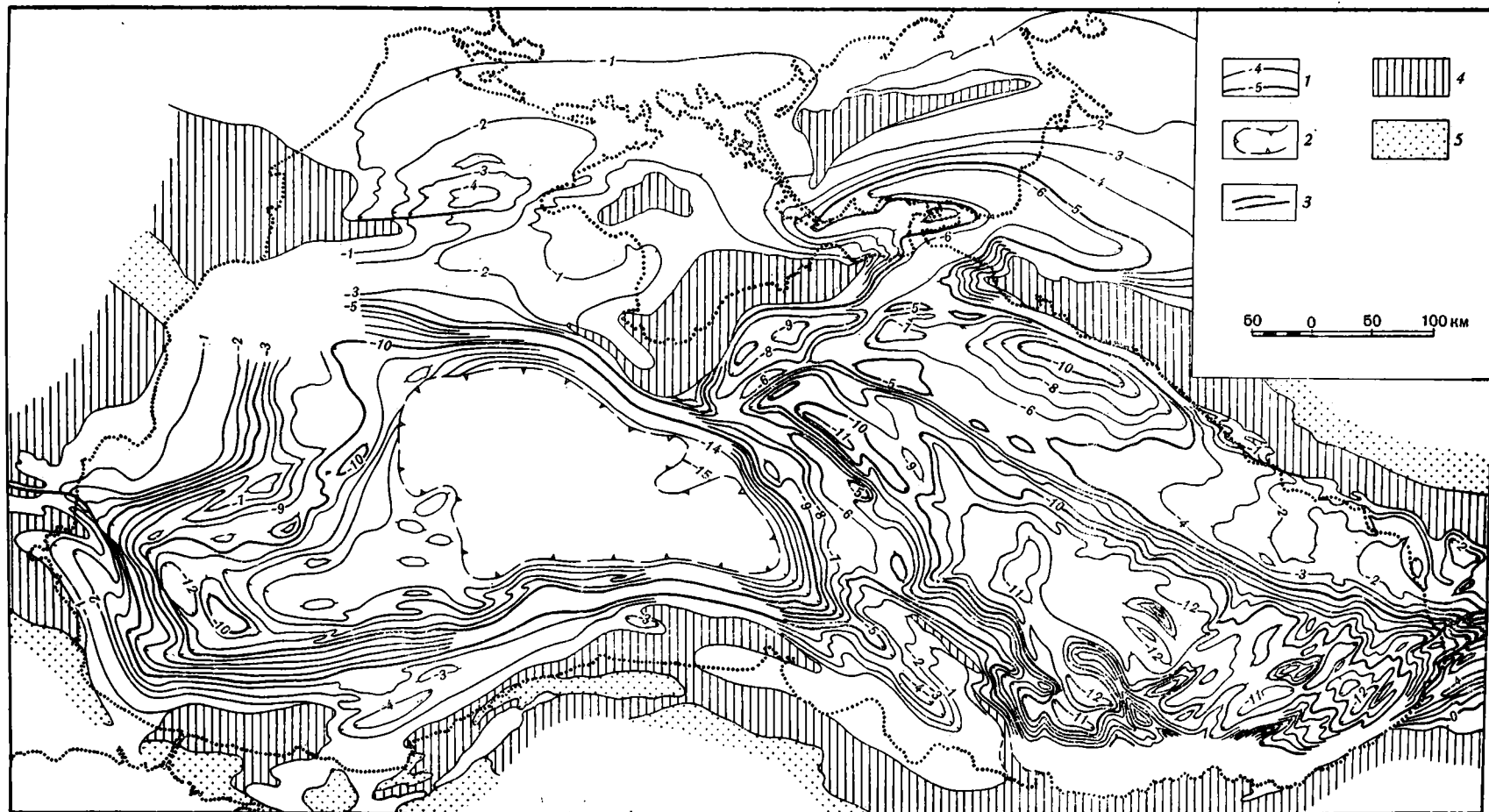


Рис. 2. Структурная карта Черного моря по поверхности мезозоя (отражающий горизонт III, H)
 1 — изогипсы поверхности мезозоя, км; 2 — наиболее прогнутая часть Западно-Черноморской впадины, в которой отражения от поверхности мезозойских образований не получены; 3 — линии некоторых разломов; 4 — породы мезозоя, выходящие на поверхность или перекрытые маломощным чехлом; 5 — выходы домезозойских пород

В днищах впадин поверхность мезозоя неровная, обнаружен ряд поднятий, еще недостаточно точно закартированных отработанной сеткой профилей. Наиболее крупными среди них являются в Западно-Черноморской впадине поднятие Полшкова, длина которого достигает 150 км при амплитуде по кровле мезозоя до 2—3 км, и поднятие Дружба амплитудой до 4 км, в Восточно-Черноморской впадине — валообразное поднятие Муратова, состоящее из двух или трех брахиантиклиналей амплитудой более 4 км, почти столь же высокое поднятие Чихачева, поднятия Страхова и Джанелидзе высотой до 3 км.

От Гурийского прогиба Восточно-Черноморская впадина отделяется Рионо-Трабзонской антиклинальной зоной, в которой наиболее крупными и высокоподнятыми являются Григолетское поднятие и Трабзонский структурный выступ, имеющий амплитуду по кровле мезозоя до 4—5 км. Гурийский прогиб, примерно одинаковой глубины с Восточно-Черноморской впадиной, отличается от нее большей сложностью структуры кровли мезозоя, образуя как бы постепенный переход от структур впадины к складкам Аджаро-Триалетской зоны.

Восточно- и Западно-Черноморская впадины разделены диагонально расположенным валом Андрусова. Его свод по кровле мезозоя в общем довольно плоский и полого наклонен на юго-запад, крылья крутые. Вал располагается кулисно по отношению к значительно более высокому поднятию Архангельского. Сочленяются они крутым перегибом амплитудой 3—4 км. Поднятие Архангельского по кровле мезозоя также имеет плоский свод и крутые крылья.

Ступенеобразный вал Шатского отличается характерным поперечным сечением. Южное крыло его крутое, с резко выраженной бровкой. К северу же широкий плоский свод незаметно переходит в пологое северное крыло, плавно погружающееся в сторону прогибов Туапсинского и Сорокина. В восточном направлении вал Шатского продолжается сводовыми поднятиями — Гудаутским и Очамчирским, менее погруженными по сравнению с валом.

Отражающий горизонт III, соответствующий кровле мела, отчетливо записывается на шельфах и на валу Шатского. На крыльях глубоких впадин он приобретает особенности записи, указывающие на денудационный характер (размыв) отражающей поверхности и поэтому здесь ему нередко присваивается другой индекс — Н (от слова «несогласие»). В днищах впадин горизонт, соответствующий кровле мезозоя, записывается бледно, лишь на некоторых поднятиях приобретает очень четкий вид. В Восточно-Черноморской впадине он прослеживается по всему дну во всех разрезах, в Западно-Черноморской и наиболее прогнутой ее части уходит за пределы записи.

Одним из наиболее интересных открытий, которые принесла систематическая съемка МОГТ, явилось установление мощной толщи палеоцен-эоценовых отложений в глубинах Черноморской впадины.

Многочисленными сейсмопрофилями на временах 6—9 с и более были обнаружены среди кратных волн два-три хорошо выраженных акустически сильно отражающих горизонта, получивших индексы II^a , II^b , II^c . Два верхних записываются повсеместно, третий устанавливается не всегда. Они прослежены от профиля к профилю по всей площади Западно- и Восточно-Черноморских впадин. Это очень характерные отражения, опознающиеся безошибочно даже на отдельных профилях. Самый верхний из этих горизонтов (II^a) в Нижнекамчийском прогибе на западе и в Гурийском прогибе на востоке моря увязан с разрезами береговых скважин и соответствует кровле эоцена [18]. По нему построена вторая структурная карта (рис. 3). Строение кровли эоцена значительно проще кровли мезозоя. Но она также сильно погружается в обеих крупных впадинах от бортов к середине, причем особенно заметно в Западно-Черноморской впадине, где погружение это достигает 10 км (от скважины Игнеада на турецком шельфе до наиболее прогнутой части впадины).

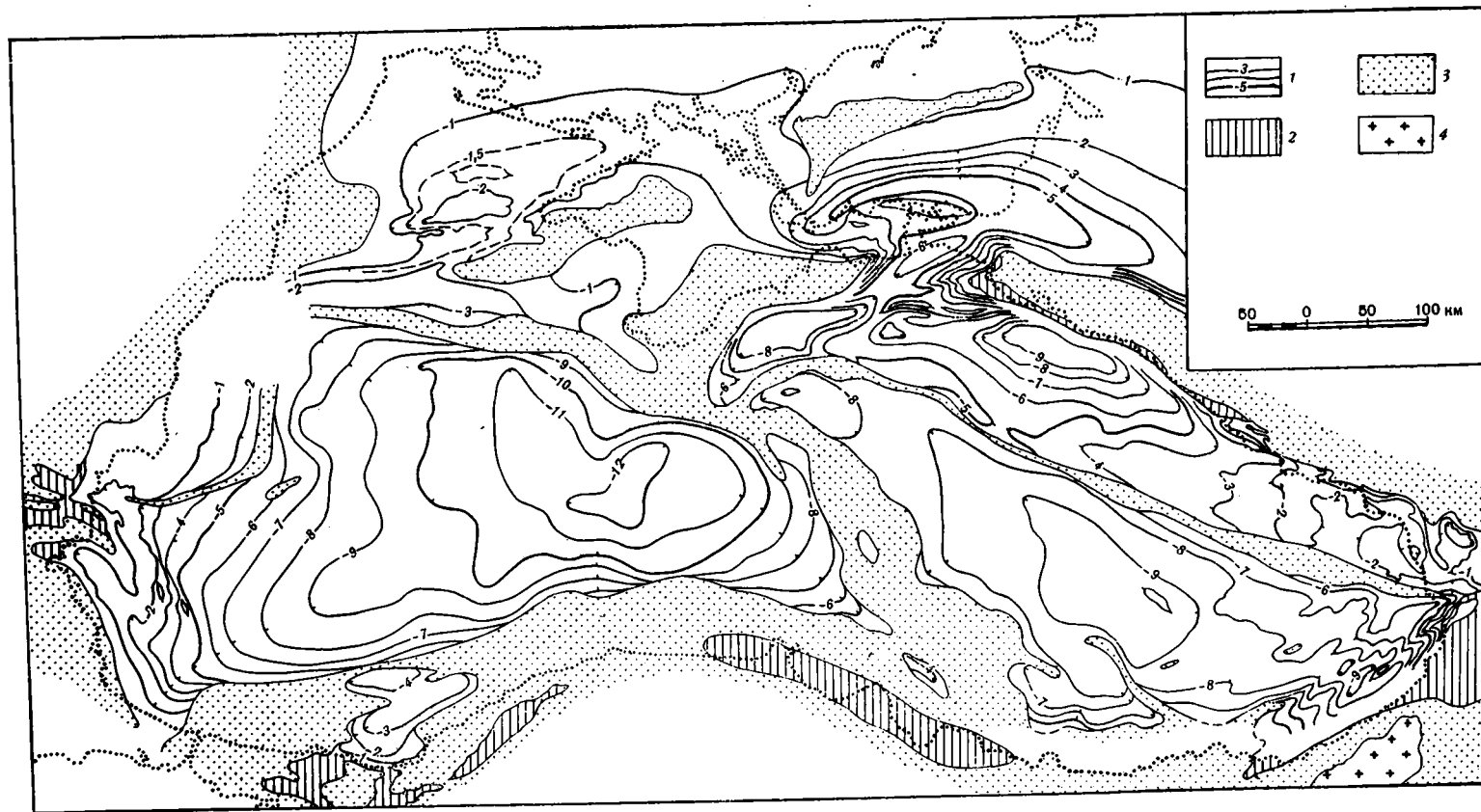


Рис. 3. Структурная карта Черного моря по кровле эоцена (отражающий горизонт II^a)
 1 — изогипсы кровли эоцена, км; 2 — отложения палеоэоцена — эоцена, выходящие на поверхность или перекрытые маломощным чехлом; 3 — области отсутствия палеоэоцен-эоценовых отложений; 4 — граниты эоценового возраста

Мощность отложений палеоцена — эоцена в обеих впадинах очень велика. В Западно-Черноморской она превышает 5 км, а в Восточно-Черноморской около 3 км, увеличиваясь в Гурийском прогибе до 5—6 км (рис. 4). Северо-западный и болгарский шельфы, вал Шатского и Гудаутско-Очамчирский район, а также прогибы Сорокина и Туапсинский резко отличаются от крупных впадин малой мощностью палеоцена — эоцена, составляющей здесь несколько сот метров, редко превышая километр. Лишь вдоль кавказского побережья узкой полоской протянулся флишевый прогиб, в котором мощность палеоцена — эоцена несколько превышает 2 км. Вследствие малой мощности палеоцен-эоценовых отложений структурные карты по кровле мела и по кровле эоцена (см. рис. 2 и 3) для этих площадей очень близки по очертаниям.

Мощная толща палеоцен-эоценовых отложений, выполняющая две крупные впадины, в направлении к их бортам постепенно сокращается, слои подворачиваются кверху, прислоняются и выклиниваются. То же происходит и на крыльях вала Андрусова, и на крыльях поднятий меньшего порядка, установленных в дне впадин по кровле мезозоя. В результате эти поднятия в строении кровли эоцена уже почти не проявляются. На своде вала Андрусова отложений палеоцена — эоцена вообще нет. Тем не менее, несмотря на отсутствие прямой связи группы отражающих горизонтов II между впадинами, их полное соответствие не вызывает сомнений — настолько характерна сама их сейсмическая запись и одинаково место их в разрезе впадин, соотношение с нижележащими и вышележащими горизонтами.

Следует добавить, что на южном крыле вала Шатского, представляющем одновременно северный борт Восточно-Черноморской впадины, зона отсутствия отложений палеоцена — эоцена, иными словами, полоса исчезновения отражающего горизонта II^a очень узка и на многих участках измеряется всего несколькими километрами. Горизонт II^a с севера доходит до самой бровки склона, иногда даже несколько спускаясь вниз по склону, а с юга, из глубины впадины такой же горизонт поднимается по склону вверх, и если не идентичность, то большая стратиграфическая близость этих поверхностей очевидна.

К зонам выклинивания палеоцен-эоцен отложений на склонах впадин приурочены большие перепады в гипсометрическом положении кровли эоцена. Так, на южном крыле вала Шатского амплитуда этого перепада составляет 3—4 км, на перегибе от северо-западного шельфа 7—8 км, на краю североболгарского шельфа 2—4 км. Очевидно, что такое залегание кровли эоцена вызвано неравномерным послеоценовым прогибанием впадин.

Литологический состав палеоцен-эоценовых отложений болгарского и северо-западного шельфа, вала Шатского, Гудаутско-Очамчирского района и южных пологих крыльев прогибов Сорокина и Туапсинского в основном карбонатный, что достаточно уверенно определяется по увязке с разрезами береговых и шельфовых скважин. О литологии палеоцена — эоцена во впадинах можно только догадываться. Это мощная слоистая почти горизонтально залегающая осадочная толща. Повсеместно прослеженные в ней акустически сильные отражающие горизонты могут быть истолкованы как карбонатные пачки среди терригенных пород. В Гурийском прогибе этот тип сейсмического разреза к востоку постепенно сменяется записью, характерной для вулканогенно-флишевых толщ Аджаро-Триалетской зоны, которые вскрыты береговыми скважинами и прослежены сейсмопрофилями в море. Таким образом, мы видим постепенный переход от палеоцен-эоценовых черноморских впадин к одновозрастному вулканогенно-флишевому прогибу Аджаро-Триалетии.

Сходные соотношения наблюдаются и в западной части Черного моря. Флишевые и терригенно-карбонатные толщи палеоцена — эоцена Стара-Планины и Нижнекамчийского прогиба продолжают в море, увеличиваясь в мощности до 6 км и приобретая при этом характерный для черноморских впадин сейсмический разрез.

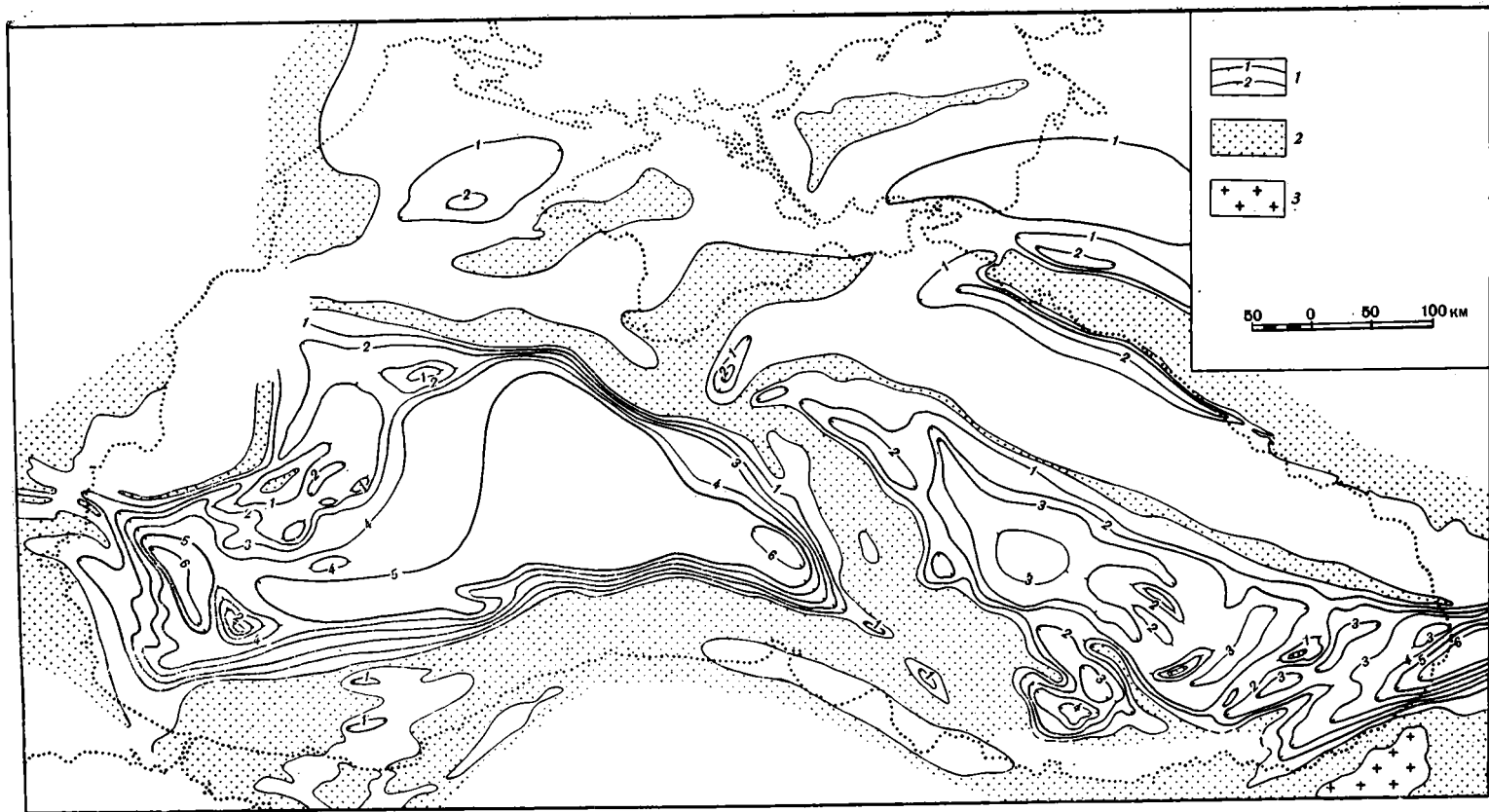


Рис. 4. Карта мощности отложений палеоцена — эоцена
 1 — изопакиты палеоцена — эоцена, км; 2 — области отсутствия отложений палеоцена — эоцена; 3 — эоценовые граниты

Параллельно Восточно-Черноморской впадине вдоль северного бор-та Туапсинского прогиба прослежен уже упомянутый узкий флишевый палеоцен-эоценовый прогиб. Судя по литературе [9, 25], сходные флишевые и вулканогенно-флишевые прогибы формировались в это же время в пределах Понтийских гор вдоль Черноморского побережья Турции. От крупных черноморских впадин они, как и Западно-Кавказский флишевый прогиб, отделены, по-видимому, областью маломощных палеоцен-эоценовых отложений. Эти прогибы, традиционно считающиеся геосинклинальными, в 1,5—2 раза меньше впадин по мощности отложений и на порядок меньше по площади. Это обстоятельство необходимо иметь в виду при оценке места черноморских впадин в общей структуре Альпийского пояса.

Палеоцен-эоценовые образования сменяются в разрезе Черноморской впадины столь же мощной толщей майкопской серии. Отложения ее, выполняющие обе крупные впадины, в направлении к их склонам тоже сокращаются в мощности, подворачиваются кверху, выклиниваются и прислоняются к более древним породам, слагающим склоны впадин. Кровля майкопа (рис. 5) повсеместно полого наклонена от склонов впадины к ее середине. Крутизна и размах этого наклона раза в два меньше, чем у поверхности эоцена, но основные особенности их залегания одинаковы: к склонам впадин приурочены зоны отсутствия майкопских отложений, а площади валов и шельфов, лежащие выше склонов впадин, отличаются малой мощностью майкопа, тогда как во впадинах она очень велика и достигает 4—5 км (рис. 6).

Наиболее значительным структурным новообразованием майкопского времени являются прогибы Сорокина, Керченско-Таманский, Туапсинский, Индоло-Кубанский. Они сформировались как прогибы именно в майкопе, а в эоцене еще не были выражены. Это хорошо видно при сравнении карт мощностей палеоцена — эоцена и майкопа (см. рис. 4 и 6). В результате этого опускания отчетливые очертания приобрел и вал Шатского, в эоцене бывший по сути дела еще не валом, а ступенью.

Глубины всех майкопских впадин и прогибов почти одинаковы, структурные соотношения их с окружающими поднятиями также сходны. Поэтому можно предполагать и сходную обстановку осадконакопления во всех этих бассейнах. В Индоло-Кубанском прогибе морской сейсморазведкой установлена мощная косонаслоенная толща [20, 23], очевидно дельтовые образования, указывающие на существование здесь в майкопское время глубоководного бассейна. Можно думать, что близкой глубины бассейны были и в остальных майкопских впадинах и прогибах Черноморского региона.

Литология отложений майкопской серии во всех наземных разрезах и в скважинах на шельфе очень однообразна — это преимущественно бескарбонатные глины, местами песчано-глинистые толщи. Можно ожидать, что и во впадинах глубоководной котловины Черного моря майкопские отложения такие же. В пользу такого вывода говорит и характерная сейсмическая запись толщи на всех сейсмопрофилях, пересекающих море, и наличие бескорневых диапироподобных складок, широко развитых в майкопских отложениях Черноморской впадины.

Складки приурочены к областям мощного накопления майкопа: к прогибам Сорокина, Керченско-Таманскому, Туапсинскому и наиболее прогнутой в майкопское время части Западно-Черноморской впадины. При этом везде толща палеоцена — эоцена не подвергалась складчатым деформациям, или они очень слабо выражены. Складки возникли в толще майкопа, отчетливо выражены в его кровле и проявляются в вышележащих толщах. Иного характера складки установлены в Гурийском прогибе. Здесь достаточно резкие антиклиналы закартированы и по кровле эоцена. Несмотря на сравнительно малую мощность майкопа в этом прогибе (1—2 км), толща его также смята конформно со складками эоцена. Но на некоторых антиклиналях в сводах возникли раздувы майкопских глин, вызвавшие диапироподобные деформации.

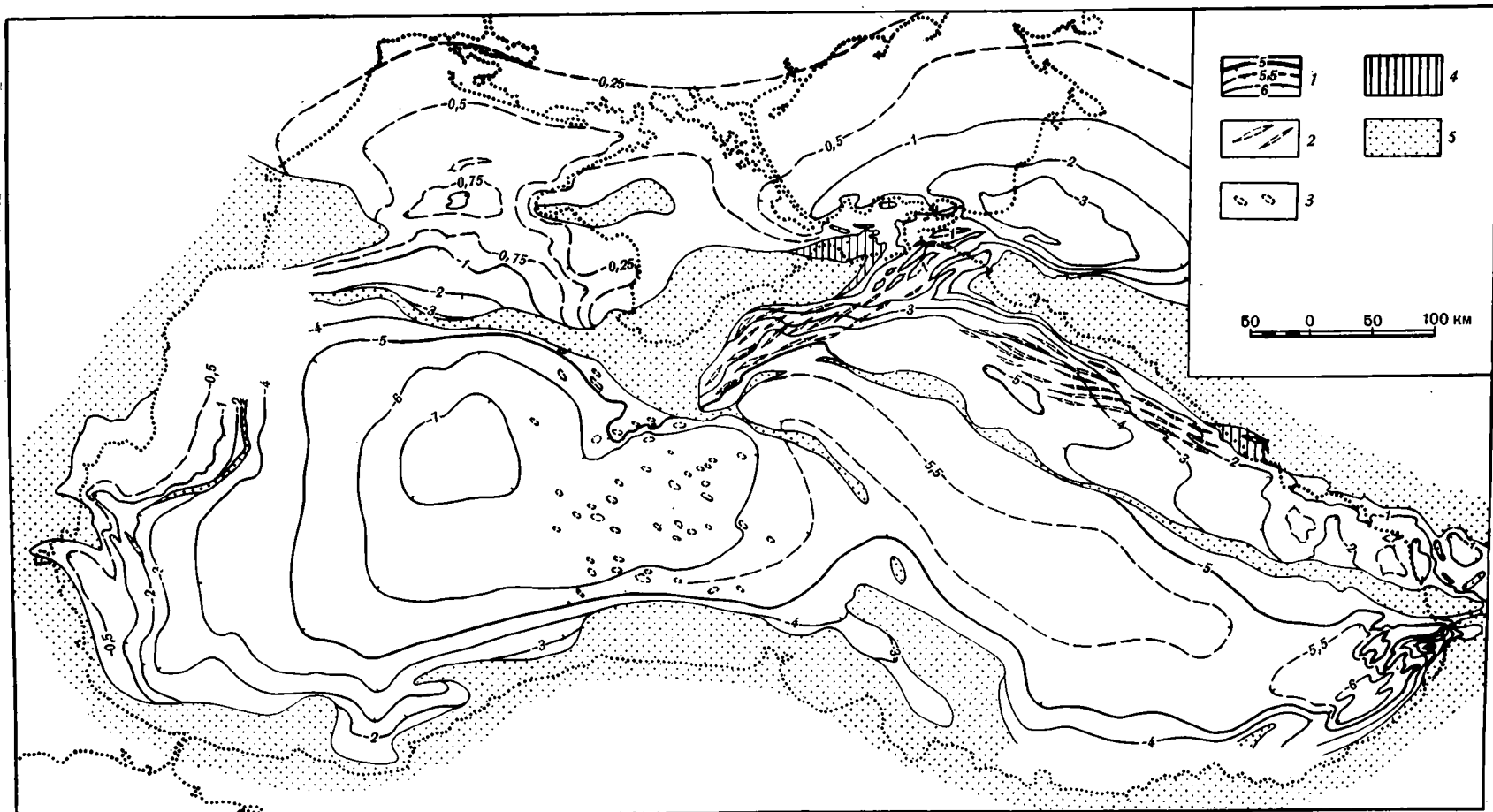


Рис. 5. Структурная карта Черного моря по кровле майкопа (отражающий горизонт I^a)

1 — изогипсы кровли майкопа, км; 2 — линейные антиклинальные складки, часто диапироподобные, в данном масштабе не поддающиеся изображению в изо-
 линиях; 3 — локальные нарушения в толще майкопа, не вызывающие заметных антиклинальных изгибов ее кровли; 4 — выходы майкопских отложений на
 поверхность; 5 — области отсутствия майкопских отложений

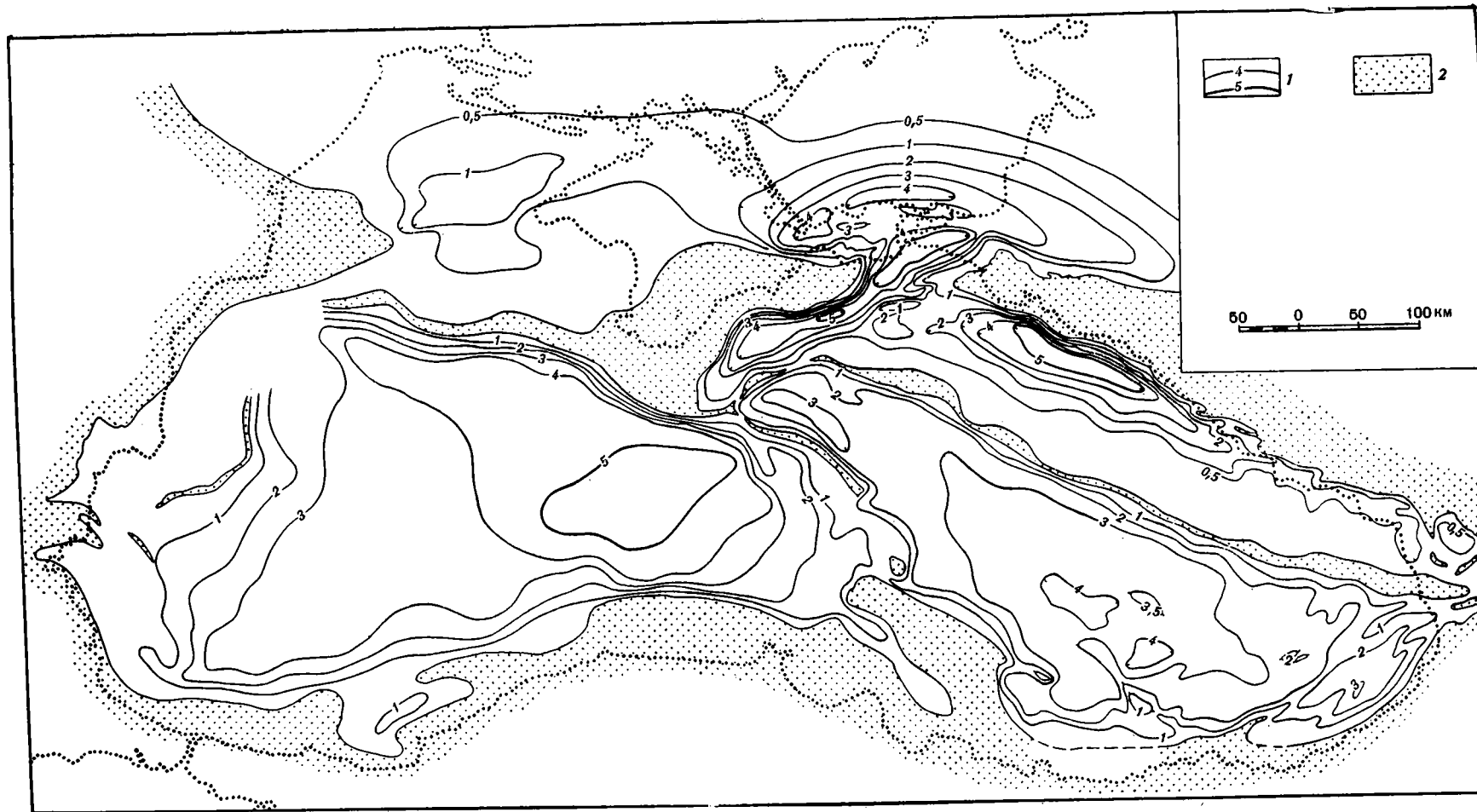


Рис. 6. Карта мощности отложений майкопской серии
 1 — изопакеты майкопской серии, км; 2 — области отсутствия отложений майкопской серии

Вся неоген-антропогенная толща глубоководной Черноморской впадины записывается на временных разрезах в основном весьма однообразно — это почти горизонтально лежащие слоистые осадки, постепенно выклинивающиеся по направлению к бортам впадины. В этой толще нет резко отличающихся отражающих горизонтов, и принятые за опорные лишь немного выделяются среди общей записи. Тем не менее при внимательном изучении временных разрезов они все-таки распознаются и поэтому достаточно хорошо прослежены по всей площади впадины.

Структурная карта по кровле майкопа (см. рис. 5) отражает в общем характер и интенсивность погружения Черноморской впадины суммарно за все послемайкопское время. В поверхности майкопа уже намечается единая Черноморская впадина, которая к антропогену объединила в себе кроме двух основных впадин также валы Андрусова и Шатского, прогибы Туапсинский и Сорокина. Все эти крупные структуры еще «просвечивают» в кровле майкопа: вал Шатского отчетливо вырисовывается флексурой своего южного крыла, вал Андрусова — пологим антиклинальным изгибом и зоной отсутствия майкопских отложений вдоль свода, прогибы Туапсинский и Сорокина выделяются по широко развитым в них складкам майкопских пород; хорошо видны также склоны Западно-Черноморской впадины по перегибу кровли майкопа и зонам выклинивания майкопских отложений. Эти характерные, унаследованные от палеогена тектонические формы Черноморской впадины, постепенно видоизменяясь, продолжают проявляться в накоплении осадков и в течение всего неогена.

Так, к северному борту Восточно-Черноморской впадины, или, что же самое, к южному крылу вала Шатского и продолжающему его южному склону Гудаутского и Очамчирского сводов приурочено значительное изменение мощностей неогена, особенно миоцена. Здесь толща миоцена при переходе от впадины к своду вала изгибается и сокращается в мощности в несколько раз. При этом происходит выклинивание многих слоев миоцена, и поверхность размыва, характерная для палеогеновых впадин, прослеживается и внутри толщи миоцена как прямое продолжение поверхности Н (см. рис. 8). Эти изменения мощности и амплитуды перегиба миоценовых отложений нарастают вдоль по простиранию крыла с запада на восток. Те же явления в ослабленном виде наблюдаются здесь и в слоях плиоцена.

Другие участки склонов крупных впадин также проявляются как зоны перегиба и значительного изменения мощности отложений. Но в миоцене изменяется характер соотношения мощностей во впадинах. Мощность его в 1,5—2 раза меньше в Западно-Черноморской впадине, чем в Восточно-Черноморской (в майкопе картина была обратная). Увеличение мощности миоценовых отложений происходит на коротком расстоянии, будучи приурочено к валу Андрусова. Гурийский прогиб в миоцене и плиоцене прогибается наиболее интенсивно: мощность миоцена достигает в нем 3, плиоцена — 1—1,5 км.

Прогибы Сорокина и Туапсинский, очень интенсивно прогибавшиеся в майкопе, в неогене накопили лишь немногим большую мощность отложений, чем вал Шатского. На месте Керченско-Таманского прогиба сформировалась структурная перемычка между Черноморской впадиной и значительно опустившимся в неогене Индоло-Кубанским прогибом; в пределах этой перемычки мощность миоцена и плиоцена сравнительно невелика.

В антропогене Черноморская впадина приобрела уже все черты единой структуры. В строении плоской, практически горизонтально лежащей четвертичной толщи о вошедших в состав впадины прогибах напминают только антиклинальные складки, продолжающие свое развитие до сегодняшнего дня.

Более подробное описание строения четвертичных и плиоценовых отложений Черноморской впадины требует отдельной работы. Здесь отметим только несколько иное соотношение между опорными отражающими горизонтами и разрезом скв. 380 А «Гломара Челленджера» по

сравнению с изложенным в нашей предыдущей статье [18, с. 75]. Пройденные в этом районе дополнительные сейсмопрофили МОГТ показали, что отражающий горизонт В (принятый за подошву антропогена) приблизительно увязывается с пластом брекчий, вскрытых скважиной в интервале 864—883 м. Отражающий горизонт I (условно сопоставляемый с подошвой плиоцена) лежит здесь всего метров на 100 ниже и столь же приблизительно соответствует в разрезе скважины кровле черных слоистых глин и алевролитов, вскрытых на глубине 969 м [6].

Для выяснения структуры и истории формирования кайнозойского осадочного выполнения Черноморской впадины большое значение имеют особенности строения ее склонов.

Из рассмотренных выше карт и особенно из геологических разрезов (рис. 7) с очевидностью следует, что в течение всей кайнозойской эры на всех этапах развития впадины продолжалось формирование одних и тех же крупных структурных элементов: глубоких интенсивно погружавшихся впадин, относительно малоопускавшихся ступеней и валов, представлявших собой шельфовые площади, и сочленяющих эти структуры перегибов — склонов впадин, в узкой локализованной полосе лишенных или почти лишенных отложений. Впадины развиваются унаследованно, и зоны отсутствия отложений в ходе времени несколько смещаются вверх по склону, по мере погружения впадины и заполнения ее осадками. Все это хорошо видно на более крупномасштабном разрезе (рис. 8). На нем отчетливо читается, что эти узкие зоны выклинивания слоев не могут быть объяснены как области резкого поднятия и наземного размыва. Утонение и исчезновение слоя отложений приурочено просто к флексурному перегибу между непрерывно и сильно погружавшейся впадиной, накапливавшей мощные толщи осадков, и относительно устойчивым шельфом, покрывавшимся одновозрастными, но маломощными отложениями. Иначе невозможно истолковать эту структуру, однообразно лишь с небольшими вариациями повторяющуюся на многих десятках временных разрезов.

В результате длительного постепенного перемещения узких зон размыва вверх по склону, также длительно формировавшемуся, эти зоны сливались в одну кажущуюся единой поверхность размыва и несогласия. Формальное толкование этой поверхности как единовременной повело ко многим недоразумениям, так как при таком понимании разрез субстрата этой поверхности и разрез покрывающих ее пород оказываются одновозрастными.

Хотелось бы подчеркнуть невозможность увидеть подобную структуру в естественных разрезах столь подробно и в таких же деталях. Только благодаря сейсморазведке МОГТ оказалось возможным ее исследовать.

Размывы флексурного перегиба, одновременные с морским осадконакоплением во впадине и на смежном поднятии, очевидно были подводными. И так как подобные явления характерны для континентальных склонов как океанических впадин, так и замкнутых морей, то с большой долей уверенности можно заключить, что и двум черноморским впадинам, предшественницам современной глубоководной впадины, на протяжении всей или почти всей кайнозойской эры соответствовали глубоководные бассейны. Прямые указания на глубоководный характер бассейна имеются для антропогена: это, во-первых, современная глубоководная впадина и, во-вторых, крупные авандельты с большим размахом макрокосой слоистости, отлагавшиеся в течение большей части, если не всего антропогена. Сходная авандельта установлена в среднемайкопских отложениях Индоло-Кубанского прогиба. По большому сходству всех майкопских впадин и прогибов и их очевидной связи друг с другом можно думать, что все они отличались глубоководными условиями. В эоцене широко распространены флишевые толщи, формирование которых достаточно обоснованно связывается с глубоководными бассейнами. Мы уже видели, что Аджаро-Триалетский флишевый про-

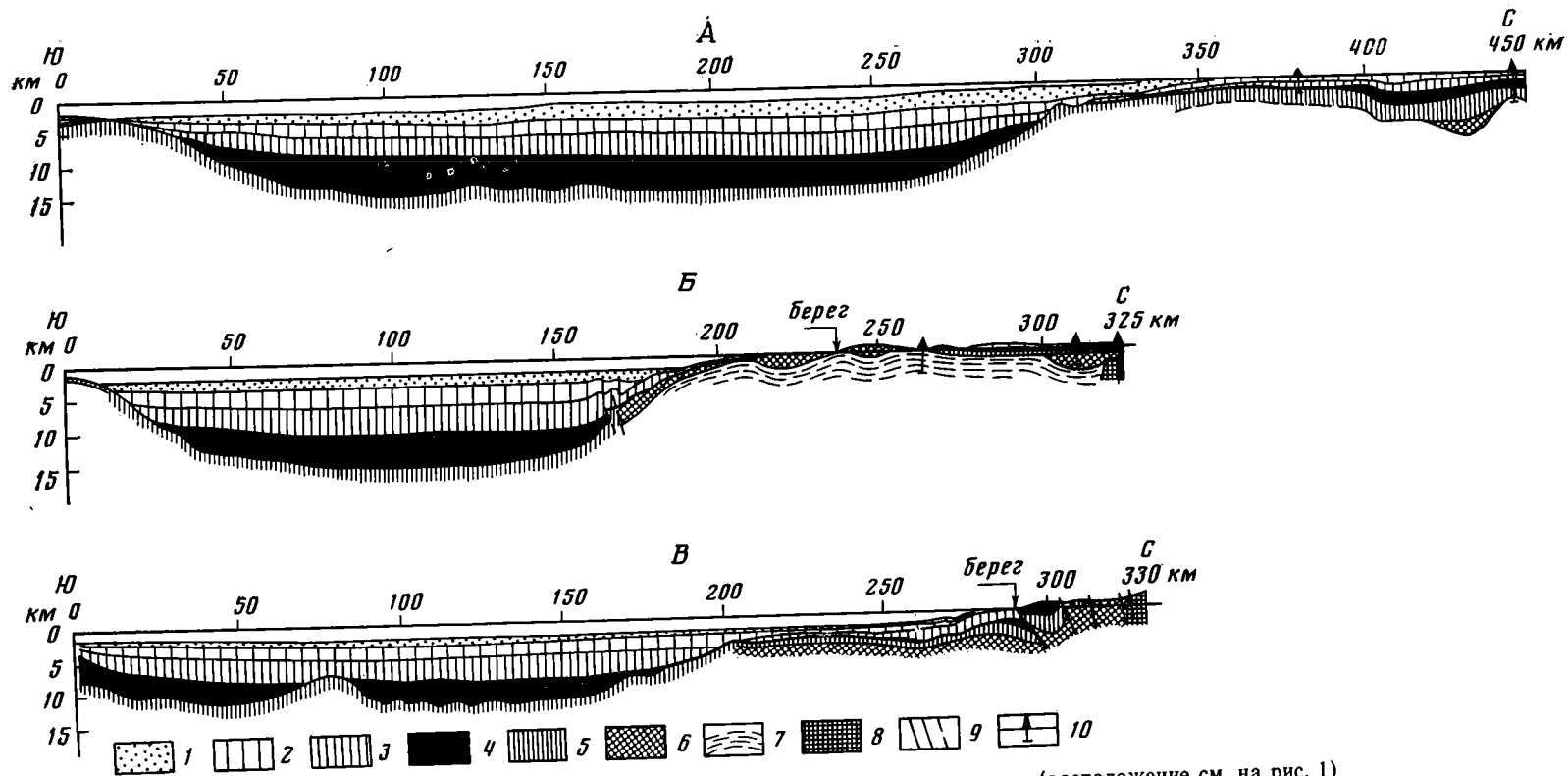


Рис. 7. Сейсмогеологические разрезы через Черноморскую впадину (расположение см. на рис. 1)
 Отложения: 1 — антропогена, 2 — неогена, 3 — майкопской серии, 4 — палеоцена — эоцена, 5 — мела, 6 — юры, 7 — триаса и нижней юры (таврическая серия),
 8 — палеозоя нерасчлененного; 9 — разломы; 10 — скважины

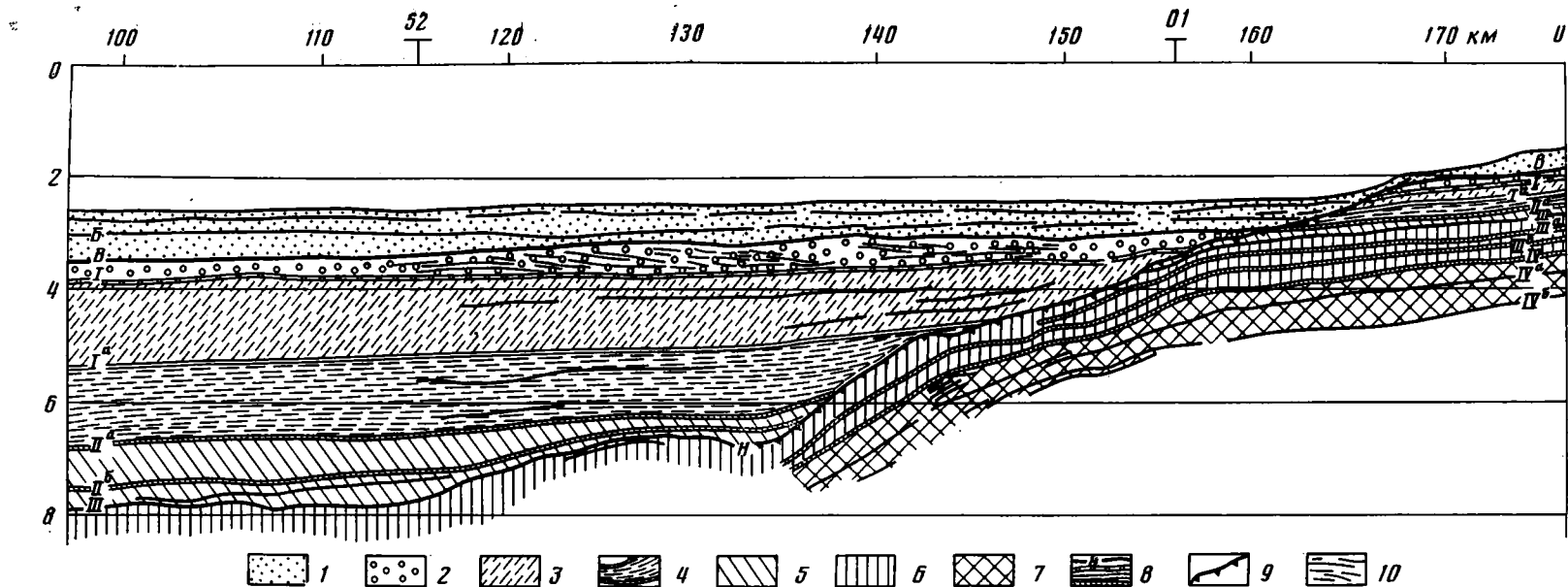


Рис. 8. Сейсмогеологический разрез северного склона Восточно-Черноморской впадины (расположение см. на рис. 1, линия Г). Вертикальный масштаб временной

Отложения: 1 — антропогена, 2 — плиоцена, 3 — миоцена, 4 — майкопской серии, 5 — палеоцена — эоцена, 6 — мела, 7 — юры, 8 — отражающие горизонты и их индексы; 9 — отражающий горизонт N, соответствующий поверхности размыва на склоне впадины; 10 — отдельные отражающие площадки (в отложениях плиоцена они обрисовывают косонаслоенную толщу, возможно, подводный конус выноса)

гиб прямо переходит в Восточно-Черноморскую впадину и что обе крупные впадины погружались сильнее смежных флишевых прогибов. Все эти одновременные прямые и косвенные признаки существования глубоководных бассейнов в Черноморском регионе в течение кайнозоя хорошо согласуются с характером склонов черноморских впадин.

Таким образом, за последние пять лет наши сведения о геологии Черноморской впадины изменились очень резко. От предположений и допущений мы перешли к конкретному знанию. Вместо структур предполагаемых или приблизительно намеченных по неизвестному фундаменту или условному горизонту мы откартировали по определенным стратиграфическим поверхностям реальные геологические формы. Отсюда с неизбежностью произошла замена многих названий. При этом мы стремились сохранить прежнее название, если обозначенная им структура соответствовала по существу своему откартированной наново форме.)

Устанавливая названия структур, мы придерживались нескольких простых общих правил: 1) избегать как неудобных двойных названий, за исключением очень давних и привычных, вроде «Керченско-Таманский прогиб»; 2) не употреблять определение «Черноморский», поскольку основная форма, определяющая весь регион,— Черноморская впадина; исключение сделано лишь для двух крупнейших составных ее частей — Западно- и Восточно-Черноморской впадин; 3) не давать одинаковых названий поднятиям и впадинам (Восточно-Черноморское, Восточно-Черноморская), так как это неудобно при постоянном пользовании; в соответствии с этим для ступени, лежащей к югу от Каламитского вала, мы приняли название «Краевая» вместо предложенного нами ранее «Южно-Каламитская» [17, 18].

Не вдаваясь в обсуждение всех новых наименований, приведем в качестве примера лишь вал Шатского. Единство формы этой крупной структуры выяснилось только после съёмочных работ МОГТ. Сейчас большой ряд временных разрезов от меридиана Алушты до Адлера однообразно обрисовывает крутое южное и пологое северное крылья вала, ровный его свод, плавное и очень медленное сужение и погружение его с востока на запад. Ранее в его пределах выделялось наполовину гипотетическое, менявшее у разных авторов свое положение, Северо-Черноморское поднятие (вначале под именем «Центрально-Черноморское», предполагавшееся А. П. Милашиным), далее Восточно-Черноморское поднятие, также менявшее свои очертания. Четких характеристик эти структуры не имели и иметь не могли.

Следует подчеркнуть, что все приведенные в статье названия относятся к структурам, формировавшимся в кайнозойскую эру и отражающимся в строении поверхности мезозоя.

Мезозойская история Черноморской впадины еще весьма неясна. Правда, структура вала Шатского, например, в меловом периоде более или менее выяснена — он представлял собой устойчивую, мало погружавшуюся область, и меловые отложения, судя по характеру сейсмической записи карбонатные и маломощные, образуют его широкий плоский свод и, перегибаясь на южном крыле, уходят под мощное кайнозойское выполнение Восточно-Черноморской впадины. Протяженные отражающие поверхности, сходные с отражающим горизонтом в подошве мела, выделенным на валу Шатского, следятся на валу Андрусова. Они залегают также конформно с кровлей мезозоя, погружаясь в сторону впадин и поднимаясь на своде вала. На крымском выступе шельфа, на северо-западном и болгарском шельфе меловые отложения, преимущественно карбонатные и относительно маломощные, лежат повсеместно практически горизонтально. В сторону Западно-Черноморской впадины они также повсюду перегибаются и погружаются. Таким образом, в северном обрамлении черноморских впадин и, по-видимому, на валу Андрусова меловые отложения везде отличаются сравнительно малой мощностью и спокойным залеганием. Вполне вероятно, что такого же характера меловые толщи окажутся и на дне впадин. Но не исключено,

что там они увеличиваются в мощности подобно кайнозойским. Прямых данных для решения этого вопроса пока нет. Этим на сегодня определяется нижний возрастной предел современных знаний геологии Черноморской впадины. Но во всяком случае очевидно, что под мощной толщей кайнозоя залегают также нормально-осадочные глубоко прогнутые отложения мезозоя. Нет никаких признаков их выклинивания, метаморфизма, базификации и т. п.

Рассмотрев полученные сейсморазведкой МОГТ новые факты и с очевидностью следующие из них эмпирические выводы и обобщения, перечислим в заключение некоторые их следствия, выходящие за пределы узкорегинальных исследований.

Новые данные приходят в противоречие с привычными представлениями о строении земной коры. По традиционной интерпретации данных ГСЗ поверхность «базальтового» слоя в Черноморской впадине считается залегающей существенно выше по сравнению с окружающими ее участками суши и шельфами [7, 9]. Теперь выясняется, что она совпадает с глубоко прогнутой кровлей нормально-осадочного мезозоя. Утрачивается геологический смысл поднимающихся под впадиной поверхностей, построенных при интерпретации данных ГСЗ, они оказываются секущими реальными тектоническими формами. Результаты сейсморазведочных работ МОГТ в Черном море показали неправомочность привычного геологического истолкования данных ГСЗ.

Широко распространенные в последнее время представления о геологически мгновенном провале Черноморской впадины [22, 24] основаны на поспешном толковании неполных материалов сейсморазведки. Изложенные данные, неоспоримо указывающие на длительность формирования впадин в течение всего кайнозоя, на их постепенное конседиментационное погружение и столь же длительное и постепенное формирование склонов, лишают эти представления всякого основания.

Существенно иначе приходится оценивать после проведенных исследований характер разломной тектоники в Черноморском регионе. Многочисленные построения глубинных разломов, по которым борта впадины «сползают» с нее в стороны [3] или наоборот надвигаются на нее, не находят подтверждения в реальной структуре длительно погружающихся впадин, обладающих в основном пологими бортами по всей их периферии. Многие разломы, возведенные в ранг глубинных, оказались лишь осложнениями крыльев майкопских бескорневых антиклиналей. Не соответствуют обнаруженной структуре региона и мобилистические построения, предполагающие поддвижение дна Черного моря под Крым и Кавказ.

Установленные масштабы прогибания, а также одновременность формирования черноморских впадин со смежными флишевыми и вулканогенно-флишевыми прогибами, их взаимопереходы плохо вяжутся с отнесением акватории Черного моря к срединному массиву альпийской геосинклинальной области [9]. Возникает необходимость известной переоценки структурных особенностей впадин и прогибов этой области.

Литература

1. *Архангельский А. Д., Страхов Н. М.* Геологическое строение и история развития Черного моря. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 200 с.
2. *Балавадзе Б. К., Бураковский В. Е., Гаркаленко И. А. и др.* Тектоника области Черного и Азовского морей.— *Геотектоника*, 1968, № 4, с. 70—84.
3. *Беляевский Н. А., Михайлов А. Е.* Строение и происхождение впадины Черного моря.— В кн.: *Тектоника Средиземноморского пояса*. М.: Наука, 1980, с. 10—21.
4. *Бобылев В. В., Железняк В. Е., Шиманов Ю. В. и др.* Геология и нефтегазоносность шельфов Черного и Азовского морей. М.: Недра, 1979. 184 с.
5. *Гаркаленко И. А., Пустильников М. Р., Корсаков О. Д., Семенов А. В., Туголесов Д. А., Шварц Л. Я., Шиманский А. А.* Результаты геолого-геофизических работ и направления дальнейших исследований на нефть и газ в акваториях южных морей СССР.— *Обзор. Сер. XIII. Морская геология и геофизика*. М.: ВИАМС, 1976. 59 с.
6. *Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения*. М.: Наука, 1980. 202 с.

7. Гончаров В. П., Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. М.: Наука, 1972. 158 с.
8. Горшков А. С. О морском продолжении Аджаро-Триалетской складчатой системы.— Геотектоника, 1983, № 4, с. 111—120.
9. Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975. 358 с.
10. Мейснер Л. Б. Значение олигоцен-миоценового прогибания в истории развития Черноморского региона.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1981, № 9, с. 23—27.
11. Мейснер Л. Б., Туголесов Д. А. Верхнекайнозойские прогибы дна северо-восточной части Черного моря.— Геотектоника, 1981, № 6, с. 109—119.
12. Милановский Е. Е. Проблема происхождения Черноморской впадины и ее место в структуре Альпийского пояса.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1967, № 1, с. 27—43.
13. Муратов М. В. История тектонического развития глубокой впадины Черного моря и ее возможное происхождение.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1955, вып. 5, с. 27—50.
14. Муратов М. В., Непрочнов Ю. П. Строение дна Черноморской котловины и ее происхождение.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967, вып. 5, с. 40—58.
15. Субботин С. И. Строение земной коры впадины Черного моря, причины и схема ее формирования.— Геофиз. сборник, 1965, вып. 1 (12), с. 3—17.
16. Туголесов Д. А. Современная структура Черноморской впадины.— Сов. геология, 1976, № 7, с. 72—86.
17. Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б., Соловьев В. В., Хахалев Е. М. Геологическое строение Черноморской впадины.— Докл. АН СССР, 1983, т. 269, № 2, с. 440—447.
18. Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б., Соловьев В. В., Хахалев Е. М. Опыт изучения стратиграфии кайнозойских отложений Черного моря.— Сов. геология, 1983, № 6, с. 73—82.
19. Туголесов Д. А., Соловьев В. В., Горшков А. С. Структура Черноморской глубоководной впадины.— В кн.: Структурная неоднородность океанов. Владивосток: Изд-во ДВНЦ, 1983.
20. Туголесов Д. А., Соловьев В. В., Мейснер Л. Б. Некоторые особенности строения майкопских отложений Индоло-Кубанского прогиба (по данным морской сейсморазведки).— Докл. АН СССР, 1981, т. 259, № 5, с. 1185—1187.
21. Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1976. 176 с.
22. Шлезингер А. Е. Структура осадочного чехла Черноморского бассейна.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 237—262.
23. Щербак В. В., Кравчук М. С., Ефимов В. И. Строение майкопского осадочного бассейна Азовского моря.— Геология нефти и газа, 1983, № 5, с. 38—44.
24. Яншин А. Л., Маловицкий Я. П., Москаленко В. Н., Николаева Е. Я., Шимкус К. М., Шлезингер А. Е. Структурные особенности осадочного чехла Черноморской впадины и их значение для понимания ее образования.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, вып. 5, с. 42—69.
25. Brinkmann R. Geology of Turkey. Stuttgart, Enke, 1976. 158 p.

Южморгеология
Геленджик

Статья поступила
7.VIII.1984

БЕЛОВ А. А., ГАТИНСКИЙ Ю. Г., МОССАКОВСКИЙ А. А.

ИНДОСИНИДЫ ЕВРАЗИИ

В формировании Евразии выдающуюся роль сыграли тектонические движения, происходившие в конце триаса, в результате которых в один континент были объединены Восточно-Европейская и Сибирская платформы и обрамляющие их каледоно-герцинские области с одной стороны и Китайско-Корейская и Южно-Китайская платформы, континентальные блоки Тарима, Северного Тибета, Южного Памира, Ирана, Афганистана и Индокитая — с другой. Это объединение произошло вдоль Средиземноморского и Центрально-Азиатского складчатых поясов, т. е. вдоль сутур доальпийского океанического бассейна Палеотетис. Складчатые области индосинид прослеживаются из Индокитая, где они были впервые выделены, через Тибет, Кунь-Лунь и Каракорум, Памир, Иран, Афганистан до Кавказа. Вторая ветвь индосинид протягивается от Памира к северу от Тарима, через южную Монголию до Западного Приморья и юга Сихотэ-Алиня.

Высказанное более 10 лет назад П. Н. Кропоткиным предположение о гетерогенной природе Евразийского континента, представляющего собой конгломерат различающихся по размерам и истории развития древних блоков континентальной земной коры, разделенных ранее бассейнами с корой океанического типа и спаянных воедино вдоль разновозрастных складчатых зон и офиолитовых швов [47], было в дальнейшем подтверждено результатами исследований в различных частях Евразии [1, 7, 28, 53, 30 и др.]. Выдающуюся роль в формировании этого самого крупного материка Земли сыграли тектонические движения, происходившие в триасе, в ходе которых по существу определились его современные очертания, за исключением южной (Индия) и северо-восточной (Верхояно-Чукотская область) частей Евразии. В результате триасовых складчатостей в единый континент были объединены, с одной стороны, Восточно-Европейская и Сибирская платформы и обрамляющие их каледоно-герцинские области, с другой — Китайско-Корейская и Южно-Китайская платформы, континентальные блоки Тарима, Северного Тибета, Южного Памира, Ирана, Афганистана и Индокитая. Это объединение или приращение Евразийского континента произошло вдоль Средиземноморского и Центрально-Азиатского складчатых поясов, т. е. вдоль сутур доальпийского бассейна Палеотетис.

Между тем, как показывает анализ геологической литературы, упомянутая эпоха тектогенеза еще недостаточно оценена исследователями. Причиной этого явилось своеобразие складчатых зон, возникших в конце триаса, особенно в западной, лучше изученной части Евразии, отличие их от складчатых областей, сформированных к началу девона (каледониды) или в середине карбона (герциниды).

Термин «индосиниды», предложенный Ж. Фромаже в 1934 г. [41], нашел широкое применение в Восточной Азии, в первую очередь в складчатых зонах на п-ове Индокитай, включаемых обычно в восточную часть Средиземноморского пояса, и во многих складчатых системах Китая. В западной части пояса выделялись обособленные зоны ранних киммерид (Северная Добруджа, Кавказ, Афганистан) или поздних герцинид (Мангышлак, Северный Памир), практически разновозрастных индосинидам Индокитая.

Развитие представлений о киммерийских складчатых зонах и киммерийском тектогенезе связано с именами Л. Мразека, Э. Зюсса, Г. Штилле [34], А. С. Моисеева [15], позже — М. В. Муратова [17], В. И. Славина [21], А. Е. Шлезингера [32] др. Большинство из них пришли к заключению, что киммерийский тектогенез не стоит в одном ранге с герцинским и альпийским, что в альпийских геосинклинальных областях киммерийская складчатость представляла собой начальные фазы альпийского тектогенеза, причем ее проявления не привели к завершению геосинклинального развития, что в пределах герцинид киммерийская складчатость проявилась лишь в небольших по площади прогибах. Общий вывод заключался в том, что киммерийская складчатость не образует самостоятельных складчатых систем.

К аналогичным заключениям пришел недавно и П. М. Гочев [9], показавший, что в области собственно альпид Балканского полуострова и Западной Анатолии раннекиммерийские тектонические движения относятся к начальной стадии альпийского геосинклинального цикла. Они имеют локальное распространение, а сопровождающие их деформации выражены германотипными или медиотипными складками.

В свете приведенного ниже фактического материала проблема киммерийской складчатости в данной статье решается иначе¹. Во избежании путаницы прежде всего следует четко различать, следуя Э. Зюссу и Г. Штилле, ранне — и позднекиммерийский тектогенез. С индосинийской складчатостью нами сопоставляется лишь раннекиммерийский тектогенез, завершившийся в конце триаса. Позднекиммерийский тектогенез со складчатостью в конце юры — начале мела целесообразно включать в альпийский этап развития Средиземноморского пояса в качестве его начальной стадии. Охваченные им структуры близки пространственно к альпийским и связаны с ними единством развития. Иначе обстоит дело в западном полушарии, в особенности в обрамлении Тихого океана, где позднекиммерийский тектогенез (невадийская складчатость и др.) был выражен несравненно мощнее и где его самостоятельное значение не вызывает сомнений [13]. В. И. Славин и В. Е. Хаин [22, 23 и др.] также пришли к близким с нашими [1, 2, 4, 16, 27, 28] заключениями относительно большого значения киммерийского тектогенеза в истории Средиземноморского пояса. Однако раннекиммерийский этап, по их мнению, продолжался лишь в течение триасового периода, и соответствующая складчатость заканчивает развитие триасовых прогибов.

Действительно, в начале триаса в Средиземноморском поясе произошло образование некоторого числа новых прогибов, но локальное усиление опусканий происходило и позднее, в течение всего триаса и в начале юры. Поэтому, принимая также во внимание, что начало образования многих прогибов (Ейско-Березанский, Крымские и др.) и киммерийских зон опускается в палеозой, рубеж перми и триаса не может быть принят за нижнюю границу киммерийского (индосинийского) этапа.

Следует также во избежание путаницы условиться, что выделение ранних и поздних киммерид производится по времени завершающей складчатости, а не по времени начала прогибания: раннекиммерийские прогибы — с раннего триаса, а позднекиммерийские — с позднего триаса — ранней юры [22].

Необходимо здесь же подчеркнуть, что если время начала развития раннекиммерийских зон, по имеющимся данным, отсчитывается часто из глубины палеозоя, то позднекиммерийские структуры, заканчивающие свое развитие в конце юры или в мелу, начинают активно прогибаться, как правило, с позднего триаса, реже с поздней перми, благодаря чему их обычно связывают с альпийским этапом развития [23].

¹ Пока наша статья готовилась к печати, вышли в свет несколько капитальных работ турецкого ученого Дж. Шенгёра, развивающего близкие к нашим представления [57, 58 и др.].

Таким образом, под индосинидами Евразии мы понимаем складчатые сооружения, сформировавшиеся в конце триаса с приуроченными к ним сутурными зонами позднепалеозойского — раннемезозойского Палеотетиса, включающими как собственно индосиниды Высокой Азии, так и ранние киммериды западной половины Средиземноморского пояса. Выделенные по этим признакам складчатые сооружения индосинид простираются от северо-западной Анатолии через южный склон Большого Кавказа и Южный Каспий, Южный Копетдаг и Северный Афганистан до Северного Памира. Затем они образуют две ветви, одна из которых следует через Южную Монголию до Западного Приморья и юга Сихотэ-Алиня, а вторая — через Каракорум, Северный Тибет и Индокитай до п-ова Малакка (рис. 1).

ИНДОСИНИДЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Ж. Фромаже [41] относил к индосинидам «складчатые сооружения, возникшие в Индокитае на месте морских прогибов, выполненных триасовыми и антраколитовыми отложениями в период их неотриасового сжатия при сближении жестких континентальных массивов». На основании проводившегося в различные годы структурно-формационного анализа п-ова Индокитай и Южного Китая [7, 11, 30, 33] к индосинидам (s. str.) здесь принадлежит относительно узкая (60—200 км) зона, прослеживающаяся через центральную часть п-ова Малакка, Западную Кампучию, Центральный и Северный Таиланд, Северо-Западный Лаос и уходящая на север в Юго-Западный Китай и Северный Тибет (см. рис. 1). На всем протяжении она сложена мощными осадочно-вулканогенными комплексами триаса и верхнего палеозоя, иногда вместе с девонем, возникшими во внутренних частях или бортах глубоководных прогибов, замкнувшихся в середине или конце позднего триаса, когда выполняющие их отложения подверглись интенсивным складчато-надвиговым дислокациям. Вдоль этой зоны протягиваются прерывистые выходы пород офиолитовой ассоциации, для которых в большинстве случаев доказывается триасовое время тектонического становления [38, 45].

Рассмотрим строение этой зоны в нескольких пересечениях, уделяя главное внимание составу, мощностям и условиям залегания пермских и триасовых пород. В Западной Малайзии, на северо-западе штата Кедах, выходят мелководные шельфовые известняки Чупинг с фораминиферами нижнего — низов верхнего отделов пермской системы, перекрытые с размывом триасовыми известняками Кодианг (рис. 2, колонка XIV). Последние к востоку по латерали замещаются более глубоководными глинисто-кремнистыми сланцами и турбидитами с даонеллами и другой фауной среднего и нижней половины верхнего отделов триаса (свита Семангол), содержащими пачки известняковых брекчий и конгломератов со следами подводного оползания (колонка XV). При этом мощность триасовых отложений возрастает от 500 до 2400 м [45]. Породы свиты Семангол приурочены к ограниченной разломами структуре типа грабен-синклинали шириной 30—80 км, в пределах которой смяты в линейные складки и прорваны позднетриасовыми гранитами, радиологический возраст которых составляет около 200 млн. лет (Rb — Sr-метод по породе в целом).

Восточнее, в антиклинальной зоне Главного хребта п-ова Малакка, в останцах кровли огромного батолита этих гранитов фрагментарно сохранились девонские и каменноугольные известняки и песчано-глинистые флишевые отложения карбона. Среди гранитов преобладают лейкократовые разности со значениями $Sr^{87}/Sr^{86}=0,710—0,716$, указывающими на существенную роль материала сиалической коры при их формировании [38]. Вдоль восточных предгорий Главного хребта протягивается зона развития тектонического меланжа, включая интенсивно раздробленные зеленые сланцы по основным эффузивам, габбро и серпентинизированные ультрамафиты, в том числе хромитоносные, а также крем-

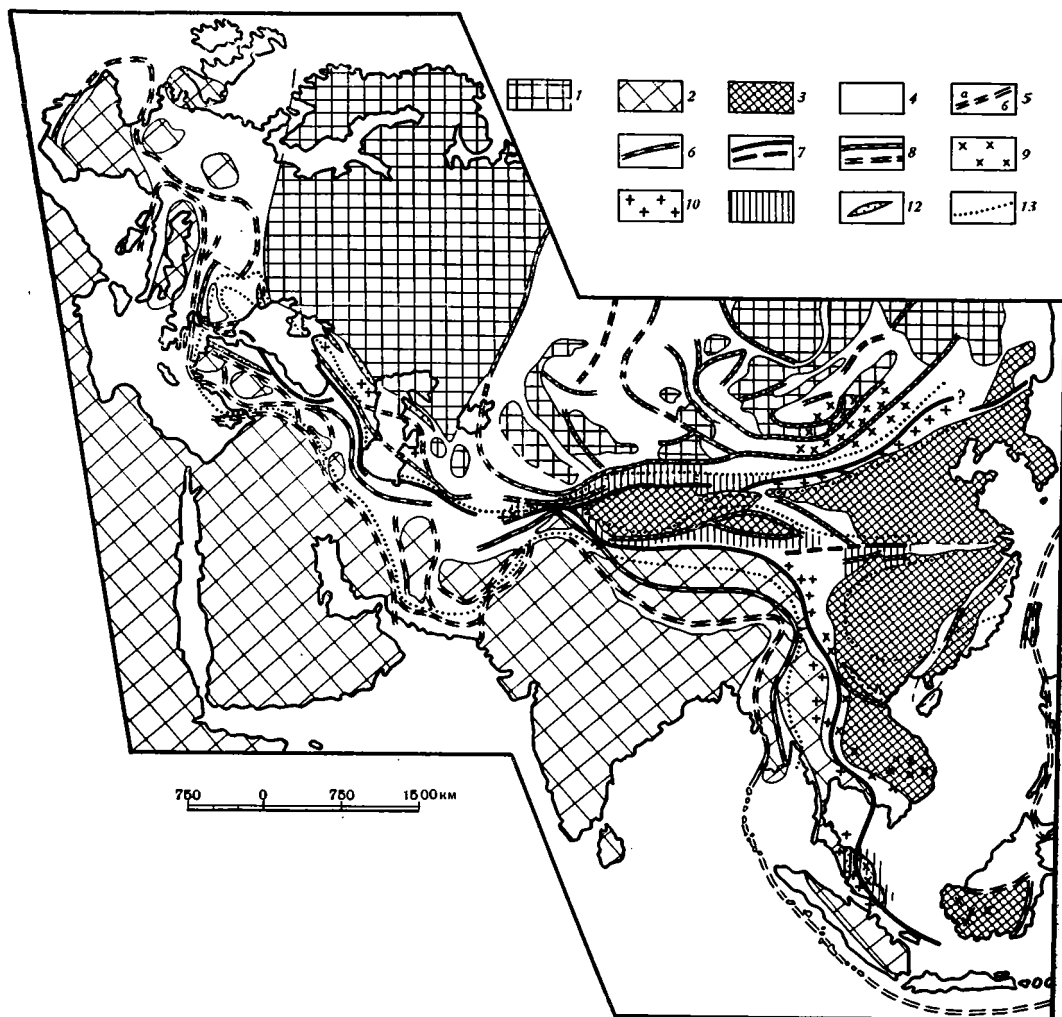


Рис. 1. Структурное положение поясов индосинид Евразии
 1—3 — древние докембрийские кратоны с приращенными к ним эпибайкальскими складчатыми областями и срединные массивы (микроконтиненты), включая обрамляющие миогеосинклинальные шельфовые зоны: 1 — лавразийского ряда, 2 — гондванского, 3 — тихоокеанского; 4 — складчатые аккреционные комплексы различного возраста; 5—8 — разновозрастные сутуры (офиолитовые пояса, сдвиги и зоны развития тектонического меланжа): 5 — альпийские (а) зоны развития современных комплексов субдукции (б), 6 — «киммерийские» (позднекиммерийские, раннеяньшаньские, верхоянские), 7 — индосинийские (раннекиммерийские), 8 — более древние (герцинские, каледонские и салаирские, байкальские); 9—10 — проявления известково-щелочного магматизма индосинийской эпохи: 9 — дифференцированных серий окраинно-континентальных поясов и островных дуг (пермь — средний триас), 10 — существенно корового зон столкновения (преимущественно поздний триас); 11 — участки ранней стабилизации в пределах индосинийского складчатого пояса (к середине карбона — второй половине перми); 12 — внегеосинклинальные индосинийские прогибы (палеорифты); 13 — внешняя граница территорий, охваченных индосинийскими деформациями и магматизмом

нистые и известковистые сланцы с девонскими граптолитами, в том числе *Monograptus hercynicus* (колонка XVI). Ч. Хатчисон [45] считает, что тектоническое становление этого офиолитового пояса, который он называет Бентонг-Рауб, произошло не позднее карбона, однако присутствие в меланже на отдельных участках пермских известняков и пород нижнего триаса, выходящих в нарушенном залегании восточнее, позволяет предполагать средне- и поздне триасовое время движений, приведших к образованию меланжа.

Далее к востоку развиты флишевые и флишондные толщи перми, нижнего, среднего и низов верхнего отделов триаса общей мощностью более 5 км (колонка XVII), имеющие преимущественно тектонические контакты с породами офиолитового пояса. Это свиты Гуа-Мусанг, Аринг, Джуронг и др. [45]. Они образуют непрерывный разрез, в котором установлен постепенный переход от лептодусовых сланцев верхней перми к песчано-глинистым отложениям, содержащим *Claraia* и другую фауну нижнего триаса. Породы перми и триаса смяты в единую систему изоклинальных складок с устойчивой западной вергентностью, регионально метаморфизованы в низкотемпературных фациях с увеличением степени метаморфизма в направлении к офиолитовому поясу Бентонг-Рауб и прорваны поздне триасовыми гранитами.

В восточном направлении в песчано-флишевых толщах появляются глыбы известняков с фауной верхнего палеозоя, и на различных уровнях глубоководные отложения замещаются мелководными карбонатными, терригенными и туфогенными. В центральных районах штатов Келантан, Паханг, Джохор в разрезе перми и триаса установлены перерывы и угловые несогласия, мощные пачки конгломератов, известково-щелочных вулканитов среднего и кислого состава (колонка XVIII). Эти отложения, выделяемые в свиты Кердау, Гунонг Рабонг и др., неравномерно метаморфизованы, дислоцированы и прорваны гранит-гранодиоритовыми интрузиями второй половины перми и начала триаса. Отношение Sr^{87}/Sr^{86} в гранитоидах обычно не превышает 0,707—0,710 [38]. Фашиальный состав верхнепалеозойских и триасовых отложений на востоке п-ова Малакка крайне пестрый, породы морского происхождения часто сменяются в разрезе и по простирацию континентальными, в том числе верхнепермскими песчаниками с остатками катазиатской флоры [45]. Выше рассмотренных складчатых пермско-триасовых толщ с резким угловым несогласием залегают красноцветные, часто грубообломочные породы верхнего триаса и юры (свита Тембелинг).

В целом приведенный латеральный ряд интерпретируется как зона поздне триасового столкновения двух континентальных блоков, самостоятельно существовавших в позднем палеозое и триасе и разделявшихся бассейном с корой океанического типа: микроконтинента Синобирмания на западе и Восточно-Азиатского континента на востоке [7]. Западные колонки (XIV, XV) отвечают пермско-триасовому шельфу Синобирмании и приразломному прогибу на нем, восточные (XVII, XVIII) — преддуговому прогибу и активной окраине Восточно-Азиатского континента, а в меланже офиолитового пояса Бентонг-Рауб сохранились фрагменты древней океанической коры разделявшего их бассейна (рис. 3, нижний профиль). Предполагаемое направление субдукции под активную окраину согласуется с западной вергентностью Малайского поздне триасового орогена и с низкими отношениями Sr^{87}/Sr^{86} в гранитоидах востока полуострова, указывающими на их слабую контаминацию коровым материалом и формирование в пределах незрелой континентальной коры бывшей «пассивной» окраины. В отличие от упомянутых гранитоидов лейкократовые поздне триасовые граниты Главного хребта, формировавшиеся в зоне столкновения и скупивания континентальной коры, являются существенно коровыми.

Весьма сходный, но более полный латеральный ряд реконструируется в Бирме, Северном Таиланде, Лаосе и на северо-западе Вьетнама (рис. 2, колонки V—XIII). В Западной Бирме, в предгорьях хр. Аракан-Йома, в надвиговых пластинах кайнозойского складчатого пояса выхо-

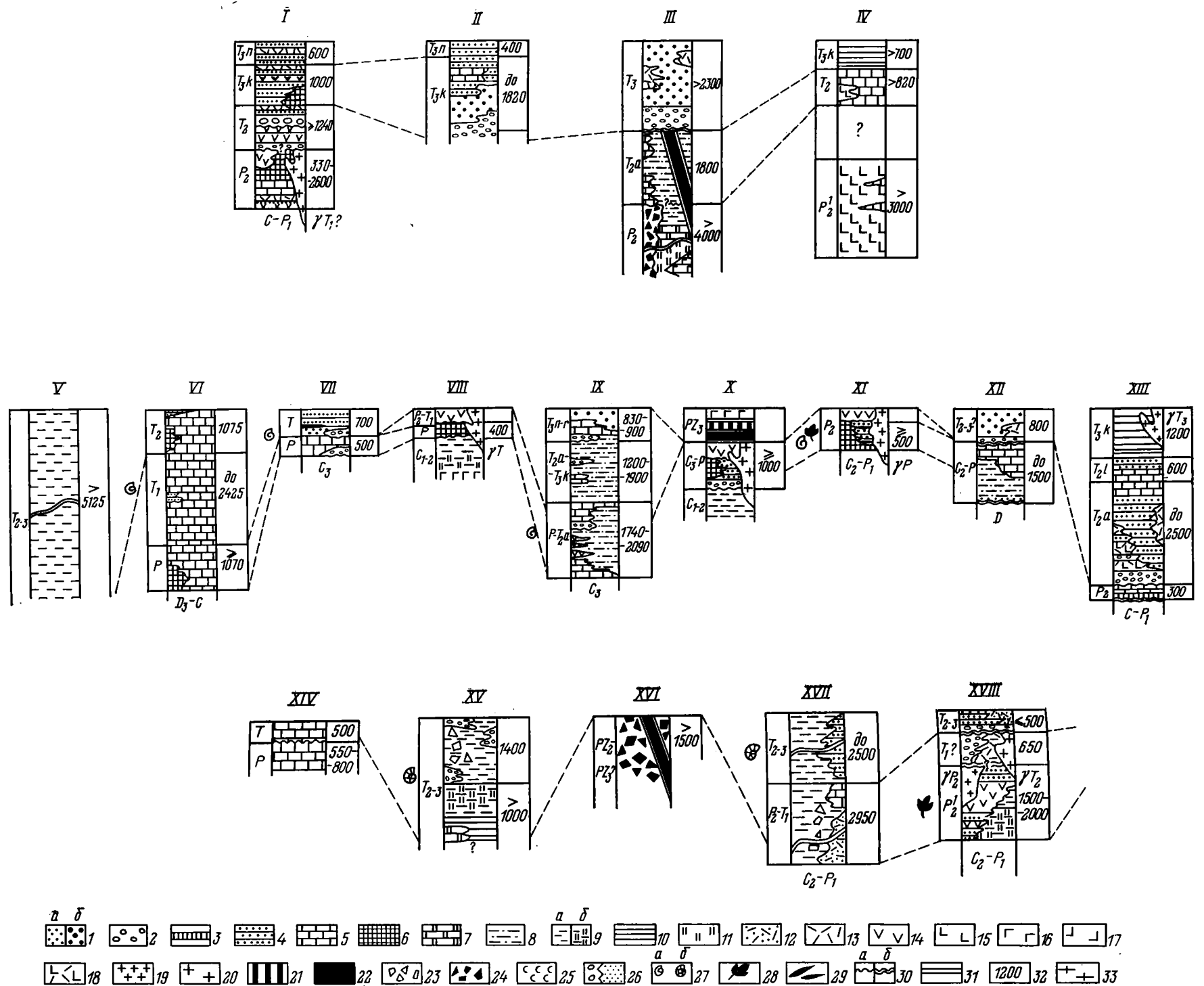


Рис. 2. Схема сопоставления формационных колонок пермских и триасовых отложений полуостровов Малакка, Индокитай и Южного Китая

1 — группа преимущественно наземных терригенных формаций с преобладанием песчано-глинистых пород: а) сероцветных, б) красноцветных и пестроцветных; 2 — наземная и прибрежно-морская терригенная с преобладанием грубообломочных пород; 3 — наземная бокситоносных кор выветривания; 4 — группа мелководных морских терригенных и карбонатно-терригенных формаций (<50% карбонатов); 5 — группа мелководных морских терригенно-карбонатных и карбонатных формаций (>50% карбонатов), в том числе оолитовых известняков; 6 — рифовых известняков; 7 — пелагических известняков умеренных и значительных глубин; 8 — флишеидная терригенная и карбонатно-терригенная различных глубин; 9 — глубоководная флишевая; а) терригенная, б) кремнисто-терригенная; 10 — преимущественно глубоководная черносланцевая (аспидная); 11 — глубоководная глинисто-кремнистая; 12 — морская, различных глубин, вулканогенно-осадочная, преимущественно с кислыми туфами; 13 — известково-щелочных вулканитов преимущественно кислого состава (риолиты, дациты); 14 — известково-щелочных вулканитов преимущественно среднего состава (андезиты, андезитобазальты, в островодужных комплексах иногда совместно с толеитовыми базальтами повышенной калийности); 15 — трапповая (толеитовые базальты, диабазы); 16 — низкокальциевых толеитовых базальтов океанического типа; 17 — щелочных базальтоидов калиевого ряда (шошонитовая); 18 — группа вулканических формаций контрастной (бимодальной) ассоциации; 19 — существовавшие калиевые редкометалльных гранитов, в том числе литий-фтористых; 20 — гранит-гранодиоритовая калинаторового ряда; 21 — габброамфиболитовая (III слой океанической коры); 22 — альпинотипных ультрамафитов (фрагменты верхней мантии); 23 — осадочный ме-

ланж, в том числе скаглиевые глины, олистостромы, дикий флиш, галечничков-ые аргиллиты; 24 — тектонический меланж; 25 — соленосность осадочных формаций; 26 — латеральные переходы между разновозрастными формациями; 27 — находки палеозойской и мезозойской ископаемой морской фауны: а) южноевропейской и среднеазиатской провинций Тетиса, б) «тетисной» с элементами восточноевропейской — арктической и тихоокеанской провинций (смешанная фауна); 28 — находки ископаемой позднепалеозойской катазиатской флоры; 29 — угленосность осадочных формаций; 30 — несогласия: а) локальные угловые, б) региональные структурные; 31 — тектонический контакт формаций; 32 — мощность формации (в м); 33 — метаморфические сланцы. Номера колонок: I — Южный Китай, западная часть Красноцветного бассейна Ланьпин — Сымао; II — Южный Китай, центральная часть Красноцветного бассейна Ланьпин — Сымао; III — Южный Китай, восточная часть Красноцветного бассейна Ланьпин — Сымао; IV — Южный Китай, хр. Айлаошань; V — Западная Бирма, восточный склон хр. Ракхайн (Аракан-Йома); VI — Восточная Бирма, плато Шан; VII — Западный Таиланд, район Мэсарианг; VIII — Западный Таиланд, район Чиангдао — Так; IX — Северный Таиланд, район Пхаяу — Лампанг; X — Северный Таиланд, район Уттарадит; XI — пограничные районы Лаоса и Таиланда (Паклай — Лей); XII — Северный Лаос, плато Сиангкхуанг; XIII — пограничные районы Вьетнама и Лаоса (Дьенбьенфу — Самныа); XIV — северо-западная часть Западной Малайзии, Северо-Западный Кедах; XV — северо-западная часть Западной Малайзии, Центральный Кедах и Перак; XVI — восточные предгорья Главного хребта п-ова Малакка, район Бентонг; XVII — восточные предгорья Главного хребта п-ова Малакка, район Аринг — Гуа Мусанг; XVIII — Западная Малайзия, центральные районы Келантана, Паханга, Джохора

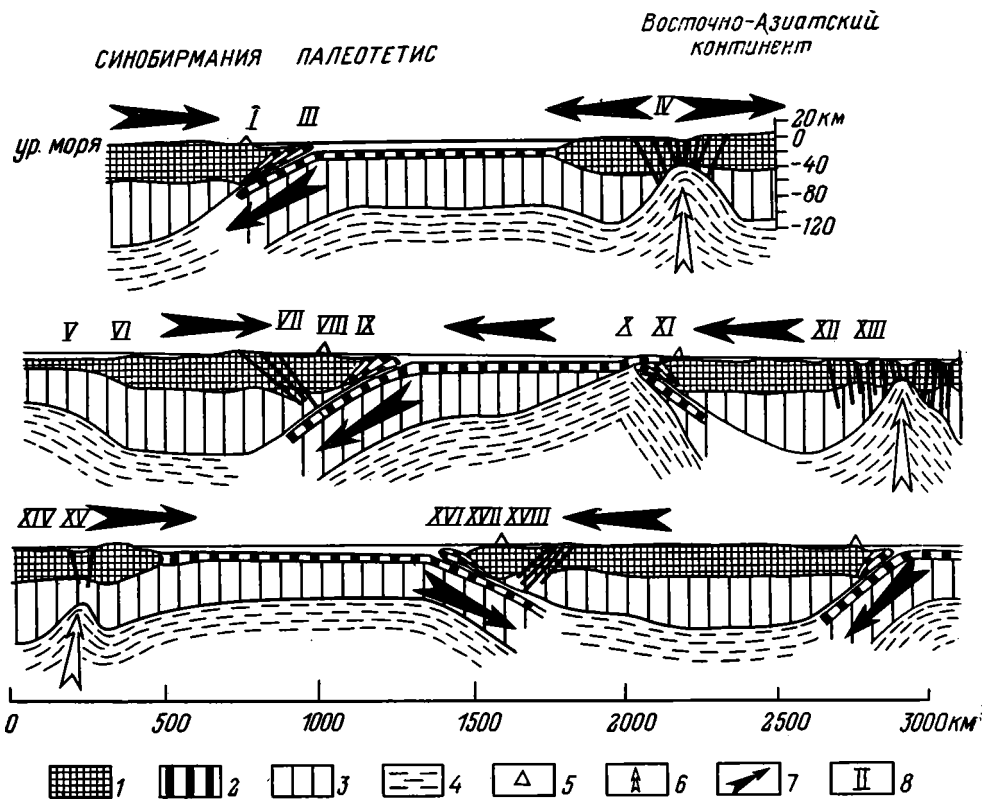


Рис. 3. Схематические палеопродольные разрезы через восточный сегмент южной ветви бассейна Палеотетис в конце перми — начале триаса
 1 — континентальная кора; 2 — океаническая кора; 3 — верхняя мантия в пределах литосферы; 4 — астеносферный слой верхней мантии и коры; 5 — оси вулcano-плутонических дуг; 6 — подъем аномально легкого разогретого мантийного материала; 7 — предполагаемые направления перемещения литосферных плит; 8 — местоположения и номера формационных колонок соответственно с рис. 2

дит интенсивно дислоцированная флишевая толща с фауной среднего — верхнего триаса мощностью более 5 км [45]. У западного края плато Шан (колонка VI) ее частичным стратиграфическим аналогом является мощная (более 4,5 км) серия доломитизированных мелководных известняков с включением крупных рифовых биогермов с фауной перми, нижнего и среднего триаса (верхние «известняки Плато»). К востоку мощность этой карбонатной толщи быстро уменьшается, и на западе Таиланда в районе Мэсаранг (колонка VII) выходят известняки перми и морские мелководные песчано-глинистые отложения донорийского триаса общей мощностью 1200 м, замещающиеся на отдельных участках угленосными и красноцветными, в том числе грубообломочными, континентальными образованиями [45]. На двух последних участках отложения перми и триаса подверглись неравномерной германотипной складчатости.

Восточнее, в главной антиклинальной зоне Северного Таиланда, выходят рифогенные известняки с кораллами, мшанками и другой фауной ранней — первой половины поздней перми (колонка VIII). Они перекрыты андезитами конца перми — начала триаса и интродуцированы гранит-гранодиоритовыми массивами с радиологическим возрастом 249—236 млн. лет (Rb — Sr-метод по породе в целом — [38]). Порода умеренно дислоцированы, перекрывая с несогласием более интенсивно складчатые и метаморфизованные граувакково-кремнистые отложения нижнего — среднего карбона с пачками измененных базальтов, близких по своим петрохимическим характеристикам вулканитам островных дуг, заложенных на океанической коре [45].

Пермские рифогенные известняки и залегающие на них известково-щелочные вулканиты конца перми — начала триаса прослеживаются из Северного Таиланда к югу в Западную Кампучию и к побережью Сиамского залива вдоль простирающейся рассматриваемой индосинийской структуры [56]. На отдельных участках, например в районе Тонгпхакхум на юге Западного Таиланда, наряду с пермскими установлены триасовые ископаемые рифы с фауной среднего и карнийского яруса верхнего отдела [45].

К востоку от линии Чианграй — Лампанг в Северном Таиланде оба отдела пермской системы представлены песчано-глинистыми отложениями мощностью около 1300 м, часто ритмично-слоистыми, содержащими прослойки кремнистых сланцев, известняков и пачки андезитов [45]. Лептодусовые сланцы верхней части разреза перми согласно сменяются выше флишоидными терригенными отложениями серии Лампанг с фауной всех отделов триаса общей мощностью до 3—3,5 км, и таким образом, здесь, как и в Малайзии, наблюдается непрерывный разрез пермских и триасовых пород, приуроченных к единой синклинальной структуре север — северо-восточного простирающегося (рис. 2, колонка IX). Породы обеих систем смяты в линейные складки, опрокинутые преимущественно к востоку, разбитые кливажом и осложненные надвигами (рис. 4). Прорывающие эти породы позднеорогенные интрузии представлены двуслюдяными и лейкократовыми гранитами с радиологическим возрастом 213—195 млн. лет (Rb—Sr-изохронный метод) и отношением $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,711—0,734$ [38].

К востоку от выходов пермско-триасовых флишоидных толщ Северного Таиланда, в районе Уттарадит, протягивается прерывистая цепочка аллохтонных пластин размером от 2×5 до 7×40 км, сложенных хромитоносными перидотитами, серпентинитами, пироксенитами, горнблендитами, диабазами и измененными подушечными лавами [45]. Эта офиолитовая ассоциация надвинута с запада на восток на смятые в складки филлиты и зеленые сланцы девона, флишевую толщу нижнего — среднего карбона и рифовые известняки, андезиты, дациты верхнего карбона — нижней и низов верхней перми (рис. 2, колонки X, XI). Породы прорваны диоритами и гранодиоритами с возрастом около 265 млн. лет (K—Ar-метод по амфиболам — [56]).

Время проявления главной складчатости на севере Таиланда и в прилегающей части Лаоса отчетливо фиксируется резко несогласным залеганием красноцветных моласс норийского и рэтского ярусов верхнего триаса и юрской системы на складчатых более древних комплексах (см. рис. 4), включая офиолиты пояса Уттарадит. Т. Кобаяси сопоставляет эту преднорийскую или внутринорийскую фазу складчатости с триасовой орогенцией Акиёси в Японии [46]. Однако в центральных частях крупных прогибов индосинид, например в трог Лампанг, верхнетриасовые молассы иногда залегают без существенного несогласия на породах флишевых комплексов среднего триаса — карнийского яруса (рис. 2, колонка IX).

В Северном Лаосе и на севере Вьетнама преобладают заметно слабее дислоцированные карбонатно-терригенные отложения перми, перекрытые несогласно триасовыми молассами, иногда с пачками кислых вулканитов (колонка XII). В отдельных приразломных прогибах, например в прогибе Дьенбьен-Самныа на границе ЛНДР и СРВ [11], мощность триасовых толщ возрастает до 4 км и более, в их составе появляются глубоководные отложения, широко проявлен вулканизм контрастной (бимодальной) ассоциации, однако в отличие от главной структуры индосинид здесь между триасом и пермью всегда наблюдается перерыв и несогласие (колонка XIII). Детальное изучение подобных приразломных прогибов на севере Вьетнама показало их рифтогенную природу [7].

Интерпретация рассмотренного латерального ряда близка к предыдущим (рис. 3, средний профиль), но преобладающая восточная вергентность в поясе столкновения Северного Таиланда и развитие известково-щелочного магматизма в пределах восточной окраины Синобирмании

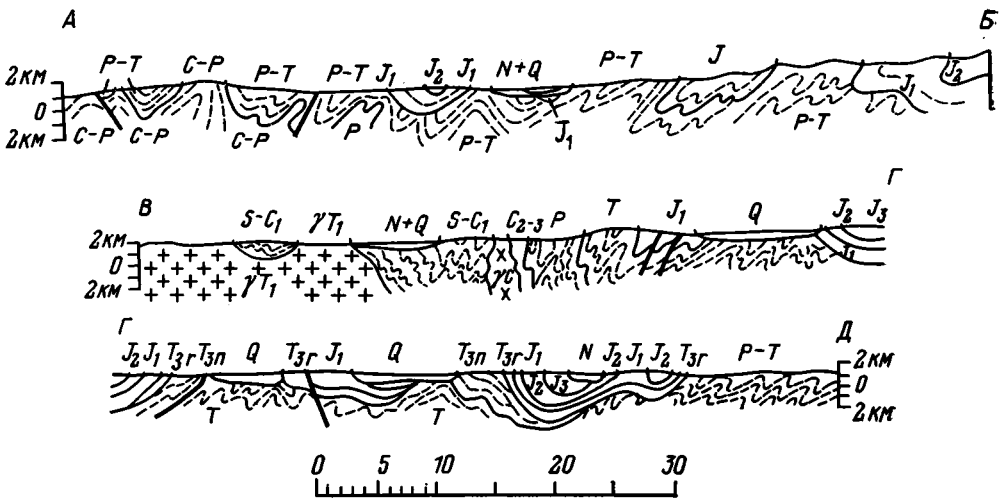


Рис. 4. Геологические разрезы в субширотном направлении через восточную часть складчатой зоны Северного Таиланда: А—Б— в районе г. Нгао [44], В—Г—Д— к востоку от г. Лампанг [36]

(колонка VIII) указывают на противоположное по сравнению с Малайзией направление субдукции в древнем бассейне, начиная с середины поздней перми. До этого активной была западная окраина Восточно-Азиатского континента (колонки X, XI). Смена активности могла быть вызвана столкновением континента со срединно-океаническим хребтом, что привело к обдукции пластин офиолитов на комплексы бывшей активной окраины в районе Уттарадит и в дальнейшем, по-видимому, вызвало широкое развитие процессов рифтогенеза в пределах краевой части Восточно-Азиатского континента («калифорнийская модель»).

Флишoidная серия Лампанг накапливалась скорее всего не на континентальном склоне, а в преддуговом бассейне, так как относительно глубоководные отложения в ее разрезе по латерали часто замещаются мелководными (колонка IX). На западе Синобирмании устанавливается латеральный ряд противоположной, «пассивной» окраины этого микроконтинента (карбонатный шельф — флиш склона и подножия, колонки VI—V). Комплексы этой окраины прослеживаются к югу на перешеек Кра, где выявлено замещение с востока на запад мелководных шельфовых известняков перми на разновозрастные отложения подводной дельты [45]. Как и в Малайзии, в Таиланде к зоне столкновения приурочены интрузии существенно коровых позднепермских гранитов.

В более северном пересечении на юге Китая под молассами красочетветного бассейна Ланьпин-Сымао (рис. 2, колонка II) залегают на западе андезиты и мелководные отложения перми и триаса, включающие конгломераты и рифовые известняки, прорванные гранит-гранодиоритовыми интрузиями (колонка I). Восточнее в качестве их стратиграфических аналогов рассматриваются [30, 31] флишевые и кремнисто-спилитовые толщи с зонами развития тектонического меланжа и протрузиями ультрамафитов общей мощностью более 5800 м (колонка III). Породы подверглись низкотемпературному метаморфизму, в том числе высокого давления с появлением глаукофана, и весьма интенсивным складчатонадвиговым дислокациям с преимущественно восточной вергентностью. Далее к востоку в хр. Айлаошань верхний отдел пермской системы представлен щелочными оливиновыми «базальтами Эмейшань», образующими дислоцированные покровы на обширных площадях Южного и Юго-Восточного Китая. Триасовая система представлена здесь морскими отложениями различной глубинности (колонка IV), которые приурочены к отдельным приразломным прогибам и обычно отделены несогласием от подстилающих пермских толщ [30]. По своей морфологии, структурному положению и типу магматизма эти прогибы весьма сходны с упоминавшимися выше рифтогенными структурами Северного Вьетнама.

Кинематическая трактовка рассмотренного пересечения (рис. 3, верхний профиль) близка к приводившейся для предыдущего. Здесь также реконструируется активная континентальная окраина Синобирмании (колонка I). Среди выходящих восточнее мощных флишевых и кремнисто-спилитовых толщ (колонка III), по-видимому, совмещены комплексы глубоководного желоба, подводной террасы и преддугового прогиба. Как и в предыдущих пересечениях, в тылу пододвигавшейся литосферной плиты развивались континентальные рифты (колонка IV). Столкновение континентальных блоков, закрытие разделявшего их бассейна с корой океанического типа и главная складчатость в пределах индосинийской структуры, охватившая также в ослабленном виде прилегающие приразломные прогибы, произошли в начале — середине позднего триаса.

Таким образом, приведенные выше данные по юго-востоку Азии позволяют выделить протяженный пояс индосинийской складчатости, в пределах которого тектонически сближены и совмещены структурно-формационные комплексы различных континентальных окраин пермско-триасового и более древнего возраста и глубоководного бассейна с корой океанического типа, разделявшего в конце палеозоя и начале триаса удаленные друг от друга континентальные блоки. На значительную величину этого бассейна и его прямые связи с одновозрастными бассейнами Европы, Ближнего и Среднего Востока указывает идентичность морской фауны, начиная с девона (упоминавшиеся граптолиты из группы *M. hegusicus* в Малайзии), кончая средним триасом (присутствие в разрезах Индокитая многих форм из ладинской формации Сан-Кассиан Альп [54]). Теплолюбивая катазиатская пермская флора широко распространена в пределах территории бывшего Восточно-Азиатского континента [55], но неизвестна в районах Синобирмании и Северного Тибета, что подтверждает существование между ними в пермское время непреодолимого океанического барьера.

Палеомагнитные данные [48] и анализ ископаемой фауны [42] показывают, что Синобирмания в конце палеозоя и начале триаса не была связана с Гондваной, отделяясь от нее уже возникшей восточной частью бассейна Тетис (см. рис. 3). Такая связь, по-видимому, существовала не позже, чем до конца девона — начала карбона [7]. К тому же выводу приходит М. Рид [50].

К северу — северо-западу индосинийская структура прослеживается в складчатую зону Суньпань — Ганцзы в верховьях р. Янцзы, в хр. Кукушили на севере Тибета и в пределы Куньлуна к югу от Тарима [30, 31]. В ее строении участвуют мощные карбонатно-терригенные, флишевые и вулканогенные комплексы перми и триаса, включая эффузивы островодужного типа. Преимущественно южная вергентность складчатых сооружений и широкое развитие проявления индосинийского гранитоидного магматизма и известково-щелочного вулканизма к северу от структуры в Сикане и герцинидах Куньлуна позволяют предположить преобладание северного направления субдукции в пределах этой части южной ветви бассейна Палеотетис. Офиолитовый пояс, проходящий вдоль Куньлуна, содержит аллохтонные пластины ультрамафитов и мафитов и основные вулканы девона, карбона и перми, а также меланж с глыбами пермских известняков в триасовой песчано-глинистой толще. Этот пояс непосредственно продолжается в шов Ванч — Акбайтал, разделяющий Центральный и Северный Памир [31].

ИНДОСИНИДЫ МОНГОЛИИ, СЕВЕРНОГО КИТАЯ И СЕВЕРНОЙ КОРЕИ

Эта северо-восточная ветвь индосинид Евразии охватывает Южную и Внутреннюю Монголию, где она полнее всего выражена, затем протягивается в южную часть Большого Хингана и в южное горное обрамление впадины Сунляо на территории Китая и далее на восток в пределы Гиринской и Тайпинлинской зон Китая и Северной Кореи. В западном

направлении данная ветвь индосинид прослежена в провинции Синьцзян Китая (в районах хребтов Бей-Шань и в Гашуньской Гоби), где она обрывается системой крупных сдвиговых нарушений северо-западной ориентировки. Можно предполагать, что первоначально северная (центральноазиатская) ветвь индосинид соединялась с южной главной ветвью индосинид, причем это соединение располагалось где-то в промежутке между юго-восточным краем Тарима, с одной стороны, и Цайдамом и Нянъшанем — с другой. Впоследствии оно было тектонически раздавлено и растащено по сдвигам, а возможно, что и частично тектонически перекрыто древними комплексами Тарима в процессе индосинийской коллизии и последующих мезозойских эпох сильнейших тектонических деформаций Китая и Юго-Восточной Азии. Однако нельзя исключить и другой вариант, согласно которому сутура северо-восточной ветви индосинид или одного из ее дополнительных ответвлений протягивается вдоль границы Тарима и Южного Тянь-Шаня, с чем может быть связано развитие каменноугольно-пермского флиша в Кокшальской горной системе Южного Тянь-Шаня [5].

Так или иначе, но несомненно то, что область стыка северо-восточной и южной ветвей индосинид Евразии, включая и южное, и северное обрамление Тарима, претерпела сильнейшие тектонические деформации в эпоху индосинийской складчатости в середине триаса, которые охватили не только позднепалеозойско-нижнетриасовые комплексы, но и более древние ранне- и среднепалеозойские и даже докембрийские породы их рамы.

В наиболее полном поперечнике через Южную и Внутреннюю Монголию северо-восточная ветвь индосинид имеет следующее строение (рис. 5). Центральное место занимают вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы Солонкерской зоны, в основании видимого разреза которой залегает спилито-яшмово-песчаниковая серия визе-намюрского возраста [24, 26]. С ней теснейшим образом ассоциируют многочисленные, нередко крупные массивы ультрабазитов. Эту серию с определенной долей условности можно рассматривать в качестве палеоокеанических образований [10, 26], которые надстраивают мощный латерально неоднородный и разнофациальный комплекс среднего — верхнего карбона, перми и нижнего триаса. В составе этого комплекса развиты как терригенные серии (туфогенные и полимиктовые песчаники, кремнистые сланцы, яшмы), формировавшиеся в условиях окраинных морей, так и замещающие их по латерали андезитовые, андезитобазальтовые и андезитодацитовые серии островодужного типа в ассоциации с флишем и нижними молассами. В середине триаса все эти серии и комплексы были смяты в субширотные линейные складки с северной вергентностью. Широко развиты зоны серпентинитового меланжа, проникающего во все комплексы, включая верхнепермские и триасовые Каменноугольно-раннетриасовый складчатый комплекс прорван позднетриасовыми и раннеюрскими интрузиями калиевых лейкократовых гранитов и несогласно перекрыт континентальными молассами нижней — средней юры.

Непосредственно к северу от Солонкерской зоны, в хребтах Тото-Шань, Далан-Ула, Ханга-Обо и др., развит иной, существенно терригенный тип разреза каменноугольных и пермских отложений, формировавшихся на континентальном склоне и подножие Северо-Евразийского палеоконтинента. Они представлены мощными песчано-сланцевыми флишоидными сериями, несогласно залегающими на среднепалеозойских и более древних складчатых комплексах и содержащими, особенно в нижних частях разреза, значительные конгломерато-песчаниковые и известняково-рифовые горизонты.

Еще далее к северу, в пределах Южной и Центральной Монголии, верхнепалеозойские — раннетриасовые отложения континентального склона и подножия сменяются континентальными молассами и вулканоплутоническими комплексами среднего и верхнего карбона, перми и верхнего триаса, т. е. типичными эпиконтинентальными образованиями

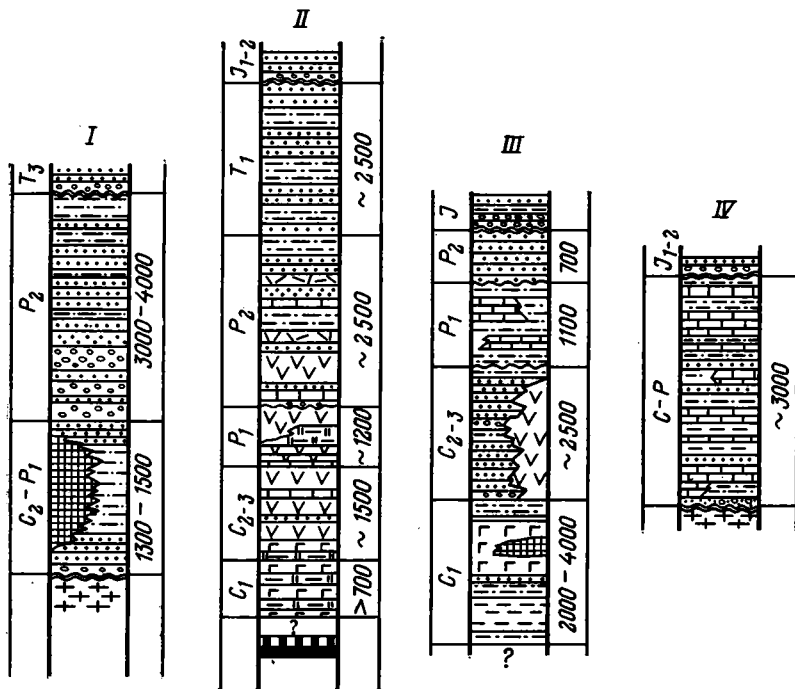


Рис. 5. Схема сопоставления формационных колонок каменноугольных, пермских и триасовых отложений Южной и Внутренней Монголии и сопредельных районов Китая. Условные обозначения см. на рис. 2
 I — Даланульско-Лугингольская зона; II — Солонкерская зона, III — Юго-Восточный Бейшай, IV — Гиринская зона

окраинно-континентального вулcano-плутонического пояса [12, 16, 26—28].

Таким образом, на этом участке северо-восточной ветви индосинид мы встречаемся с фрагментами структурно-формационных комплексов и структурных элементов, свойственных активным континентальным окраинам (вулканических островных дуг, окраинных морей, континентального склона и подножия и даже окраинно-континентальных вулcano-плутонических поясов), которые существовали на протяжении карбона, перми и раннего триаса и прекратили свое существование в позднем триасе в связи с индосинийской эпохой складчатости. Сходное строение индосинийские структурные комплексы имеют на западном продолжении Солонкерской зоны — в юго-восточном Бейшане и Гашуньской Гоби, где они представлены, по данным В. М. Синицына [20], непрерывными вулканогенно-осадочными сериями нижнего (начиная с верхнего визе), среднего и верхнего карбона и перми, спилито-кремнисто-граувакковыми в нижних частях разреза, андезито- и андезито-базальтово-кремнисто-сланцево-известняковыми — в средних, и дацитно-липарито-песчаниковыми в верхних частях их разреза. Островодужный характер этих вулканогенно-осадочных комплексов несомненен, тогда как их взаимоотношения с более древними образованиями остаются неясными.

К востоку от Солонкерской зоны, в южном обрамлении хр. Большой Хинган [6], и еще восточнее, в хребтах Чжангуанцайлин и Тайпилин [6], каменноугольно-пермские индосинийские складчатые комплексы состоят из вулканогенных пород основного и среднего состава в ассоциации с кремнистыми сланцами и известняками, т. е. достаточно близки по составу и возрасту к солонкерским, что позволяет их рассматривать как нерасчлененные островодужные и океанические образования [10, 26, 27]. Однако здесь принципиально важно то, что намечается латеральное замещение этих позднепалеозойских вулканогенно-осадочных комплексов в южном направлении терригенно-карбонатными комплексами того же возраста (в Гиринской и Яньбанской зонах, по Борзаковскому и Суетен-

ко [6]), которые, видимо, формировались на континентальном склоне и подножии уже Китайско-Корейского континента. Следовательно, здесь мы сталкиваемся с южным ограничением центральноазиатской ветви индосинид.

Важной особенностью всей центральноазиатской ветви индосинид является широкое развитие как в них самих, так и в пределах обрамляющей их древней континентальной рамы (особенно северной) поздне триасовых и раннеюрских вулканоплутонических комплексов и ассоциирующихся с ними континентальных моласс, которые отчетливо маркируют во времени и пространстве процесс завершения формирования триасовой континентальной коры на месте индосинийских складчатых зон в результате коллизии Северо-евразийского и Китайско-Корейского палеоконтинентов, а также Таримского и Тибетского микроконтинентов.

ИНДОСИНИДЫ ПАМИРА — АФГАНИСТАНА

В Памиро-Афганском секторе Средиземноморского пояса индосиниды развиты еще достаточно полно и хотя многократное проявление процессов тектонического скупивания и шарьирования горных масс, происходившее в этом регионе в позднем палеозое, мезозое и кайнозое, привело к современному аллохтонному залеганию различных комплексов пород триасовой континентальной коры, включая и древние континентальные блоки, можно попытаться сгруппировать их в определенный латеральный ряд. Так, на Южном Памире и в Южном Афганистане к югу от Танымасского и Главного Гиндукушского разломов распространены преимущественно мелководные карбонатные и терригенные палеозойские и триасовые отложения, образующие платформенный чехол, залегающий (или залегавший) несогласно на докембрийском метаморфическом фундаменте (рис. 6, I). Эта область являлась краевой частью Гондваны. Фациальные изменения указывают на существование к югу суши, а к северу — открытого моря. Образования, подобные базардинской свите ($S - P_1$) Юго-Восточного Памира, принадлежали, вероятно, уже континентальному склону (рис. 6, II). Индосинийская эпоха складчатости отразилась в этой области в виде угловых несогласий и перерывов в осадконакоплении (Афгано-Южно-Памирская складчатая область, включая Нуристано-Памирский массив²) или в появлении среди карбонатных отложений терригенных, иногда с конгломератами, и пестроцветных пачек и регрессивных фаций (Южно-Афганский массив, Гильменд — Аргандабское поднятие и др.) в основании лейаса и в интервале норий — рэт. В южном направлении влияние деформаций и орогенеза этой эпохи уменьшается и сходит на нет. Южнее и восточнее альпийских зон Сулейман-Киртарской и Кветты и в них самих индосинийских деформаций не отмечается.

Данная здесь характеристика справедлива и для территории Ирана к северо-востоку от Загросского шва, где повсеместно отмечаются средненорийские или рэт-лейасовые дислокации, поднятия и эрозия, смена преимущественно карбонатных морских отложений верхненорийско-рэт-лейасовыми, преимущественно терригенными континентальными угленосными отложениями, и слабые явления метаморфизма. В конце триаса претерпели складчатость и такие устойчивые зоны непрерывного опускания и осадконакопления, как Керманско-Кашмерский прогиб.

К северу от Главного Гиндукушского и Танымасского разломов распространены комплексы горных пород, представляющие область, где процесс формирования континентальной коры протекал в течение позднего палеозоя и триаса и закончился к началу лейаса. Геологическое разви-

² Районирование и названия зон по [8, 18].

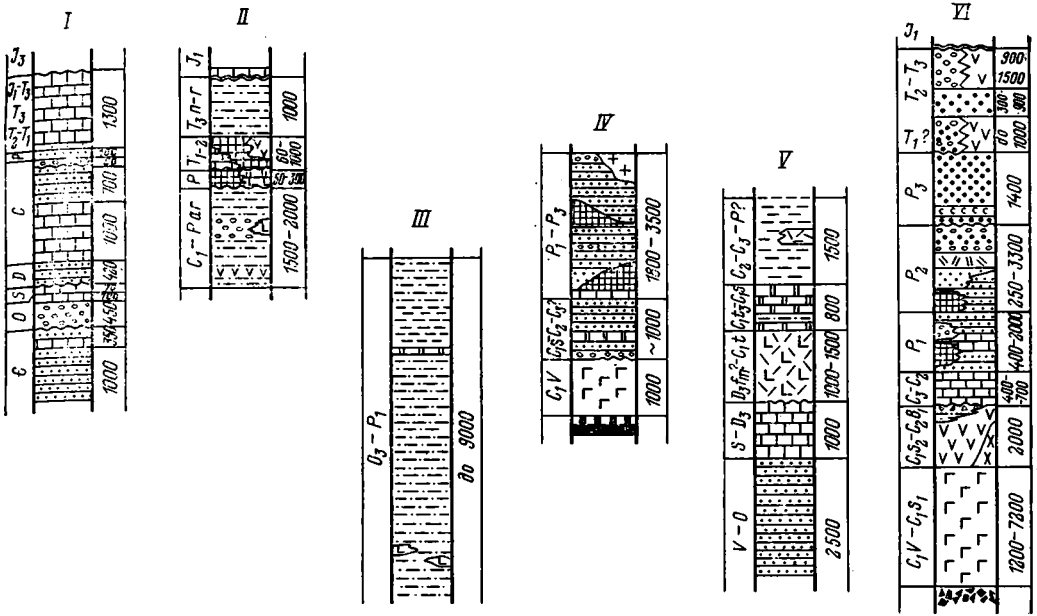


Рис. 6. Схема сопоставления формационных колонок палеозойских и триасовых отложений Памирско-Гималайского пересечения Средиземноморского пояса. Условные обозначения см. на рис. 2

I — Западные Гималаи, Спити, II — Юго-Восточный Памир, III—VI — Северный Памир: III — Дарваз-Сарыкольская зона, IV — Каракульская (Караджилгинская), V — Белеулинская, VI — Дарваз-Заалайская зона

тие этой области было сложным, и выделяющиеся тектонические зоны различаются своей историей, а главное, положением в области Палеотетиса. Лучше изучены зоны Северного Памира, в Северном Афганистане намечаются их аналоги [8]. По последним данным [3, 18, 19 и др.], формационные комплексы Северного Памира свидетельствуют о ранне-(?) и среднепалеозойском рифтогенезе, существовании достаточно обширного бассейна с океанической корой в середине раннего карбона и зрелых островных дуг в серпуховском и башкирском веках (рис. 6, III, IV, V). Первые натровые гранитоиды появились в серпуховском веке. Первые достаточно мощные процессы скучивания (шарьяжи, мощные олистостромовые и флишоидные толщи и т. д.) и образование значительных площадей субконтинентальной земной коры произошли в области северных зон в среднем карбоне в предмосковское время. Благодаря этим тектоническим движениям доальпийские Северный Памир и Северный Афганистан часто относят к герцинидам. Однако, начиная с московского века и до конца ранней перми, в области северных зон продолжалась переходная стадия развития земной коры. В области южных зон (Каракульская, Бамиан), где герцинские деформации не проявились, переходная стадия продолжалась с серпуховского века до конца перми. Накапливались мощные фациально изменчивые терригенные и карбонатные морские толщи, включая формацию гигантских известняковых рифов, изредка происходили извержения лав и туфов среднего и кислого состава. Более значительный вулканизм отмечен в перми в восточной части Северного Памира (сарыгунская и джипгажирская свиты). Он начался с преимущественно кислых выбросов, а закончился преимущественно основными (базальт-липаритовая контрастная формация антидромного типа, по Б. Р. Пашкову). Одновременно с вулканизмом происходили внедрения плагιοгранит-порфиров и плагιοгранитов (габбро-плагιοгранитных интрузий).

Терригенно-сланцевые огромной мощности разрезы карбона и перми зон Дарваз-Сарыкольской и Хазрет-Султан (рис. 6, III), вероятно так

же, как и образования базардинской свиты, являлись краевыми батиклиналильными отложениями гондванского континентального склона.

Начиная с ранней перми в рассматриваемой области появляются свидетельства (более ранние на западе и севере, более поздние на востоке и юге) завершения процесса образования зрелой континентальной коры. Это выразилось в усилении поднятий, накоплении континентальных красноцветных и угленосных моласс во впадинах, в вулканизме субсеквентного типа в перми и в особенности в триасе, в образовании крупных калиевых гранитных батолитов (северные предгорья Гиндукуша, мазарский и каракульский комплексы Памира), рвущих верхнюю пермь и датирующихся радиометрически в пределах 230—190 млн. лет (К — Агметод). Более мелкие тела субвулканических гранитоидов прорывают в Северном Афганистане дорэтские или рэтские отложения и с несогласием перекрываются лейасом.

Индосинийские несогласия на Северном Памире фиксируются плохо в связи с незначительным распространением триасовых отложений. Лучше они известны в Северном Афганистане в основании рэта или лейаса. С юры начинается чехол платформы Северного Афганистана. Предъюрская складчатость была неравномерной, местами достаточно напряженной (изоклиналильные складки). Многие разломы и надвиги имеют послепермский возраст, возможно, часть из них относится к индосинийской эпохе.

С севера зона индосинид ограничивается Южно-Тянь-Шаньской герцинской складчатой системой, а восточнее — Таримским древним массивом.

ИНДОСИНИДЫ КАВКАЗСКОГО СЕКТОРА СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Западнее индосиниды прослеживаются через два-три поверхностных выхода в Туркмено-Хоросанских горах и на северо-востоке Ирана (Ах-дарбанд), где лейас залегает на смятых в складки палеозойских и триасовых толщах. Эти данные дополняются геофизическими материалами, рисующими вдоль южного склона Большого Кавказа, в Южном Каспии и в Западном Копетдаге глубокий прогиб, заполненный палеозойско-мезозойскими слабометаморфизованными породами, залегающими непосредственно на «базальтовом» слое земной коры. В этой узкой зоне земная кора имеет субконтинентальный тип строения. Южно-Каспийская «безграничная» впадина представляется в этой системе как реликт Палеотетиса [1, 35].

Более представительные выходы комплекса индосинид известны в Сванетии на южном склоне Большого Кавказа. Здесь изучен непрерывный разрез морских отложений от девона до триаса (В. И. Славин, Ш. А. Адамия, А. А. Белов, М. Л. Сомин, Э. Кутелия и др.). Они представлены мощными (до 7000 м) однообразными преимущественно терригенными, часто флишoidalными толщами десской серии (рис. 7), напоминающими разрезы батиклиналильных турбидитных отложений континентальных склонов и подножий. Весьма вероятно, что десская серия накапливалась на южном краю Палеотетиса, у подножия северного края Гондваны. Она была смята в складки и раздавлена перед лейасом, слои которого залегают в Сванетии с резким несогласием на отложениях от девона до триаса [1]. В Кавказском секторе эти движения фиксируют время окончательного замыкания остаточного бассейна Палеотетиса.

Западнее, в зоне южного склона, морские терригенные отложения верхнего триаса обнажаются по р. Мзымта в районе Красной Поляны, где их взаимоотношения с лейасом не ясны. Зато еще западнее, в Горном Крыму, индосинийские дислокации выявляются вполне отчетливо в основании эскирдинской свиты, а «юрский прогиб наложен на триасовый» [29].

Далее в западном направлении индосиниды вырождаются по мере сужения и исчезновения породившего их остаточного бассейна Палеотетиса. По мнению многих специалистов, Горно-Крымский триас-юрский прогиб замыкался недалеко от берегов Крыма.

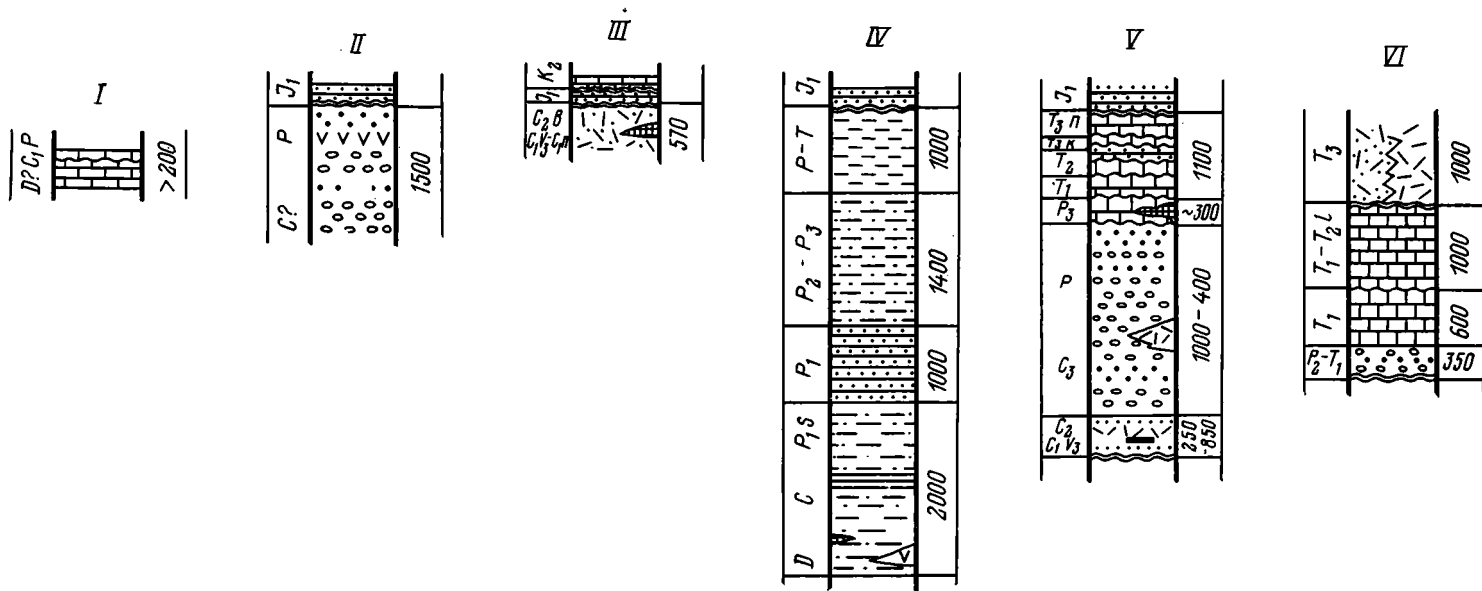


Рис. 7. Схема сопоставления формационных колонок палеозойских и триасовых отложений кавказского пересечения Средиземноморского пояса. Условные обозначения см. на рис. 2
 I — Восточная Анатолия, Игдыр-Калос; II — Восточный Понт, г. Байбурт, III — Закавказский массив, р. Храми; IV — Сванетия, V — Северный Кавказ, Передовой хребет, VI — Восточное Предкавказье

Следы индосинийских дислокаций известны в северо-западной и северной Анатолии. Ее изученность оставляет еще желать лучшего, и поэтому подробности строения и истории этих мест в позднем палеозое и раннем мезозое пока остаются весьма провизорными.

Исследователи Турции [39 и др.] сообщают о несогласиях в основании среднего и верхнего триаса. Аллохтоны пермских известняков, надвинутых на триасовые и нижнелейасовые отложения, прослежены от берегов Эгейского моря через районы городов Балья, Билечик, Анкара до массива Токат [37, 51]. В районе Анкары они надвинуты на офиолитовый меланж, содержащий блоки пермских известняков, и весь пакет в свою очередь надвинут на метаморфическое основание. Все автохтонные и аллохтонные образования запечатываются средним лейасом. Г. Бергуньян, К. Фуркен, Е. Бингэль, Дж. Шенгёр полагают, что в данном районе раннекиммерийская складчатость не имеет отношения к завершению эволюции Палеотетиса, а заканчивает короткое развитие узкого трога Каракая, начавшего открываться в раннем триасе и заполненного триасовыми вулканогенно-осадочными породами: спилитами, диабазами, кремнистыми аргиллитами и радиоляритами, известняками с галобиями, граувакками, флишем и диким флишем (свита Каракая). Указывается на существование офиолитовой ассоциации, что должно свидетельствовать о полном разрыве сплошности континентальной коры в процессе триасового рифтинга.

Наиболее смелую реконструкцию событий, происходивших здесь в течение перми, триаса и юры, дают Дж. Шенгёр, М. Ялмаз и И. Кетин [52, 58]. Они помещают сутуру Палеотетиса в средней части аллохтонов Понтид, временем его закрытия считают конец доггера, часть Понтид к югу от сутуры рассматривают для позднего карбона — перми как окраину андского типа, а для триаса — лейаса как островную дугу, под которые с севера погружались субдукционная зона Палеотетиса. Над продолжением последней к югу образовались рифт и краевое море Каракая. Его закрытие сопровождалось открытием между ним и остальным Палеотетисом одной из ветвей Мезотетиса. Какова бы ни была в дальнейшем судьба этих спорных представлений, есть все основания предполагать существование в Северной Анатолии сутурной зоны индосинид. Что касается остальной части Анатолийского полуострова, то там везде индосинийские дислокации отмечаются четко, но локально и разно- временно. В Таврских горах на них недавно обратил внимание Э. Демирташли [40].

В целом латеральный формационный ряд верхнего палеозоя и триаса на Кавказско-Анатолийском пересечении Средиземноморского пояса выглядит сравнительно с восточными районами более редуцированно (см. рис. 7), что подтверждает вырождение индосинид в этом направлении [1].

По северному обрамлению полосы поздне триасовой коры на территории Мизийской, Скифской и Туркмено-Бухарской (наименования М. В. Муратова) плит индосинийские дислокации проявились лишь в отдельных прогибах, таких, как Мангышлакский, Банди-Туркестанский, Манычский, Ейско-Березанский, Призовский, Северо-Добруджинский. Эти прогибы заложились в разное время палеозоя и триаса на герцинском складчатом основании, развивались до конца триаса и претерпели складчатость перед лейасом. По своему формационному выполнению (преимущественно терригенные, часто флишиодные и молассонидные толщи) и положению между Палеотетисом и Евразийским континентом они представляли собой наиболее погруженные части шельфа и краевых морей.

В конце триаса и в лейасе на этой территории, преимущественно у ее южного края возник вулканоплутонический пояс, получивший наиболее подробную характеристику в работе В. Е. Хаина [29] и названный им Северокавказско-Туркменско-Североафганским. Он трассируется от Северной Добруджи через Западное и Восточное Предкавказье, Кубадаг на Краснодарском полуострове до Северного Афганистана вулканитами

преимущественно среднего и кислого состава, часто субщелочного с преобладанием К над Na, значительных мощностей и гранитоидными плутонами (см. рис. 1).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение палеозойско-триасовых комплексов, слагающих зоны индосинийской складчатости в Средиземноморском поясе, позволяет определить их основные особенности.

Складчатые зоны индосинид в своем развитии тесно связаны с историей геосинклинально-океанического Палеотетиса. Эта планетарная структура, возникшая в начале палеозоя или даже в конце докембрия, прошла затем сложный путь эволюции, приведший к возникновению обширных областей герцинской континентальной коры. Мощные тектонические процессы середины карбона не привели, однако, к полной ликвидации океанических пространств в Палеотетисе и геосинклинального режима на его окраинах. Оставшиеся зоны продолжали свое развитие в позднем палеозое и триасе. Вместе с тем в раннем карбоне одновременно с усилением сжатий и началом замыкания Палеотетиса, сопряженно с ним, произошли растяжение и расколы континентальных окраин и заложение там в процессе рифтогенеза новообразованных структур с корой океанического типа. При этом образовались и новые микроконтиненты. Эти структуры вместе с унаследованными образовали сложный рисунок позднепалеозойского Палеотетиса, который в полном виде реставрируется лишь в восточной части Средиземноморского пояса. Западнее, начиная с Памирского пересечения, он редуцируется, а в Западно-Европейской области не существовал вовсе. Последний достоверно известный его реликт обнаруживается на южном склоне Большого Кавказа в Сванетии.

В этой связи вполне понятной представляется и разная роль, разная выраженность собственно индосинийских движений в восточной и западной частях Средиземноморского пояса. Если на востоке это мощная самостоятельная эпоха складчатости, то на западе — лишь отражение этих движений. При этом, так же как и в раннем карбоне, в конце перми и раннем триасе, сопряженно с началом индосинийских сжатий произошли растяжения, расколы и образование рифтовых зон. Часть из них, несмотря даже на разрыв местами сплошности континентальной коры, оказались зонами короткого развития, и они замкнулись в индосинийскую эпоху, а часть дала начало Неотетису. В области последнего индосинийские деформации были неповсеместными и относительно слабо выраженными, т. е. они носили подчиненный характер, не образовали зон завершенной складчатости.

На востоке пояса индосинийская эпоха складчатости заняла период времени от начала поздней перми до лейаса. Внутри нее намечается несколько фаз, в том числе позднепермская, познетриасовая, предлейасовая. Более точная их корреляция — дело будущего. Северная ветвь восточных индосинид завершила свое развитие, вероятно, несколько ранее южной. Во всяком случае первое касание двигавшихся к северу континентальных блоков Китайско-Корейского и Северного Тибета с Палеоевразией произошло уже в поздней перми, о чем свидетельствует, по М. В. Дуранте, тесная общность позднепермских флористических сообществ, хотя морское терригенное осадконакопление в ряде прогибов продолжалось еще в триасе. В южной ветви восточных индосинид обширные бассейны с океанической корой сохранились более длительное время, и здесь их замыкание произошло в самом конце триаса.

Особенностями зон познетриасовой континентальной коры, возникшей в результате индосинийского тектогенеза, являются их узость, прерывистость и линейная вытянутость. Эти особенности объясняются остаточной природой позднепалеозойского океанического бассейна Палео-

тетис, формирование континентальной коры в северной и западной частях которого происходило на протяжении палеозоя. Линейные пояса триасовой континентальной коры трассируют наиболее молодые сутуры Палеотетиса, к которым в поздней перми и триасе были приурочены наиболее мощные процессы тектонического скучивания горных масс различного происхождения и возраста — от обрывков выжатых пластин, образованных различными комплексами каменноугольной и триасовой коры, до фрагментов дорифейской и рифейской континентальной коры. Индосинийскими деформациями были охвачены также значительные области и зоны континентального обрамления позднепалеозойско-триасовых структур Палеотетиса (см. рис. 1).

Итак, индосинийская эпоха складчатости явилась последней, завершающей развитие геосинклинально-океанической области Палеотетиса. Она знаменовала столкновение континентальных масс Северо-Евразийского материка, с одной стороны, и Китайско-Корейской платформы, Тарима, Северного Тибета, Юго-Западного Памира, Ирано-Афганских и Индокитайских массивов — с другой. В состав Евразийского материка вошли крупные фрагменты древних континентальных масс Гондваны и произошло приращение обширной юго-восточной части Евразии. Таким образом, по своему значению и месту в процессе становления современного Евразийского континента индосинийская эпоха складчатости не уступает каледонской, герцинской и альпийской и должна рассматриваться в едином ряду с ними.

Литература

1. Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с.
2. Белов А. А., Гатинский Ю. Г., Моссаковский А. А. Индосиниды Памира, Афганистана и Юго-Восточной Азии и значение поздне триасовой эпохи складчатости в формировании Евразийского континента.— В кн.: Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1981, с. 27—31.
3. Белов П. П., Кафарский А. Х., Пашков Б. Р. К стратиграфии палеозойских отложений Дарваз-Сарыкольской зоны Северного Памира.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, т. 57, вып. 5, с. 33—44.
4. Белов А. А., Моссаковский А. А., Соколов С. Д., Швольман В. А. Позднепалеозойское — раннемезозойское развитие Средиземноморско-Центрально-Азиатской ветви Тетиса (палиноспастические реконструкции).— В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 21—30.
5. Бискэ Ю. С., Зубцов С. Е., Клишевич В. Л., Поршняков Г. С., Яговкин А. В. Типы разрезов палеозоя Атбаш-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня.— В кн.: Вопросы стратиграфии. Вып. 2. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979, с. 89—103.
6. Борзаковский Ю. А., Суетенко О. Д. О некоторых позднепалеозойских геосинклинальных прогибах Центральной и Восточной Азии.— Геотектоника, 1970, № 5, с. 12—25.
7. Гатинский Ю. Г. Латеральный структурно-формационный анализ. М.: Недра, 1985. 210 с.
8. Геология и полезные ископаемые Афганистана. Кн. 1. Геология/Отв. ред. Дронов В. И. М.: Недра, 1980. 536 с.
9. Гочев П. М. Върху еволюцията на: «кимеридите» в Балканския полуостров.— Списание Бълг. геол. дружество, 1972, т. XXXIII, кн. 1, с. 1—12.
10. Дергунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С. Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 87—103.
11. Довжиков А. Е., Тиен Н. В., Хыу Л. Д. и др. Геология Северного Вьетнама. Ханой: ГГУ ДРВ, 1965. 668 с.
12. Коваленко В. И., Моссаковский А. А., Ярмолюк В. В. Проблема реконструкции геодинамических обстановок и петрохимическая зональность (на примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии).— Геотектоника, 1983, № 6, с. 13—29.
13. Леонов Ю. Г. Роль мезозойского тектогенеза в развитии Кавказско-Каракорумской части Альпийско-Гималайского пояса.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971.
14. Маймин Ю. С., Старицкий Ю. Г., Трофимов В. А. Новые представления о тектоническом районировании Индокитая.— Тихоокеанская геология, 1982, № 3, с. 53—59.
15. Моисеев А. С. О херсонесском (киммерийском) горообразовании и его проявлении.— Тр. Ленингр. о-ва естествоиспыт., 1937, т. 66, вып. 1, с. 37—46.
16. Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975, с. 320.

17. *Муратов М. В.* Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: Госгеолиздат, 1960. 181 с.
18. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976. 270 с.
19. *Руженцев С. В., Швольман В. А., Пашков Б. Р., Поспелов И. И.* Офиолитовые сутуры Памиро-Гималайского сектора Альпийского складчатого пояса.— В кн.: Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1981, с. 39—41.
20. *Синицын В. М.* Центральная Азия. М.: Географгиз, 1959. 450 с.
21. *Славин В. И.* Ранний мезозойский этап развития альпийской геосинклинали юга СССР.— В кн.: Орогенические пояса. М.: Наука, 1968, с. 101—108.
22. *Славин В. И., Хаин В. Е.* Раннекиммерийские геосинклинали прогибы севера центральной части Средиземноморского пояса.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1980, № 4, с. 3—14.
23. *Славин В. И., Хаин В. Е.* Позднекиммерийские геосинклинали прогибы севера центральной части Средиземноморского пояса.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1980, № 4, с. 3—14.
24. *Суетенко О. Д.* Тектоника палеозойд юго-восточной Монголии: Автореф. дис. на соискание канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1971. 28 с.
25. Тектоника Евразии/Под ред. Яншина А. Л. М.: Наука, 1966. 487 с.
26. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.
27. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 220
28. Тектоническая карта Северной Евразии м-ба 1:5 000 000/Ред. Пейве А. В., Яншин А. Л. М., Изд. Мингео СССР, 1980.
29. *Хаин В. Е.* Северокавказско-Туркменско-Североафганский поздне триасовый вулканоплутонический пояс и раскрытие северной зоны Тетиса.— Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 5, с. 1190—1192.
30. *Хуан Цзиньцин.* Новые данные по тектонике Китая.— В кн.: Тектоника Азии. XXVII МГК. К.05. М.: Наука, 1984. с. 11—24.
31. *Чан Чэнфа, Пань Юйчэн.* Предварительный синтез геологического строения Цинхай-Шизяньского (Тибетского) плато.— В кн.: Тектоника Азии. XXVII МГК. К.05. М.: Наука, 1984, с. 159—174.
32. *Шлезингер А. Е.* Киммерийские (возрожденные) прогибы герцинид Евразии.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 73—86.
33. *Штилле Г.* Тектоническое развитие полуострова Индокитая и островов Юго-Восточной Азии. Избр. труды. М.: Мир, 1964, с. 347—402.
34. *Штилле Г.* К экологии киммерийской складчатости. Избр. труды. М.: Мир, 1964, с. 830—850.
35. *Штеклин Й.* Древняя континентальная окраина в Иране.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 3. М.: Мир, 1979, с. 93—112.
36. *Baum F., Hahn L.* Geological Map of Northern Thailand 1:250 000. Sheet (Phayao) 3. Federal Inst. for Geosci. and Natur. Res. Hannover, 1977.
37. *Bergougnan H., Fourquin C.* Un ensemble d'éléments communs à une marge active alpine des Carpathes méridionales à Iran central: Le domaine irano-balkanique.— Bull. Soc. Geol. France. Ser. 7, 1980, v. 22, № 11, p. 61—83.
38. *Biguel I. D., Snelling N. I., Teggin D. E.* Geochronology of the Tin Granites of Southeast Asia.— Open-file rept., 1978, № 701, p. 37—38.
39. *Bingöl E.* Evolution géotectonique de l'Anatolie de l'Ouest.— Bull. Soc. geol. France, Ser. 7, 1976, v. 18, № 2, p. 57—94.
40. *Demirtasli E.* Summary of the paleozoic stratigraphy and variscan events in the Taurus belt/Eds. Karamata S. and Sassi F. IGCP № 5, 1981, Newsletter 3, p. 44—57.
41. *Fromaget J.* Observations et réflexions sur la géologie stratigraphique et structural de l'Indochine.— Bull. Soc. géol. France, Ser. 5, 1934, t. IV, p. 101—164.
42. *Griffiths J., Burrett C.* Were South-East Asia and Indonesia parts of Gondwanaland? — Nature Phys. Sci., 1973, v. 245, № 8, p. 92—93.
43. *Hamilton W. B.* Tectonics of the Indonesian Region. Geol. Surv., Professional Paper, 1078. Wash., 1979. 345 p.
44. *Hess A., Koch K. E.* Geological Map of Northern Thailand 1:250 000. Sheet (Nan) 1. Federal Inst. for Geosci. and Natur. Res. Hannover, 1975.
45. *Hutchison C. S.* Southeast Asia.— In: The Ocean Basins and Margins/Ed. Nairn A. E. M. N. Y., L.: Plenum Press, 1982, p. 451—512.
46. *Kobayashi T.* The Triassic Akioshi orogeny in Japan and Southeast Asia.— Proc. Japan. Acad., 1978, B. 54, № 9, p. 510—515.
47. *Kropotkin P. N.* Eurasia as a composite continent.— Tectonophysics, 1971, № 12, p. 261—266.
48. *McElhinny M. W., Haile N. S., Crawford A. R.* Palaeomagnetic evidence shows Malay Peninsula was not a part of Gondwanaland.— Nature, 1974, v. 252, № 5485, p. 641—645
49. *Mitchell A. H. G.* Tin Granites: magmatism and mineralisation in subduction and collision related setting.— United Nations ESCAP Newsletter, 1976, v. 3, № 1—2, p. 10—14.
50. *Ridd M. F.* Possible Palaeozoic drift of SE Asia and Triassic collision with China.— J. Geol. Soc., 1980, v. 137, № 5, p. 635—640.
51. *Sengör A. M. C.* Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications.— Nature, 1979, v. 279, p. 590—593.

52. *Sengör A. M. C., Yilmaz Y., Ketin I.* Remnants of pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys? — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1980, pt N 10, p. 599—609.
53. *Stauffer P. H.* Malaya and Southeast Asia in the pattern of continental drift.— *Geol. Soc. Malaysia Bull.*, 1974, № 7, p. 89—138.
54. *Tamura M., Hashimoto W., Igo H. et al.* The Triassic System of Malaysia, Thailand and Some Adjacent Areas.— *Geol. and Paleontol. Southeast Asia*. Tokyo, 1975, v. 15, p. 103—149.
55. *Vozenin-Serra C.* La flore du Sud-Estasiatique en rapport avec la derive des continents du Paléozoïque supérieur.— *C. r. Acad. Sci.*, 1977, D. 285, № 2, p. 155—157.
56. *Workman D. R.* Geology of Laos, Cambodia, South Vietnam and the eastern part of Thailand.— *Overseas Geol. and Miner. Resources*, 1977, N 50, 30 p.
57. *Sengör A. M. C.* The Cimmeride Orogenic system and the Tectonics of Eurasia.— *Geol. Soc. America, Special Paper*, 1984, v. 195, 82 p.
58. *Sengör A. M. C., Yilmaz Y. & Sungurlu O.* Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys.— Eds. Dixon J. E. and Robertson A. H. F. *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, Special Publication of the Geological Society, Blackwell Sci. Publ., Oxford, 1985, N 17, p. 77—112.

Геологический институт АН СССР
 Всесоюзный научно-исследовательский
 институт Геологии зарубежных стран
 МИНГЕО СССР

Поступила в редакцию
 4.XII.1984

УДК 551.24(665.2+665.7)

КРЯТОВ Б. М., ПРОКОФЬЕВ С. С., МАКСТЕНЕК И. О.,
МАМЕДОВ В. И., ХАИН В. Е.**ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ
И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗАПАДА
ЛЕОНО-ЛИБЕРИЙСКОГО ШИТА
(ЗАПАДНАЯ ГВИНЕЯ И ГВИНЕЯ-БИСАУ)**

В работе раскрыты главные этапы тектонического развития запада Леоно-Либерийского щита. В схеме тектонического развития территории Гвинеи-Бисау и западной части Гвинеи выделены следующие этапы: архейский, раннепротерозойский, позднепротерозойский, раннепалеозойский (ордовик-девонский), триас-юрский, раннемеловой — позднемеловой (домастрихтский), позднемеловой (маастрихт)-эоценовый, олигоцен-антропогеновый. Этапы разделены фазами складчатости, либо эпохами активизации платформы. Кроме того, авторами особо выделен этап мощного развития трапового магматизма, который под названием «этапа Карру» охватывает время от позднего палеозоя до маастрихта. Одновременно освещены и проблемы металлогении этого региона.

Предлагаемая схема тектонического развития запада Леоно-Либерийского щита, располагающегося в западной части Африканской платформы (рис. 1), основана на материале, собранном авторами и другими советскими геологами в Гвинеи и Гвинеи-Бисау в процессе поисково-съёмочных работ, проводившихся с 1967 по 1980 г. Вместе с тем авторами проведен анализ советской и зарубежной литературы, касающейся вопросов геологии, тектоники и металлогении Западной Африки. В свете всех этих данных разработана схема тектонического развития региона Гвинеи-Бисау и западной части Гвинеи, в соответствии с которой выделяются следующие этапы: архейский, раннепротерозойский, позднепротерозойский, раннепалеозойский (ордовик-девонский), триас-юрский, раннемеловой — позднемеловой (домаастрихтский), позднемеловой (маастрихт) — эоценовый, олигоцен-антропогеновый. Эти этапы разделены либо фазами складчатости, либо эпохами активизации платформы и отличаются один от другого спецификой формирования структурно-вещественных комплексов и рудообразованием. На приведенной тектонической схеме (рис. 2), сводных колонках основных стратиграфических подразделений Гвинеи-Бисау и Западной Гвинеи (рис. 3) и геологических профилях (рис. 4), сделана попытка наглядно отразить перечисленные выше тектонические этапы и соответствующие им комплексы пород.

Архейский этап. Структурно-вещественные комплексы этого этапа, выступающие в Леоно-Либерийском щите, слагают фундамент платформы. История тектонического развития в архее может быть восстановлена при анализе разрезов серий Касила и Дабола. Представление о них складывается по разрозненным реликтам метаморфических пород, сохранившимся от процессов гранитизации. Наиболее полно разрез серии Касила наблюдался в районе г. Форекарья в 80 км к юго-востоку от г. Конакри. В его строении отчетливо намечается двучленное деление. Нижняя часть разреза мафическая (Кисикисинская и Форекарийская свиты), сложена роговообманковыми, биотит-роговообманковыми, пироксен-роговообманковыми кристаллическими сланцами; эти породы сменяются дуспироксеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами. Среди них присутствуют линзы и прослойки железистых кварцитов. Верхняя часть разреза в основном сиалическая (Махерская и Кунсутинская свиты). Преобладающими породами являются: кордиерит-силлиманит-биотитовые, гранат-кордиерит-биотитовые, гранат-кордиерит-силлиманит-

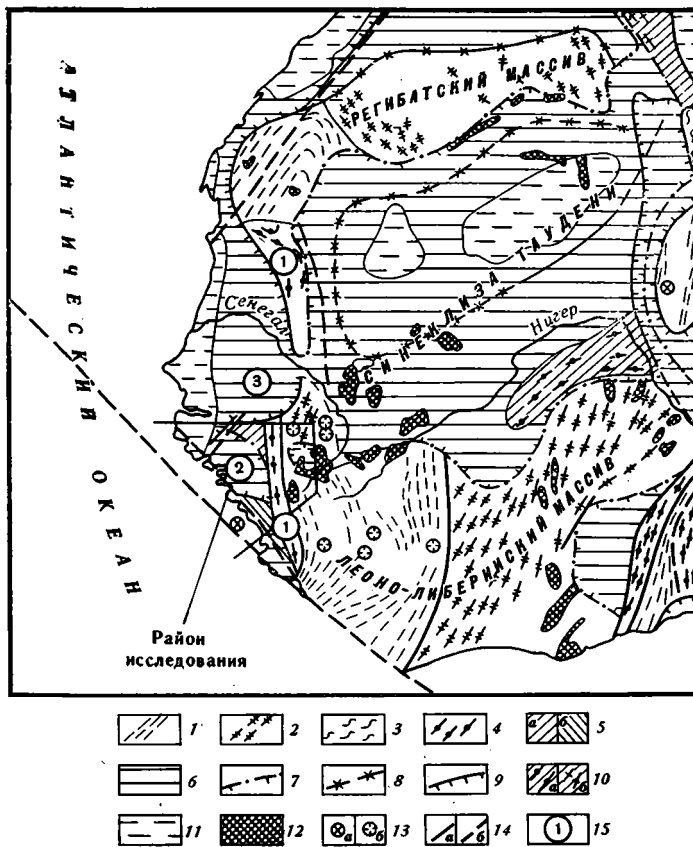


Рис. 1. Фрагмент тектонической схемы Африки (В. Е. Ханн, 1971 г.)

1—4 — докембрийский фундамент древних платформ: 1 — области архейской консолидации, 2 — области раннепротерозойской консолидации (эбурнейской) — 2000 млн. лет, 3 — области средне- и позднепротерозойской консолидации (готской) — 1350 млн. лет, 4 — области консолидации конца протерозоя — начала палеозоя (раннебайкальской — делийской) — 800 млн. лет; 5 — области активизации: а — готской — гренвилльской, б — байкальской; 6—10 — осадочный чехол древних платформ: 6 — позднепротерозойский и фанерозойский; 7—9 — контуры распространения комплексов чехла: 7 — позднепротерозойского (байкальского), 8 — раннепалеозойского (каледонского), 9 — мезозойского, 10 — внутриплатформенные и окраинно-платформенные складчатые зоны: а — байкальские, б — герцинские; 11 — осадочный чехол молодых платформ; 12—13 — магматические образования: 12 — интрузии анортозитов и габброидов на платформах; 13 — а — кольцевые щелочные интрузии и карбонатные тела, б — кимберлиты; 14 — крупные разрывные нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; 15 — тектонические структуры (цифры в кружках на схеме): 1 — Мавритано-Сенегальская складчатая система, 2 — Западно-Гвинейская синеклиза, 3 — Сенегальский бассейн зоны периокеанических погружений

биотитовые кристаллические сланцы и гнейсы. Метаморфические породы серии Дабола изучены на юго-востоке исследуемого района и особенно в обнажениях за его пределами, в районе г. Дабола. Их взаимоотношения с породами серии Касила не установлены, так как они пространственно разобщены. Разрез серии существенно меланократовый: это гиперстеновые, двупироксеновые, пироксен-роговообманковые и биотитовые кристаллические сланцы с прослоями мономинеральных и железистых кварцитов. Петрографический состав перечисленных пород позволяет сопоставить их с нижней частью разреза серии Касила. В видимом основании толщи архейских пород локализуются интрузивные образования, залегающие согласно с метаморфитами. К ним принадлежат амфиболиты, пироксениты, перидотиты, габбро, габбронориты и нориты. Они относятся к доскладчатым интрузиям, претерпевшим метаморфизм синхронно с вмещающими породами.

На основании вышеизложенного можно заключить, что для нижних частей разреза архея характерно вулканогенно-терригенное накопление

с широким развитием эффузивов основного состава, для верхних — терригенное осадконакопление. В конце архея породы претерпели складчатость, региональный метаморфизм, соответствующий гранулитовой и амфиболитовой фациям с формированием метаморфических чарнокитов и гранат-бронзитовых друзитов, а на сопредельных территориях, например в Сьерра-Леоне, гранитообразование с развитием плагиогранито- и гранодиоритогнейсов. В результате архейские толщи были сложно дислоцированы с образованием синклинирных структур с развитыми в них простыми линейными и изоклинальными складками. Подобные структуры располагаются в поле гранитоидного субстрата, неоднократно вовлеченного в гранитизацию в процессе своего развития. Архейский возраст пород определяется на основании сопоставления разрезов серий Касила и Дабола с породами серии Камбюи, развитыми на территории Сьерра-Леоне, имеющими радиологические датировки (по данным Rb/Sr-метода) от 3260 до 2835 млн. лет [10, 12].

Металлогеническая специализация архейского этапа может быть оценена только по материалам сопредельных территорий, поскольку на рассматриваемой площади отсутствуют промышленные концентрации рудных минералов. В частности, в Сьерра-Леоне с серией Камбюи связаны промышленные формации магнетит-гематитовых кварцитов (железорудное месторождение Тонколили) и месторождения хромитовой формации (Хангха и Нгерихун); с архейскими гранитами предполагается связь золотого оруденения (месторождения Маконг и Юризен). В Восточной Гвинее и Северной Либерии развита архейская кварцитовая толща пород серии Симанду. К ней приурочены крупные месторождения железных руд Симанду и Нимба. Месторождения железных руд распространены также и на территории Либерии, где они располагаются в слабоизученных метаморфических породах архея. К наиболее крупным относятся: Бонг-Рендж, Мано-Ривер, Боми-Хилл и др.

Раннепротерозойский этап. Наиболее полно этот этап выразился на сопредельных с рассматриваемой площадью территориях: Восточная Гвинея, Сьерра-Леоне, Либерия, Берег Слоновой Кости, Гана, Верхняя Вольта, Мали. Он характеризуется формированием Бирримской протогеосинклинальной системы, заложение которой сопровождалось дроблением архейского фундамента на ряд параллельных блоков. По мнению авторов, более опущенные блоки положили начало вулканогенно-терригенным трогам, а приподнятые явились прототипами геантиклинальных поднятий и зонами проявления процессов гранитизации за счет ремобилизации архейского кристаллического цоколя. Судя по сохранившейся цепочке реликтов раннепротерозойских метаморфических пород в трогах, длина их была не менее нескольких сот километров, а ширина — от нескольких до 100 км. Трoghi разделены блоками палингенно-метасоматических гранитов и гранитогнейсов с радиологическими датировками (Rb—Sr-метод) в среднем 2 млрд. лет [6, 8]. На ранних стадиях развития трог были заполнены вулканогенно-терригенными образованиями серии Биррим. В ее основании местами наблюдаются мощные горизонты гравелитов и конгломератов с галькой архейских гранитов. Выше следуют породы флишеидной формации, представленные чередованием граувакковых песчаников и сланцев. В нижних горизонтах разреза серии Биррим в ряде трогов отмечаются вулканы, представленные в основном андезитами. В меньшей мере развиты базальты, дациты, риолиты и трахиты. Характерна закономерная приуроченность эффузивной деятельности к зонам пограничных разломов, вдоль которых, вероятно, происходило опускание ложа трогов.

В интервале времени 2060—1840 млн. лет [8] складчатость (эбюрнейская) и региональный метаморфизм привели к преобразованию трогов в синклинирные структуры и к метаморфизму отложений в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. В результате вулканы были превращены в амфиболиты, метаандезиты, метадациты, метариолиты, а осадочные породы — в хлоритовые, эпидот-роговообманковые, серицитовые, граувакковые и другие сланцы. Хемогенные отложе-

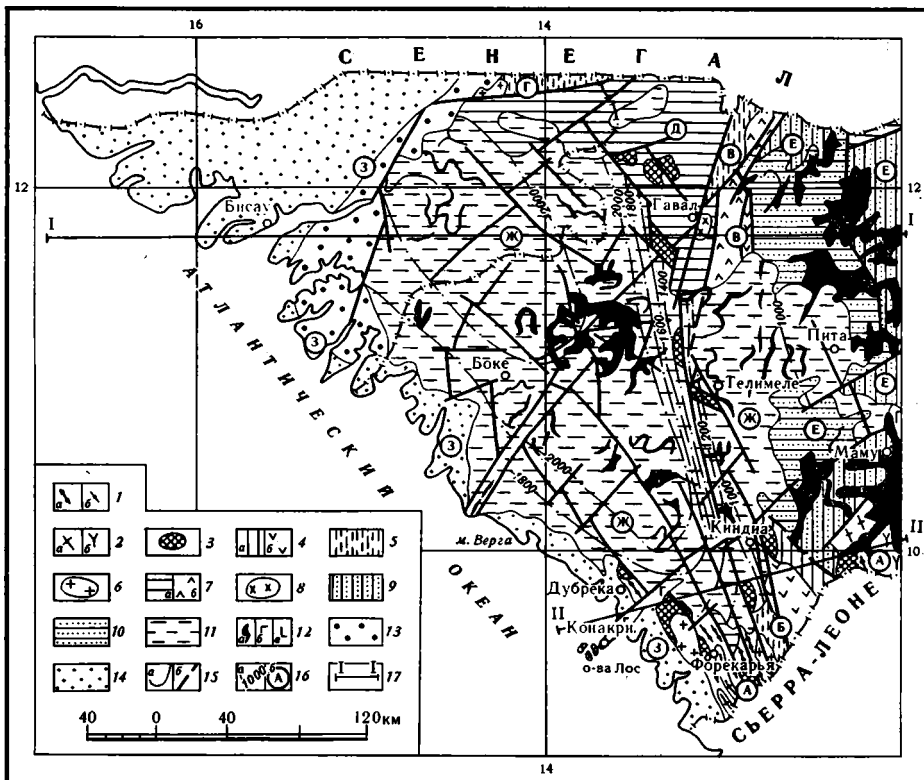


Рис. 2. Тектоническая схема Западной Гвинеи и Гвинеи-Бисау. Составлена по материалам Беляева А. А., Буфеева Ю. В., Крятова Б. М., Макстенека И. О., Мамедова В. И., Михайлова Б. М., Ненашева Ю. П., Никульшина М. И., Петровского А. Д., Прокофьева С. С., Романько Е. Ф., Самозванцева В. А., Селиверстова Ю. П. и др.

Фундамент платформы. Архейские структурно-вещественные комплексы (1—2). 1 — метаморфические породы (гранулитовая и амфиболитовая фации) серий: а — Касила, б — Дабала в зонах выступов Леоно-Либерийского щита, образующие простые линейные и изоклинальные складки; 2 — интрузивные и метасоматические тела: а — доскладчатые перидотиты, пироксениты, амфиболиты, б — соскладчатые чарнокиты и гранат-бронзитовые друзиты. Раннепротерозойские структурно-вещественные комплексы: 3 — соскладчатые граниты и гранодиоритогнейсы.

Платформенный чехол. Позднепротерозойские структурно-вещественные комплексы (4—10): 4—8 — Мавритано-Сенегальская складчатая зона; 4—6 — геологические формации начальной стадии развития: 4 — а — терригенные и терригенно-карбонатные отложения свиты Коленте, б — терригенно-вулканогенные образования свит Баниа и Пананпу, образующие пологие брахиформные складки в синклинии Рокел и сложно-дислоцированные в антиклинории Бассари; 5 — метаморфические породы серии Рокел-Ривер (свиты Коленте и Баниа), серии Кулунту и Бассари, смятые в линейные складки с крутыми крыльями в антиклинориях Бассари, Кулунту и вдоль западного сочленения синклиния Рокел с архейским фундаментом; 6 — послескладчатые граниты и плагио-граниты; 7—8 — геологические формации конечной стадии развития: 7 — а — терригенные и терригенно-карбонатные отложения свит Канкелифа-Кантари, Мали, Бунду, серии Табан, б — терригенно-вулканогенные и вулканогенные образования свит Бунду и Кубия, собранные в брахиформные складки в синклинии Юкункун и сложно-дислоцированные в приразломных зонах; 8 — субпластовые, штокообразные и дайковые тела габбродиабазов и кварцевых диабазов; 9—10 — синеклиза Таудени: 9 — терригенные пологозалегающие породы серии Сегу-Мадина-Кута (свиты Канта, Дира), свита Коленте; 10 — терригенные и карбонатно-терригенные пологозалегающие породы свиты Мали.

Раннепалеозойские структурно-вещественные комплексы, формирующие Западно-Гвинейскую синеклизу: 11 — терригенные отложения свит Пита (ордовик), Телимеле (силур), Фаро (девон), образующие брахиформные складки на северо-северо-западном крыле и пологозалегающие в остальной части структуры. Позднепалеозойско-мезозойские (домеастрихтские) структурно-вещественные комплексы: 12 — а — интрузивные породы трапповой формации, образующие лакколитообразные массивы, силлы и дайки, б — массивы ультраосновных пород, в — кольцевые интрузии нефелиновых сиенитов. Позднемеловой (маастрихт) — эоценовый структурно-вещественный комплекс: 13 — терригенно-карбонатные пологозалегающие породы. Олигоцен-антропогеновый структурно-вещественный комплекс: 14 — терригенно-карбонатные и терригенные пологозалегающие породы. Прочие обозначения: 15 — а — границы структурно-вещественных комплексов.

ния, представленные кремнистыми, марганцевыми и железистыми образованиями, метаморфизовались в кварциты, содержащие часто марганцевый гранат — спессартин и реже гематит и магнетит. Складкообразование сопровождалось формированием синтетектонических известково-щелочных гранитных батолитов. С вмещающими породами они имеют отчетливые интрузивные контакты и окружены зонами контактового метаморфизма. По своему петрографическому составу это биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные и амфиболовые разновидности. Часты гранодиориты, сиениты, диориты, кварцевые диориты, порфиридные граниты.

На рассматриваемой территории троговые структуры отсутствуют, и раннепротерозойский этап развития проявился только в формировании крупных массивов гранитогнейсов и гранодиоритов. Они откартированы вдоль побережья между городами Форекарья и Дубрека. В их образовании главную роль играли процессы палингенной гранитизации. На это указывают следующие признаки: сохранение ориентировки первичных структур в ксенолитах, постепенные переходы к вмещающим породам через зоны мигматизации, зависимость ориентировки гнейсовидности в скиалитах (в эндоконтактных частях гранитов) от вмещающей рамы, присутствие в гранитогнейсах минералов метаморфических пород (кордиерита) и одинаковая железистость биотита из гранитогнейсов и вмещающих пород.

В заключительный этап становления Бирримской протогеосинклинали в ряде вулканогенно-терригенных трогов развивается граувакковая моласса. Ее накопление сопровождалось подновлением разломов, отделяющих трогов от геоантиклинальных поднятий, и образованием вдоль них серий штокообразных гранитных интрузий. Многочисленные радиологические измерения возраста гранитов, определенные Rb/Sr-методом, лежат примерно в интервале 2060—1840 млн. лет.

На описываемой территории не обнаружено каких-либо проявлений полезных ископаемых, связанных с раннепротерозойским этапом тектонического развития. Металлогеническая специализация его может быть охарактеризована только по сопредельным площадям. На территории Берега Слоновой Кости в вулканогенно-терригенных трогов, сложенных породами серии Биррим, широко представлены месторождения и рудопроявления марганца. Концентрации марганца приурочены к горизонтам гондитов, туфов, филлитов и известняков. Названные породы ассоциируют с вулканитами среднего состава, сменяют друг друга по латерали и сопровождаются кремнистыми образованиями. Закономерная пространственная и генетическая связь минералов марганца с эффузивами, пирокластитами, кремнистыми образованиями свидетельствует о вулканогенно-осадочном образовании марганцевых руд. В кайнозое выветривание этих руд привело к их существенному обогащению до промышленных концентраций. С вулканизмом среднего состава следует, по-видимому, связывать и многочисленные рудопроявления меди. Их локализации, так же как и марганца, свойственно тяготение к пограничным частям трогов, т. е. к зонам разломов (Берег Слоновой Кости, Верхняя Вольта). Эти разломы контролируют комплекс малых интрузивных тел. С малыми интрузиями предполагается генетическая связь кварцсulfидно-золоторудной формации. Золоторудные кварцевые жилы образуют рудные узлы Кинтиньян, Банора, Санкарани и другие на северо-востоке Гвинеи. На юго-западе Берега Слоновой Кости известен золоторудный район Яуре, в бассейне верхних течений рек Черная и Белая Вольта — золоторудная зона Гауа-Уагадугу и др. Вмещающими породами кварцевых жил или зон прокварцевания с золоторудной минера-

сов, б — разрывные нарушения; 16 — а — изолинии равных мощностей раннепалеозойских отложений, б — тектонические структуры (буквы на схеме): А — выступы Леоно-Либерийского щита; Б, В, Г, Д — Мавритано-Сенегальская складчатая зона; Б — синклиниорий Рокел, В — антиклиниорий Бассари, Г — антиклиниорий Кулунгу, Д — синклиниорий Юкункун; Е — синеклиза Таудени; Ж — Западно-Гвинейская синеклиза; З — зона на периокеанических погружениях; 17 — линия профиля

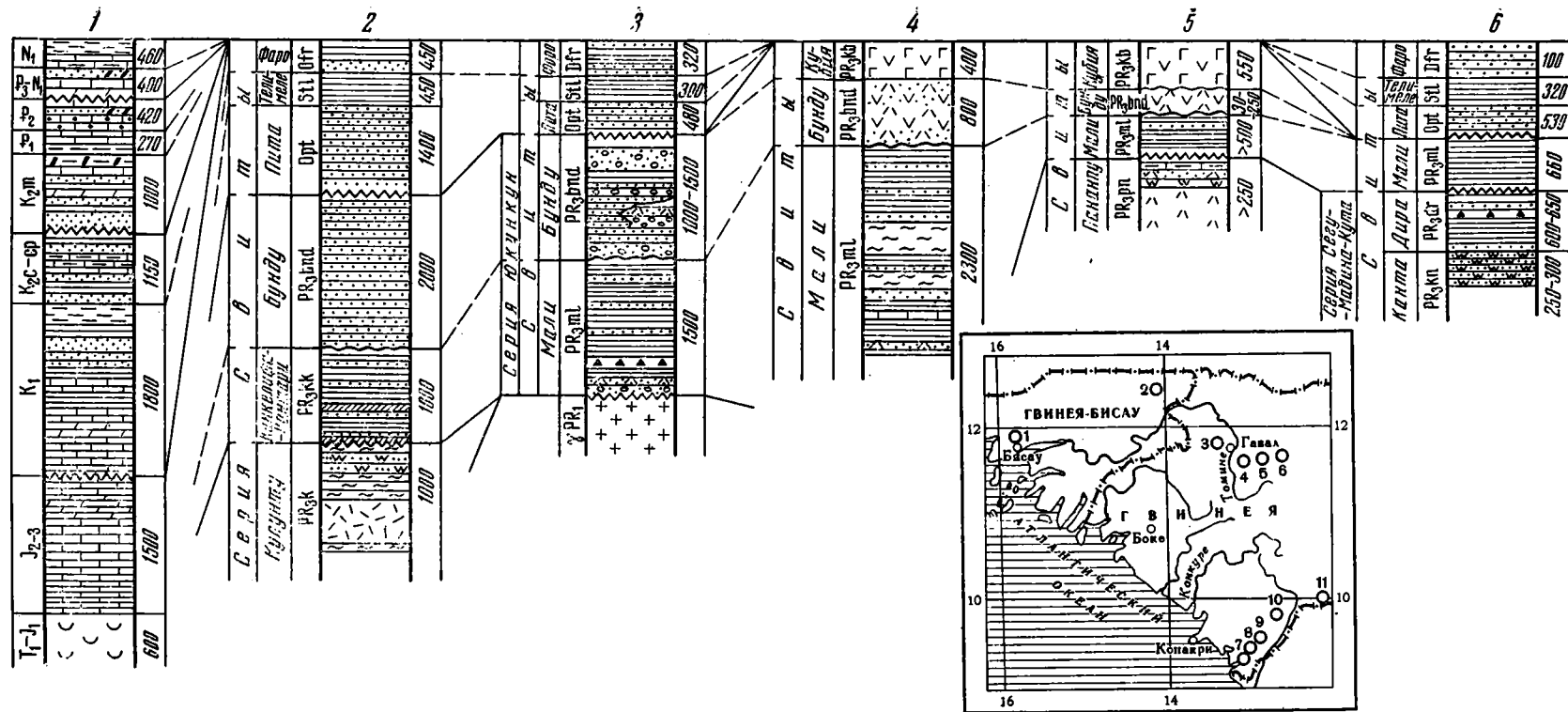


Рис. 3. Схема корреляции сводных колонок основных стратиграфических подразделений Западной Гвинеи и Гвинеи-Бисау: 1 — глины; 2 — аргиллиты, алевролиты; 3 — пески; 4 — песчаники; 5 — конгломераты; 6 — известняки; 7 — мергели; 8 — доломиты; 9 — сланцы метаморфические (мусковитовые, серицит-хлоритовые); 10 — песчаники кварцитовидные; 11 — кварциты; 12 — кварциты магнетитовые, гранат-магнетитовые; 13 — сланцы гематитсодержащие; 14 — гнейсы биотитовые; 15 — гнейсы кордиерит-силлиманит-биотитовые с гранатом; 16 — гнейсы роговообманковые, двупироксеновые, биотитовые; 17 — кристаллические сланцы; 18 — эффузивы основного состава; 19 — эффузивы среднего состава; 20 — эффузивы кислого состава; 21 — туфы; 22 — туфопесчаники; 23 — лавобрекчии; 24 — эффузивы; 25 — метавулканы; 26 — перидотиты, пироксениты, амфиболиты; 27 — граниты; 28 — а — кремнистые породы, б — яшмы; 29 — тиллиты; 30 — фосфориты; 31 — лигниты; 32 — эвапориты; 33 — угловые несогласия; 34 — стратиграфические несогласия; 35 — номера сводных колонок

С в р ц я К а с и л а				Серия Табан			
С в и т ы							
Кисикисинская	Форекаррийская	Мазерская	Кунсутинская	Бафонская	Сансаньская	Бассийская	Пита
ARkk	ARfr	ARmh	ARkn	PR ₃ bf	PR ₃ sn	PR ₃ bd	Opt
3300-3400	3200-3400	2500-2800	2400-2500	>500	500	1200	1100

7

С в и т ы				Тел.-меле
Кисикисинская	Форекаррийская	Мазерская	Пита	Opt
ARkk	ARfr	ARmh	Opt	Opt
3000	3300	>2000	~1100	500

8

С в и т ы		Пита
Метаморфизованные породы свит Коленга + Банца		Opt
PR ₃ /kl+bn/		Opt
2500-3000		>1100

9

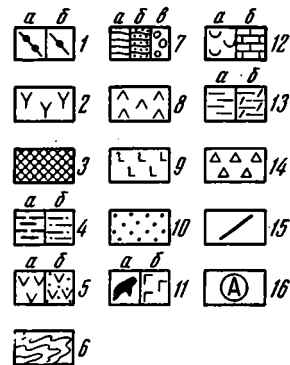
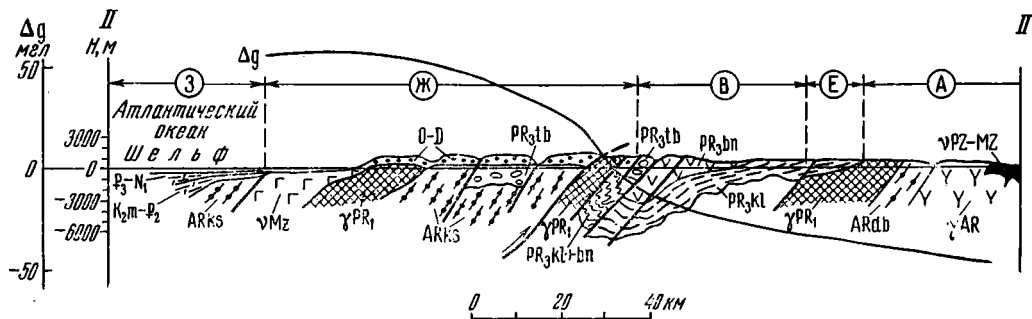
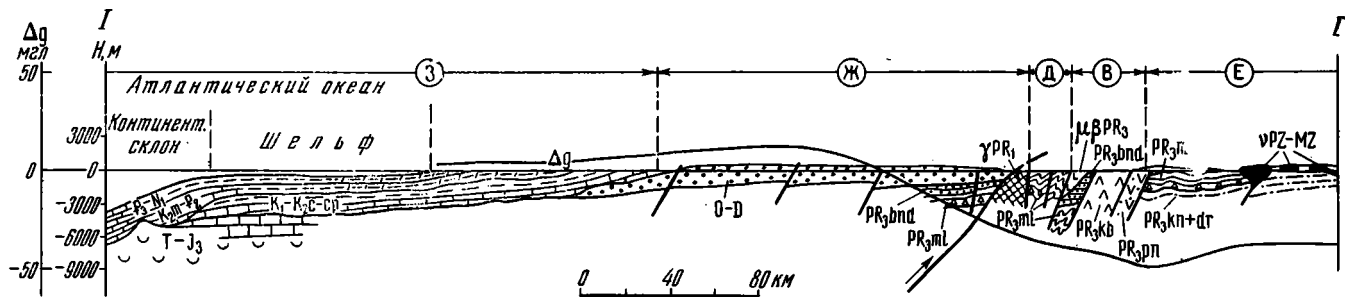
Серия Рокел-Ривер		Серия Табан	Свиты
С в и т ы		Пита	Тел.-меле
Коленга	Банца	PR ₃ tb	Opt
PR ₃ kl	PR ₃ bn	PR ₃ tb	Opt
2500-3000	2500-3000	>1000	1100

10

Серия Дабала	Свиты Коленга
ARd.b	PR ₃ kl
	400

11

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- 24
- 25
- 26
- 27
- 28
- 29
- 30
- 31
- 32
- 33
- 34
- 35



лизацией являются чаще всего глинистые или кварц-серицит-хлоритовые сланцы серии Биррим. Тектонические процессы конца раннего протерозоя окончательно замкнули Бирримскую протогеосинклиналь и в соответствии с представлениями Ю. Шуберта и А. Фор-Мюре [11] на территории Западной Африки наступают платформенные условия.

Позднепротерозойский этап. В позднем протерозое северная часть Западно-Африканского кратона испытала общее погружение. В результате на архейско-нижнепротерозойском кристаллическом фундаменте была заложена обширная (до 1200 км в поперечнике) синеклиза Таудени [9, 12]. На ранних стадиях погружения синеклиза была выполнена осадками верхнего рифея — венда, а впоследствии — нижнего и верхнего палеозоя. В наиболее опущенных частях синеклизы накопились более молодые образования мезозойско-кайнозойского возраста.

Южнее, на площади Леоно-Либерийского щита в среднем рифее, вдоль глубинных разломов субмеридионального и северо-восточного простирания, были сформированы протяженные внутриконтинентальные прогибы — интракратонные геосинклинали. На заключительных стадиях развития на их месте образуются складчатые зоны.

На исследованной территории такой прогиб был заложен на стыке двух крупных блоков фундамента. Западный блок представлен субмеридионально вытянутой складчатой системой архейских метаморфических толщ — серии Касила, которая вошла в состав гранулитового Мавритано-Сенегальского пояса, выделяемого в западной части Африканского континента [4]; восточный образован кулисообразными складчатыми структурами, сложенными архейскими метаморфическими породами серии Дабола, палингено-метасоматическими гранитами и нижнепротерозойскими гранито- и гранодиоритогнейсами. В южной части Западной Гвинеи этот прогиб известен под названием Рокел, а на севере страны и в пределах Гвинеи-Бисау — Фалеме. Зона сочленения этих двух частей единого прогиба скрыта под чехлом палеозойских отложений, слагающих Западно-Гвинейскую синеклизу.

В формировании прогиба Рокел-Фалеме выделяются два подэтапа осадконакопления, разделенных фазой складкообразования.

Ранний подэтап. Прогиб Рокел на ранних стадиях развития представлял собой структуру асимметричного строения с пологим восточным и более крутым и погруженным западным бортом [2]. Выполняющие его терригенные и вулканогенно-терригенные верхнепротерозойские образования принадлежат серии Рокел-Ривер, впервые выделенной на территории Сьерра-Леоне. В восточной части прогиба отложения серии с разрывом залегают на архейских и нижнепротерозойских породах; на западе зона контакта архейского основания и образований серии залечена массивом гранитогнейсов верхнего протерозоя.

Рис. 4. Схематические геологические разрезы Западной Гвинеи и Гвинеи-Бисау
 1—2 — архей: 1 — метаморфические образования: а — серии Касила (ARks), б — серии Дабола (ARdb); 2 — интрузивные и метасоматические образования — чарнокиты и гранат-бронзитовые друзиты (γAR), 3 — ранний протерозой — граниты и гранодиоритогнейсы (γPR₁); 4—6 — поздний протерозой (ранний этап): 4 — терригенные и терригенно-карбонатные отложения свит: а — Коленте (PR₃kl), б — Канта и Дира (PR₃kp + dt); 5 — терригенно-вулканогенные образования свит: а — Баниа (PR₃bn), б — Паланпу (PR₃pn); 6 — метаморфизованные породы свит Коленте и Баниа (PR₃kl + bn); 7—9 — поздний протерозой (поздний этап): 7 — а — терригенно-карбонатные отложения свиты Мали (PR₃ml), б — терригенные отложения свиты Бунду (PR₃bnd), в — терригенные отложения серии Табан (PR₃tb); 8 — вулканогенные образования свиты Кубия (PR₃kb); 9 — интрузивные образования — габбродиабазы (μβPR₃); 10 — раннепалеозойские терригенные отложения свит Пита (ордовик), Телимеле (силур), Фаро (девон); 11 — позднепалеозойские и мезозойские интрузивные образования трапповой формации: а — долериты, габбродолериты (νPZ — MZ), б — дуниты, перидотиты, пироксениты (νMZ); 12—13 — триас-позднеюрские (Т — J₃), раннемеловые — позднемеловые (домастрихтские) (K₁ — K₂ — ср), позднемеловые маастрихт-эоценовые (K₂m — P₂), олигоцен-миоценовые (P₃ — N₁) отложения: 12 — а — соленосные, б — карбонатные и терригенно-карбонатные; 13 — а — терригенные и терригенно-карбонатные, б — терригенные лигнитосные; 14 — тиллиты; 15 — разрывные нарушения; 16 — тектонические структуры (см. условные обозначения к рис. 2)

Нижним частям разреза серии Рокел-Ривер свойственно переслаивание песчаников, аргиллитов и алевролитов — свита Коленте мощностью до 2500—3000 м. Выше по разрезу терригенные отложения сменяются толщей чередующихся спилитов, базальтовых порфиритов с подчиненными прослоями лавобрекчий, диабазов, альбитофиров, туфов, яшм, линз и прослоев алевролитов и песчаников свиты Баниа. Свита выполняет центральную, наиболее погруженную часть прогиба. Ее мощность оценивается в 2500—3000 м.

Период складкообразования, который по времени совпадает с катангской фазой складчатости (650—620 млн. лет), выделяемой Ю. Шубертом и А. Фор-Мюре [11], привел к формированию в пределах прогиба Рокел синклинойной структуры и частичному метаморфизму отложений свит Коленте и Баниа в ее западной части. С востока на запад в зоне шириной 10—15 км наблюдается постепенный переход от неметаморфизованных алевролитов и аргиллитов к филлитам, мусковитовым сланцам, двуслюдяным сланцам, биотитовым гнейсам и мигматитам. Радиологические определения по мусковитовым сланцам К/Аг-методом (лаборатории ВСЕГЕИ и ВАГТА) дали цифры 571—401 млн. лет.

Западная часть синклинория характеризуется сложными структурами в виде линейных складок изоклинального типа с углами падения крыльев до 65—75°. Складки разбиты многочисленными разрывами, осложнены зонами смятия, интенсивной милонитизации и окварцевания. Центральной части описываемой структуры присущи линейные складки с углами падения крыльев до 50—65°. В то же время наблюдаются брахиформные складки. Восточнее складчатость затухает. Для этой части прогиба характерно моноклинальное падение пород на запад, которое резко осложняется пологими складками с наклоном слоев до 10—15°.

Несколько позже или синхронно с процессами складкообразования проявлялась интрузивная деятельность. Интрузивные массивы формировались в две фазы. Граниты и гранодиориты первой фазы возникли в результате переработки раннедокембрийских образований процессами калиевого метасоматоза. Это подтверждается следующими данными: постепенными переходами (наряду с резкими контактами) от гранитоидов через фельдшпатизированные разности или поля мигматитов к гнейсам архея и раннепротерозойским гранитогнейсам; присутствием многочисленных ксенолитов вмещающих пород с сохранившейся первичной ориентировкой; преобладанием в породах метасоматических структур с ярко выраженными структурами замещения и образованием порфирироblast микроклина; наличием минералов вмещающих метаморфических пород. Граниты и гранодиориты второй фазы локализовались в зонах разрывных нарушений северо-западного простирания или в зонах пограничных разломов, отделяющих верхнепротерозойские отложения от кристаллического фундамента (серия Касила). По своей природе они являются аллохтонными и образуют небольшие штокообразные тела с интрузивными контактами. Данные радиологических определений 589 и 585 млн. лет калий-аргоновым методом позволяют отнести породы этого интрузивного комплекса к верхнему протерозою, что подтверждается и их взаимоотношениями с архейскими толщами серии Касила, которые они «омолаживают» до возраста 730—641 млн. лет.

Прогиб Фалеме являлся продолжением прогиба Рокел в северо-западной части Гвинеи. Нижний цикл седиментации здесь характеризовался развитием терригенных и вулканогенно-терригенных отложений. В составе этих образований выделены терригенные породы свит Канта и Дира, входящих в состав серии Сегу-Мадина-Кута и сопоставляемой с ними свиты Коленте; вулканогенно-терригенные породы свиты Пананпу эквивалентные свите Баниа.

Вулканиды развиты в наиболее мобильных частях прогиба, в зонах региональных разломов. В строении свиты Пананпу участвуют липариты, липаритодацитовые порфиры и их туфы. С ними переслаиваются туфоалевролиты, туфопесчаники, туффиты, пелиты, алевролиты, кварцевые песчаники и кварциты. К востоку эти породы, вероятно, фашиально

сменяются толщей монотонных кварцевых песчаников и кварцитопесчаников с выраженной косою слоистостью и знаками ряби (свита Канта, видимая мощность до 300 м) и отложениями свиты Дира. Последняя представлена переслаивающимися аргиллитами, алевролитами, кремнистыми алевролитами, песчаниками, в подчиненном количестве доломитами, доломитизированными известняками, гравелитами, конгломератами и тиллитовидными породами. Мощность свиты 600—650 м. Радиологическое определение возраста (Rb—Sr-метод) в 1022 млн. лет [12, 13], сделанное по красным аргиллитам низов серии Сегу-Мадина-Кута Восточного Сенегала, позволяет относить время заложения прогиба Рокел-Фалеме к среднему рифею.

В результате деформаций катангской фазы прогиб Фалеме приобрел сложное строение с обособлением в нем антиклинория Кулунту, синклинория Юкункун и антиклинория Бассари. В антиклинорных зонах терригенные и вулканогенно-терригенные толщи подвергались метаморфизму. В антиклинории Кулунту основной объем пород одноименной метаморфической толщи падает на серицитовые и хлорит-серицитовые сланцы и метавулканиды. Наряду с парасланцами отмечаются ортосланцы по основным эффузивам и их туфам. Редко наблюдаются белые кварцитовидные песчаники. Мощность метаморфических образований серии Кулунту оценивается в 1000 м. Подобные образования известны и в северной части антиклинория Бассари. В этом районе выделяется сложнислоцированная и метаморфизованная в фации зеленых сланцев песчано-сланцевая толща под названием «серия Бассари». В составе серии в преобладающем объеме присутствуют серицито-кварцевые и серицит-хлорит-кварцевые сланцы, кварцитовидные песчаники и кварциты. Встречаются также железистые кварцитовидные песчаники и гематитсодержащие серицито-кварцевые сланцы. Мощность метаморфических образований достигает 5000—5500 м. Помимо метаморфизма антиклинорные поднятия характеризуются и более напряженной складчатостью. Так, например, в пределах антиклинория Бассари породы свиты Пананпу смяты в систему линейных складок меридионального и субмеридионального простирания с наклоном крыльев от 40° до вертикального.

Таким образом, на месте прогиба Рокел-Фалеме в заключительную стадию раннего подэтапа тектонического развития формируется сложнодифференцированная структура, получившая название Мавритано-Сенегальской складчатой зоны.

Поздний подэтап развития ознаменовался дифференцированным погружением значительной части Мавритано-Сенегальской складчатой зоны и примыкающих к ней регионов. В северной части исследуемого района на их месте была сформирована впадина, которая в приподнятых частях своего основания (антиклинорий Бассари) была осложнена грабен-синклинальными прогибами. Подобные прогибы наблюдаются на юго-западе Гвинеи в зоне складчатого фундамента, сложенного образованиями серии Касила, и в западной части синклинория Рокел. Вероятнее всего, последние являются юго-западными ответвлениями рассматриваемой впадины.

На севере Гвинеи и Гвинеи-Бисау область погружений заполнялась осадками серии Юкункун [14]. На юго-западе Гвинеи синхронно в грабен-синклинальных структурах накапливались отложения серии Табан. В нижней части разреза серии Юкункун выделены терригенные породы свиты Мали, в Гвинеи-Бисау ее аналоги представлены отложениями свиты Канкелифа-Кантари. Верхняя часть разреза серии сложена терригенными и вулканогенно-терригенными образованиями свит Бунду и Кубия.

Свита Мали состоит из довольно однородной и достаточно выдержанной по разрезу толщи аргиллитов, алевролитов и песчаников. В нижней части свиты наблюдаются линзы кремнистых и карбонатных пород и горизонт тиллитов. Последний имеет мощность до 4 м. В целом мощность отложений свиты Мали колеблется от 500 м в антиклинорной зоне Бассари до 1500—2300 м в синклинории Юкункун. В строении сви-

ты Канкелифа-Кантари участвуют пестроцветные глинистые сланцы и аргиллиты с прослоями яшм и песчаников. Общая мощность отложений 1000 м. Все эти осадочные образования со стратиграфическим несогласием и конгломератами в основании перекрываются груботерригенной толщей свиты Бунду. Строение свиты Бунду изменчиво по площади: в синклинии Юкункун это преимущественно песчаники; в грабен-синклинальных структурах, тяготеющих к антиклинорию Бассари,— конгломераты, туфопесчаники, песчаники. Мощность свиты от 30—250 до 2000 м. Завершается разрез серии Юкункун вулканогенной толщей базальтов, диабазов и лавобрекчий свиты Кубия. Мощность их 400—550 м.

В составе серии Табан выделены (снизу вверх) три свиты: бофонская, сансанийская и бассийская. Нижние две свиты (тонкообломочные) авторами предположительно сопоставляются с отложениями свиты Мали, а для верхней, представленной грубо- и крупногалечными конгломератами, возможна корреляция с образованиями свиты Бунду. Общая мощность отложений достигает 1000—2200 м.

В результате проявления дамарской фазы тектогенеза, выделяемой на рубеже 550—525 млн. лет [12], отложения вышеописанных свит в пределах Мавритано-Сенегальской зоны претерпели разнотипную складчатость. В синклинии Юкункун сформировались в основном пологие, вытянутые в субмеридиональном направлении брахиформные складки. Более сложная складчатость отмечается в бортовых частях грабен-синклиналей, тяготеющих к антиклинорию Бассари и западному обрамлению синклинии Рокел. В этих районах наблюдаются узкие линейные приразломные структуры с крутыми крыльями—40—60°. В зонах разломов отложения подвержены динамометаморфизму зеленосланцевой фации, милонитизированы и окварцованы. Мощность зон метаморфизма 100—200 м.

Дальнейшее развитие позднего подэтапа проявилось в магматической деятельности. Среди интрузивных образований широко распространены дайки, субпластовые и штокообразные тела габбродиабазов и кварцевых диабазов. Пространственно они тяготеют к антиклинорию Бассари, прорывают отложения свиты Мали и участвуют совместно с породами этой свиты в складчатости. Радиологические датировки диабазов К/Аг-методом показывают значения 503, 490, 450, 393, 370 млн. лет.

Основной предпосылкой заложения структур позднепротерозойского этапа явилась тектоническая активизация раннедокембрийского фундамента. Она выразилась в развитии зоны разломов близмеридионального направления. Гравиметрические данные показывают, что зона разломов располагается в поле гравиметрической ступени, простирающейся в северо-северо-западном направлении (рис. 5). Эта ступень фиксируется противоположными по знаку градиентами силы тяжести. Западная ее часть характеризуется положительными значениями изоаномал с максимумом до 50 мгл к западу от г. Киндиа и более 100 мгл в области шельфа Атлантического океана [3]; восточная—отрицательными, с максимумом в районе г. Телимеле—более 50 мгл. На западе положительные градиенты силы тяжести, видимо, отвечают фемическому характеру фундамента (метаморфические толщи серии Касила). На востоке отрицательные градиенты силы тяжести являются показателем сиалической среды фундамента, сложенного гранитами и гранитогеитами. По-видимому, зона раздела двух сред различной плотности горных пород, фиксируемая гравиметрической ступенью, являлась наиболее ослабленной и подвижной и тем самым благоприятной для заложения региональных разломов с последующим развитием вдоль них прогиба типа Рокел-Фалеме, а затем складчатых зон типа Мавритано-Сенегальской.

Раннепалеозойский (ордовик-девонский) этап развития ознаменовался трансгрессией ордовикского моря, наступавшей с северо-запада. Осадки этого моря, известные как свита Пита, представлены грубообломочными прибрежно-морскими фациями—разнозернистыми кварцевыми песчаниками с включением кварцевого галечного материала и с про-

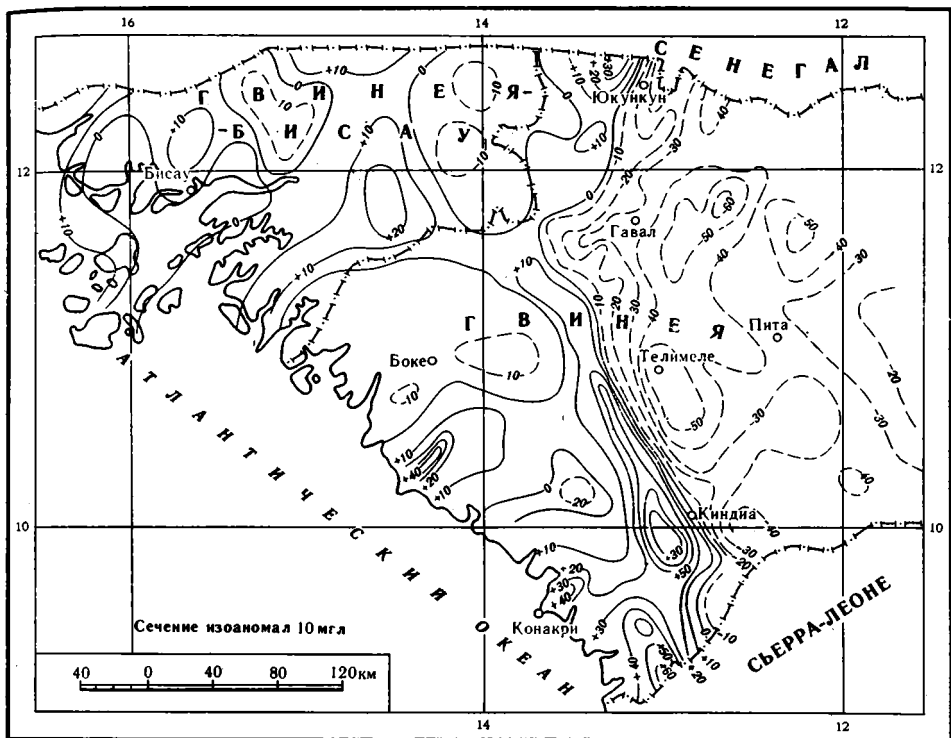


Рис. 5. Карта изоаномал силы тяжести (в редукции Буге, $\sigma=2,67 \text{ г/см}^3$) Западной Гвинеи и Гвинеи-Бисау (составлена с использованием материалов Сажиной Н. Б., 1975)

слоями мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Ими была заполнена Западно-Гвинейская синеклиза. Синеклиза на юго-западе исследуемой территории была заложена на раннедокембрийских структурно-вещественных комплексах, а на севере и востоке ее основанием послужили структуры Мавритано-Сенегальской складчатой зоны и западного борта синеклизы Таудени. Амплитуда прогибания синеклизы в процессе осадконакопления колебалась. Наибольшие мощности осадков — 1200—1400 м, отмечаются на западе, в области развития фемического основания ордовикского бассейна; к востоку (р-н г. Пита), на сиалическом основании, мощности палеозойских осадков сокращены до 500—530 м. Резкий перепад в мощностях осадков (от 600—700 до 1200 м) тяготеет к зоне раздела различных сред фундамента.

В силуре глубина морского бассейна увеличивается. В это время накапливается более тонкотерригенная толща (свита Телимеле) осадков — алевролиты, аргиллиты, реже песчаники. В разрезах свиты впервые в большом количестве появляется морская фауна, представленная силурийскими граптолитами, брахиоподами и трилобитами.

На фоне стабильного погружения силурийского бассейна отмечаются периоды его обмеления, которые подчеркиваются прослоями и линзами микроолитовых железных руд. Тенденция к опережающему погружению западной части морского палеозойского бассейна, наметившаяся в ордовике, продолжает сохраняться и в силуре, что нашло отражение в распределении осадков, мощность которых увеличивается с востока от г. Телимеле на запад к г. Боке от 300—320 до 450 м.

В конце силура и в девонское время морские условия в пределах Западно-Гвинейской синеклизы сохраняются. Фациальный переход от силурийских осадков к девонским (свита Фаро) совершался постепенно. Стратиграфическая граница между разновозрастными осадками весьма условна и проводится по появлению в разрезе пачек мелкозернистых песчаников и фауны трилобитов и брахиопод девонского возраста. Так же как и в силуре, на общем фоне погружения девонского бассейна отме-

чаются две стадии его обмеления, отразившиеся формированием грубопесчаных фаций с редкими линзами и прослоями микроолитовых железных руд. Западная часть девонского бассейна претерпела большее погружение. В районе городов Боке — Гавал мощность осадков оценивается в 300—450 м. К востоку, в районе г. Телимеле, она сокращается до 100 м.

В целом Западно-Гвинейская синеклиза в раннепалеозойское время испытала опускание с амплитудой до 2200—2300 м. Ось ее максимального погружения простиралась в север-северо-западном направлении. Восточная часть синеклизы прогибалась менее активно. Суммарная мощность осадков здесь оценивается до 950—1000 м.

Позднегерцинские движения проявились лишь в северной части палеозойского бассейна, в горстовой зоне Кулунту. Палеозойские слои были смяты здесь в складки, ориентированные субширотно, параллельно докембрийской складчатости этой зоны. Углы падения крыльев складок в палеозойских породах от 30 до 40°. К югу от этой зоны деформации в толщах палеозоя быстро затухают. Углы падения слоев редко превышают 1—3°.

Начиная с карбона, область палеозойского бассейна и прилегающие к ней территории испытывают общее поднятие. Начальный период восходящих движений этого региона сопровождался расколами фундамента и платформенного чехла и внедрением вдоль них позднепалеозойских дайкообразных и пластовых интрузий с радиологическим возрастом 330—235 млн. лет (K/Ag-метод). С этого времени в истории исследуемого региона начинается этап магматической активизации. Магматизм охватывает пермь, триас, юру и продолжается в позднем мелу. В африканской литературе этот этап получил название «этапа Карру».

Позднепалеозойско-мезозойский (домастрихтский) этап развития траппового магматизма — «этап Карру». На рассматриваемой территории проявления траппового магматизма распространены в пределах широкого пояса. Следы его отмечаются в зоне шельфа Атлантического океана, и далее он прослеживается в глубь континента до 1100 км, контролируясь разломами северо-восточного простирания. В пределах траппового пояса, шириной до 300—350 км, можно выделить две зоны магмоподводящих разломов. Первая трассируется от мыса Верга в северо-восточном направлении через г. Гавал и далее. Вторая — параллельная зона, протягивается южнее, от островов Лос через г. Киндиа и далее к г. Бамако (Мали).

Среди интрузивных образований широко развиты дайки, пластовые интрузии, лакколитообразные массивы основных интрузий и крупные массивы ультраосновных пород. Вблизи Атлантического побережья, слагая острова Лос, расположен плутон щелочных сиенитов. По своему химическому и петрографическому составу породы, слагающие силлы и дайки, довольно однообразны и сходны с долеритами Карру. Это диабазы, конгадиабазы, долериты, реже габбродиабазы, габбродолериты и габбро. В отдельных случаях отмечаются кварцевые габбро и кварцевые диориты (мыс Верга). Определения радиологического возраста долеритов свидетельствуют о нескольких фазах их внедрения. Наибольшее число определений K/Ag-методом падает на интервал 199—140 млн. лет, т. е. на поздний триас — юру.

Пространственно и, видимо, парагенетически с основными породами трапповой формации связаны стратифицированные плутоны основных и ультраосновных пород: Калумский массив у г. Конакри и ряд массивов в бассейнах рек Бафинг и Комба в Гвинее. Калумский массив приурочен к глубинному разлому северо-восточного простирания. В плане он представляет собой лакколитообразный плутон трещинно-межформационного типа длиной до 50, шириной 5—8 км. Породы массива прорывают позднепротерозойские гранитоиды, песчаники ордовика и мезозойские долериты. Трещинная интрузия подводящего канала сложена дунитами, которые в эндоконтактах переходят в габбронориты и кварцевые габбродиабазы. Собственно лакколитообразная часть массива стратифициро-

вана на четыре субгоризонтальные зоны (маккоритмы мощностью по 200—250 м), состоящие каждая из габброноритов, норитов и габбро. В ее основании залегают перидотиты и пироксениты с повышенными содержаниями хромита, магнетита, титаномагнетита, сульфидов железа, никеля и меди. По геофизическим данным, продолжение массива устанавливается в северо-восточном направлении под ордовикскими отложениями. Радиологический возраст габбропегматитовой жилы в массиве Калум определен в 150 млн. лет (К/Аг-метод).

На продолжении Калумского разлома, в бассейне р. Бафинг, обнажается несколько крупных (до 400—500 км²) пластообразных массивов перидотитов и пироксенитов, имеющих вытянутую форму и располагающихся в виде цепочки северо-восточного простирания. Аналогичные образования отмечены в бассейне р. Комба, к востоку от г. Гавал, которые трассируют зону разломов мыса Верга. Представлены они в основном гарцбургитами, лерцолитами и верлитами.

С завершающим этапом мезозойской тектоно-магматической активизации платформы связано формирование кольцевой интрузии нефелиновых сиенитов, слагающих архипелаг островов Лос, расположенных в зоне современного шельфа Атлантического океана. Эта интрузия приурочена к зоне пересечения двух глубинных разломов: северо-восточного направления, «залеченного» линейной интрузией гипербазитов Калумского массива, и северо-западного, проходящего вдоль береговой линии Африканского континента. В составе интрузии выделен комплекс комагматических пород, среди которых преобладают амфиболовые и эгириновые нефелиновые сиениты. Широко развиты жильные породы, представленные микромонцититами, пуласкитами, нефелиновыми микросиенитами, мончикитами, микрошонкинитами, тингуаитами, топсаплитами и другими разновидностями пород. Результаты радиологических определений нефелиновых сиенитов, полученные калий-аргоновым методом, свидетельствуют о значительном интервале времени внедрения интрузии островов Лос. Начавшись в юре — 178 млн. лет (К/Аг-метод), интрузивная активность на островах отмечается и в позднем мелу — 80 млн. лет (К/Аг-метод) [5].

К западу от зоны тектоно-магматической активизации располагается область периокеанических погружений. Она была заложена на месте современного атлантического шельфа и континентального склона в триас-раннеюрское время. Ниже рассматриваются этапы ее геологического развития.

Триас-юрский этап. Его начальная стадия характеризуется формированием лагунного типа соленосных бассейнов, протягивающихся вдоль современного континентального склона Африки. В бассейнах накапливается толща эвапоритов, представленная галитом и ангидритом с прослоями карбонатных пород мощностью от 200 до 500—600 м, триас-нижнеюрского возраста. Соленосные отложения установлены геофизическими методами в акватории Сенегала, а также Гвинеи-Бисау на глубине от 5 до 8 км. С ними связано формирование соляных куполов, некоторые из которых достигают высоты 4,5 км.

В средней и поздней юре прогибание периокеанического бассейна продолжалось, но условия осадконакопления несколько меняются. Из разреза исчезают эвапориты и преобладают глинисто-карбонатные и песчано-глинистые осадки. Общая мощность отложений средней и верхней юры достигает 1500—2000 м.

Проявления вулканической деятельности находят свое выражение и в зоне периокеанических погружений. В акватории Гвинеи-Бисау геологами компании ЭССО при бурении нефтепоисковой скважины в интервале глубин 1715—1904 м на границе фаунистически охарактеризованного неокома с подстилающими его эвапоритами (соляной шток) обнаружены эффузивы, представленные туфолавами, игнимбритами, латитами и андезитами. На эффузивах развита кора выветривания мощностью до 8—10 м, свидетельствующая о значительном перерыве в осадконакоплении и о континентальном режиме развития части зоны пери-

океанических погружений, во всяком случае на границе юры и мела.

Раннемеловой — позднемеловой (домастрихтский) этап был предопределен предшествующей историей прогибания области перикоеанических погружений. Он начался с неокомской трансгрессии, охватывающей современную область шельфа и континентального склона. Позднеюрские осадки перекрываются толщей известняков, мергелей, аргиллитов и песков с прослоями глин, несущих раннемеловую фауну, представленную фораминиферами. Мощность раннемеловых осадков с востока на запад по направлению к континентальному склону изменяется от 120 до 1800 м. В позднем мелу накапливаются в основном известковистые аргиллиты, мергели и известняки с фауной фораминифер. В кампанском веке происходит некоторое обмеление бассейна, характеризующееся образованием песчано-глинистых осадков с включениями лигнита и пирита. Общая максимальная мощность позднемеловых осадков оценивается в 1150 м. С меловой трансгрессией связывается эпоха нивелирования рельефа, благодаря которой на континенте была сформирована «постгондванская» поверхность выравнивания с корами выветривания. Реликты этой поверхности фиксируются восточнее г. Телимеле, в пределах плато Фута-Джалон, на абсолютных отметках 800—1200 м [1].

Позднемеловой (маастрихт) — эоценовый этап. Пульсационный характер погружения перикоеанической зоны проявился в размыве позднемеловых отложений на границе с маастрихтом. Маастрихтская трансгрессия является максимальной в районе. Ее осадки на северо-западе Гвинеи-Бисау с угловым несогласием залегают на образованиях докембрия и палеозойских породах, а на шельфе, ближе к континентальному склону — на отложениях мела и частично поздней и средней юры. Прибрежный характер мелководного маастрихтского бассейна подчеркивается наличием прослоев лигнитоносных глин среди кварцевых песков и песчаников, которые развиты в восточной части шельфа Атлантического океана. К западу, в сторону континентального склона эти отложения фациально замещаются на более глубоководные — песчано-аргиллитовые и аргиллитовые. Среди терригенных образований наблюдаются и карбонатные разности: доломиты и известняки. Мощность маастрихта увеличивается с востока на запад в сторону континентального склона от 80 до 600 м, достигая 1000—1200 м у основания континентального склона. Над соляными куполами мощности осадков сокращены до нескольких метров.

Палеоэоцен-эоценовые отложения (мощностью от 160 до 680 м) также формировались вдоль современного шельфа Гвинеи и Гвинеи-Бисау. В отличие от маастрихтских они имеют преимущественно карбонатный состав — известняки, мергели, известковистые глины, и лишь в нижней части эоцена встречаются прослои известковистых кварцевых алевропесчаников. В мелководных частях прибрежной зоны бассейна в эоцене совместно с песчаными и монтмориллонитовыми глинами накапливались лигниты. Среди палеоэоценовых отложений встречены фораминиферы.

Синхронно с морской палеоэоцен-эоценовой трансгрессией на континенте формировалась эоценовая или Африканская поверхность выравнивания, фрагменты которой наблюдаются в различных частях исследуемой территории на абсолютных высотах от 450 до 1100 м [1, 7]. Спецификой осадконакопления палеоэоцен-эоценовых отложений является их зараженность фосфатной минерализацией, максимум которой приходится на средний эоцен. В Сенегале с породами среднего эоцена связаны промышленные месторождения фосфоритов: Таиба, Тиес и др. Рудопроявления эоценовых фосфоритов известны в Гвинее, у пос. Сянгбан. Они обнаружены также в Гвинее-Бисау, в районе г. Фарим. В Сьерра-Леоне лигниты из эоценовых отложений разрабатываются в промышленных целях.

Олигоцен-антропоэоценовый этап. Зона перикоеанических погружений в конце эоценового — начале олигоценового времени была вовлечена в общее поднятие. Это выразилось в значительном размыве эоценовых отложений. Однако в олигоцене фаза поднятия сменилась опусканием,

что привело к трансгрессии. Олигоцен-миоценовые осадки этой трансгрессии прослеживаются по всему побережью Гвинеи-Бисау и Гвинеи. Они также устанавливаются в шельфовой зоне и в пределах континентального склона. Среди осадков преобладают терригенные мелководные фации, включающие пески и глины с лигнитами. Карбонатные породы присущи лишь средней части разреза. Закономерность в увеличении мощностей осадков с востока на запад по направлению к континентальному склону для олигоцен-миоценового бассейна остается такой же, как и для предыдущих этапов. Мощности возрастают от 80 до 860 м. С олигоцен-миоценовой трансгрессией на континенте связывается формирование поверхности выравнивания, останцы которой сохранились особенно широко к западу от г. Гавал на абс. высотах от 150 до 400—500 м.

В конце плиоцена и в четвертичное время незначительные трансгрессии океана затрагивают лишь районы приморской равнины Гвинеи и Гвинеи-Бисау. К западу от этой равнины формируются наиболее низкие поверхности выравнивания — плиоценовая и плиоцен-плейстоценовая на абсолютных высотах до 100—150 м. Незначительные колебания уровня океана в четвертичное время привели к образованию морских и речных террас. На современном этапе происходит затопление океаном устьевых частей крупных речных долин и накопление глинисто-песчаных отложений.

Металлогенические особенности новейшего этапа характеризуются наличием бокситоносных, железистых и каолиновых кор выветривания. С бокситоносными корами и продуктами их переотложения связаны крупные месторождения: Ева, Каин и другие (Гвинея-Бисау); Диан-Диан, Синтиуру, Сангареди, Фриа (Гвинея) и многие другие с запасами промышленных руд от десятков до сотен миллионов тонн. Железистые коры несут месторождения железных руд: Калум, Венду-Бору и др. (Гвинея). Кроме того, в железистых корах п-ова Калум известны месторождения никелевых и хромовых руд. В отложениях морских террас и кос сосредоточены россыпи тяжелых песков — ильменита, циркона, рутила.

Таким образом, изученный авторами регион представляет достаточно типичный участок Африканской платформы, в пределах которого проявлены практически все основные этапы ее тектонической эволюции, за исключением разве только наидревнейшего, катархейского. Архейские образования (серии Касила и Дабола) с возрастом древнее 2800 млн. лет по своему составу, последовательности его изменения вверх по разрезу и возрасту вполне сходны с выделенными на востоке Сьерра-Леоне зеленокаменными поясами [15—18], но отличаются более глубоким метаморфизмом, до гранулитовой фации, и развитием чарнокитов и друзитов. Эти отличия можно объяснить, однако, их вовлечением в структуру Мавритано-Сенегальского подвижного пояса, точное время зарождения которого остается неустановленным. Так или иначе рассматриваемая площадь, несомненно, прошла через этот характерный не только для Африки этап развития зеленокаменных поясов и последующей гранитизации. Раннепротерозойские, бирримские прогибы Леоно-Либерийского щита также обнаруживают известные черты сходства с архейскими зеленокаменными поясами, представляя как бы продукт их вырождения, но вместе с тем имеют и существенные отличия — еще более ярко выраженный энсиалический характер (заложенные уже на зрелой континентальной коре), первичные разломные ограничения (если только они действительно первичны), менее основной состав с преобладанием андезитов и отсутствием коматиитов, палингенный характер гранитоидов, появление молассоидной формации на заключительной стадии развития. Палингенно-метасоматическая гранитизация конца раннего протерозоя (2,0—1,8 млрд. лет) привела к полной консолидации фундамента будущей Африканской платформы, возникшей на основе эпиархейской протоконтинентальной коры. В раннем рифее и, вероятно, на протяжении значительной части среднего рифея новообразования платформа сохраняла устойчиво приподнятое и относительно стабильное

положение, но затем, в конце среднего и позднем рифее, подверглась раскалыванию с заложением столь характерных для Африки и Гондваны в целом, интракратонных геосинклиналей, в нашем регионе представленных зонами Рокел и Фалеме, входящими в Мавритано-Сенегальский пояс. О достаточно высокой подвижности этого пояса свидетельствуют довольно интенсивные магматизм, как эффузивный, так и интрузивный, метаморфизм и складчатость. Двухфазное проявление диастрофизма — в венде (катангская фаза) и кембрии (дамарская фаза) привело к коллизии ограничивших этот подвижный пояс стабильных блоков континентальной коры (на востоке это был так называемый Западно-Африканский кратон) с образованием интракратонной складчатой системы. Но возникшая в коре неоднородность продолжала проявлять себя на всех последующих этапах развития, в фанерозое. Любопытно, что тенденция к преимущественному опусканию затронула ранее наиболее глубоко эродированный, глубокометаморфизованный и наименее гранитизированный блок. Первым фанерозойским этапом был ранне- и среднепалеозойский, отличавшийся наиболее спокойным тектоническим режимом с общей тенденцией к опусканию, вероятно, в связи с охлаждением литосферы. Африка в это время была интегральной частью Гондваны. Затем наступает позднепалеозойско-раннемезозойская тектоно-магматическая активизация с интенсивным проявлением траппового магматизма. Ее заключительные фазы смыкаются с началом раскрытия Центральной Атлантики, на данном отрезке вдоль рифта общей северо-западной ориентировки, которому перпендикулярны разломы и зоны повышенной проницаемости с внедрением интрузивных тел от ультраосновных до ультращелочных. Далее последовал период относительно спокойного погружения Приатлантической зоны и воздымание восточной части региона, — период, приходящийся на мел и ранний палеоген, ознаменованный выработкой широких поверхностей выравнивания с мощными корами выветривания; он был прерван некоторой вспышкой активности перед маастрихтом. И наконец, заключительный этап прогрессирующего воздымания современной суши — олигоцен-антропогеновый, с перетолжением ранее сформированных и образованием новых кор выветривания и морских россыпей. Амплитуда новейшего ($P_3 - Q$) воздымания нагорья Фута-Джалон достигает 0,5—0,7 км.

Литература

1. *Акаемов С. Т., Теняков В. А., Прокофьев С. С.* Этапность бокситообразования в Западной Африке. — Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 1, с. 154—158.
2. *Буфеев Ю. В.* Позднепротерозойский прогиб Рокел в Западной Африке и его строение. — Геотектоника, 1972, № 2, с. 61—66.
3. Гравиметрическая карта Африки масштаба 1 : 5 000 000/Под ред. Сажинной Н. Б. М., 1975.
4. *Долгинов Е. А.* Докембрийская история материков и глобальный тектогенез. М.: Изд-во ВИНТИ. Сер. общая, геология. Т. 15, 1982. с. 42—47.
5. *Лазаренков В. Г.* Фельдшпатоидные сиениты массива Лос (Гвинея). Изд-во ЛГУ, 1975, с. 28.
6. *Михайлов Б. М.* Геология и полезные ископаемые западных районов Либерийского щита. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 167, М.: Недра, 1969, с. 180.
7. *Селиверстов Ю. П.* Эволюция рельефа и покровных образований влажных тропиков Сахарской платформы. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 257. Л.: Недра, 1978, с. 239.
8. *Тимофеев В. Д., Елизарьев Ю. З., Крятов Б. М.* Прерывистость эбюрского гранитообразования Западной Африки. — В сб.: Геология и полезные ископаемые докембрия. Тр. НИИзарубежгеологии, вып. 29. М.: Недра, 1975, с. 97—101.
9. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Африка, Антарктида. М.: Недра, 1971, с. 548.
10. *Херли Н. М., Фэрбэрн Г. У., Годетт Г. Е.* Текущий отчет по раннеархейским породам Либерии, Сьерра-Леоне и Гайаны и их общее стратиграфическое расчленение. — В сб.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 511—522.
11. *Шуберт Ю. А., Фор-Мюре А.* Тектоническая карта Африки. — В сб.: Тектонические карты континентов: XXII сессия международного геологического конгресса. М.: Наука, 1967.
12. *Шуберт Ю. А., Фор-Мюре А.* Тектоника Африки. М.: Мир, 1973, с. 111—272.
13. *Bassot J. P.* Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guinéo-maliens. — Mem. BRGM. P., 1966, № 40, p. 322.

14. *Bassot J. P.* Aperçu sur les formations précambriennes et paléozoïques du Sénégal oriental.— *Bull. Soc. géol. Fr.* (7). P., 1969, t. XI, № 21, p. 160—169.
15. *Beckinsale R. D., Gale N. H., Pankhurst R. J., Mactarlane A., Crow M. J., Arthurs I. W., Wilkinson A. F.* Discordant Rb—Sr and Pb—Pb whole rock isochron age for the Archaean basement of Sierra-Leone.— *Precamb. Res.*, 1980, v. 13, p. 63—76.
16. *Bessolles B.* Géologie de l'Afrique. Le craton OuestAfricain.— *Mem. BRGM*, 1977, № 88, p. 402.
17. *Rollinson H. F., Cliff R. A.* New Rb—Er age determinations on the Archaean basement of eastern Sierra-Leone.— *Precamb. Res.*, 1982, v. 17, p. 63—72.
18. *Umeji A. C.* Archaean greenstone belts of Sierra-Leone with comments on the stratigraphy and metallogeny.— *J. Afr. Earth Sci.*, 1983, v. 1, № 1, p. 1—8.

ВНИИЗарубежгеология
ВИМС

Поступила в редакцию
29.III.1984

Московский государственный
университет им. М. В. Ломоносова

УДК 551.24 : 551.21 (574 : 575)

КУРЧАВОВ А. М.

**ЗОНАЛЬНОСТЬ ДЕВОНСКОГО ОРОГЕННОГО ВУЛКАНИЗМА
КАЗАХСТАНА И СРЕДНЕЙ АЗИИ**

Выявлена гетерогенность позиции ареалов орогенного вулканизма: внутриконтинентальная, краевая, континентальная и морская островодужная. Проанализированы особенности латерального размещения вулканических ассоциаций и петрохимических черт слагающих их пород и намечены некоторые отличия ареалов разной позиции. Выявлена меридиональная и широтная зональность в размещении и составе продуктов извержения, обусловленная ориентировкой каледонского геосинклинального бассейна и расположением блоков более ранней консолидации. Показаны особенности размещения вулканических ассоциаций разных стратиграфических срезов девона и максимумов относительной щелочности и калиевоности пород.

Одна из важных проблем изучения магматизма заключается в выявлении взаимосвязи его зональности с характером тектонического развития региона. Эта проблема приобретает особую актуальность в связи с энергично развиваемыми в последние годы представлениями о громадной роли горизонтальных движений в формировании континентальной земной коры. Изучение орогенных вулканитов, появление которых и является индикатором зрелости земной коры, дает возможность выявить роль и значение глубинных неоднородностей, оказывающих непосредственное влияние на тектоно-магматическую историю регионов.

В этом отношении территория Казахстана и Средней Азии представляет особый интерес. Здесь на обширнейших пространствах за девонский период в наземной обстановке сформировался мощный и сложнопостроенный комплекс вулканитов, залегающих несогласно на дислоцированных отложениях нижнего палеозоя, а местами и силура, и фиксирующих орогенную стадию развития каледонид этой территории. Важное значение этим вулканитам придавал А. А. Богданов, выделивший краевой вулканический пояс. Им [5, 6] особенно подчеркивалось, что возникновение вулканического пояса обязано разломам на границе стабилизированных каледонских блоков и продолжающей развиваться Джунгаро-Балхашской системы варисцид. Одновременно А. А. Богданов обращал внимание на принципиальное отличие девонских вулканитов Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория, который им не включался в состав каледонид, а вулканиты соответственно в состав краевого вулканического пояса. Представления о краевом вулканическом поясе наши дальнейшее развитие в исследованиях сотрудников Московского государственного университета и других организаций. Ими были выявлены особенности строения вулканического пояса девона и состав продуктов извержения в различных частях его, намечены отличия строения разных сегментов пояса [17—19, 23, 24, 35 и др.]. В то же время ряд исследователей не выделяют краевой вулканический пояс как особую структуру, а все девонские вулканиты, которые широко развиты и за пределами пояса, относят к орогенным [1, 28 и др.]. Некоторые исследователи, относя весь комплекс континентальных вулканитов девона к орогенным образованиям, подчеркивали некоторые особенности их в зависимости от структурной позиции [35, 37].

Следует отметить, что основное внимание исследователей было сосредоточено все же на анализе зональности строения, в том числе и изменения петрохимических характеристик пород, вкрест простирания структурно-фациальных зон и в меньшей степени уделялось внимание анализу изменения строения и состава девонских вулканитов по прости-

ранию выделенных зон. В этом отношении важное значение имеет монография А. А. Моссаковского [25], проанализировавшего особенности строения девонских орогенных серий Евразии, включая развитие и на данной территории. Им подчеркивалось наличие общей меридиональной зональности относительно каледонского геосинклинального бассейна океанического типа, осевая часть которого совпадает примерно с современной Иртыш-Зайсанской зоной.

Однако анализ особенностей строения и состава девонских орогенных вулканитов Казахстана и смежных территорий Средней Азии свидетельствует о наличии более сложной зональности и в первую очередь о присутствии широтной зональности, на что прежде менее всего обращалось внимание.

С этой целью нами были составлены схемы распространения вулканических ассоциаций, отражающие три главных момента в истории формирования девонской орогенной вулканической серии. В основу были положены материалы, нашедшие отражение в многочисленных публикациях и изданных геологических картах [2, 3, 8—19, 21—24, 28, 29, 31—36, 38—42], а также результаты личных наблюдений.

В общем виде эволюция девонского вулканизма идет от формирования преимущественно андезитобазальтовой ассоциации в начале девона к преобладающе риолитовым извержениям конца раннего — эфельского века среднего девона, а начиная со второй половины среднего девона вновь от андезитобазальтовой ассоциации к преимущественно риолитовой в позднем девоне. На этом фоне выделяются зоны, где характер вулканических извержений отклонялся от регионального плана. Так, в начале девона общий фон определяется развитием андезитобазальтовых пород, нередко ассоциирующихся с вулканогенно-осадочными (рис. 1). Однако на юге Сарысу-Тенгизского водораздела и севере Бетпак-Далы, южнее Караганды, в Баянаульском регионе и юго-западной части хр. Чингиз присутствуют риолитовые разности, или чередующиеся с андезитобазальтами, или вытесняющие их вверх по разрезу. Отдельные выходы кислых по составу пород локализованы в Северном Казахстане. В целом риолитовые разности тяготеют к северной части территории, образуя как бы два ареала, один из которых развит в пределах Кокчетавского массива, а другой охватывает области разнородного геологического строения в Центральном Казахстане. Другая примечательная особенность — это щелочные породы: комплекс щелочных базальтоидов (ишимский комплекс условно раннего девона), развитый в излучине р. Ишим [29].

Для конца раннего — начала среднего девона определяющим является развитие вулканитов риолитового состава (рис. 2). И лишь в ряде мест отмечаются андезитобазальтовые разности, ассоциирующиеся с риолитами или реже, как например, в пределах Оленты-Шидертинской впадины и севернее ее, образующие самостоятельные поля. И лишь на Рудном Алтае андезитобазальтовые породы развиты почти на всей территории, за исключением широты Усть-Каменогорска. Следует сразу заметить, что в отличие от остальной территории вулканиты здесь чередуются с морскими терригенными и известковыми осадками, хотя в своей историко-геологической позиции занимают такое же орогенное положение [12, 25, 39]. Можно видеть, что андезитобазальтовые разности распространены в северной части рассматриваемой территории. Примечательной особенностью продуктов извержения конца раннего — начала среднего девона является широкое развитие пород типа игнимбритов или туфолав. В максимальном виде эти породы сосредоточены на Сарысу-Тенгизском водоразделе, севере Бетпак-Далы, в Баянаульском регионе и в хребтах Чингиз и Тарбагатай, слагающая изометричные или протяженные на десятки километров поля мощностью до 1000 м. Ареал их распространения несколько шире, чем у риолитовых разностей предшествующего этапа (в пределах Центрального Казахстана), но в целом достаточно четко сопоставляется с ним. Еще одна характерная черта — это присутствие среди полей игнимбритов риолитовых разностей, содер-

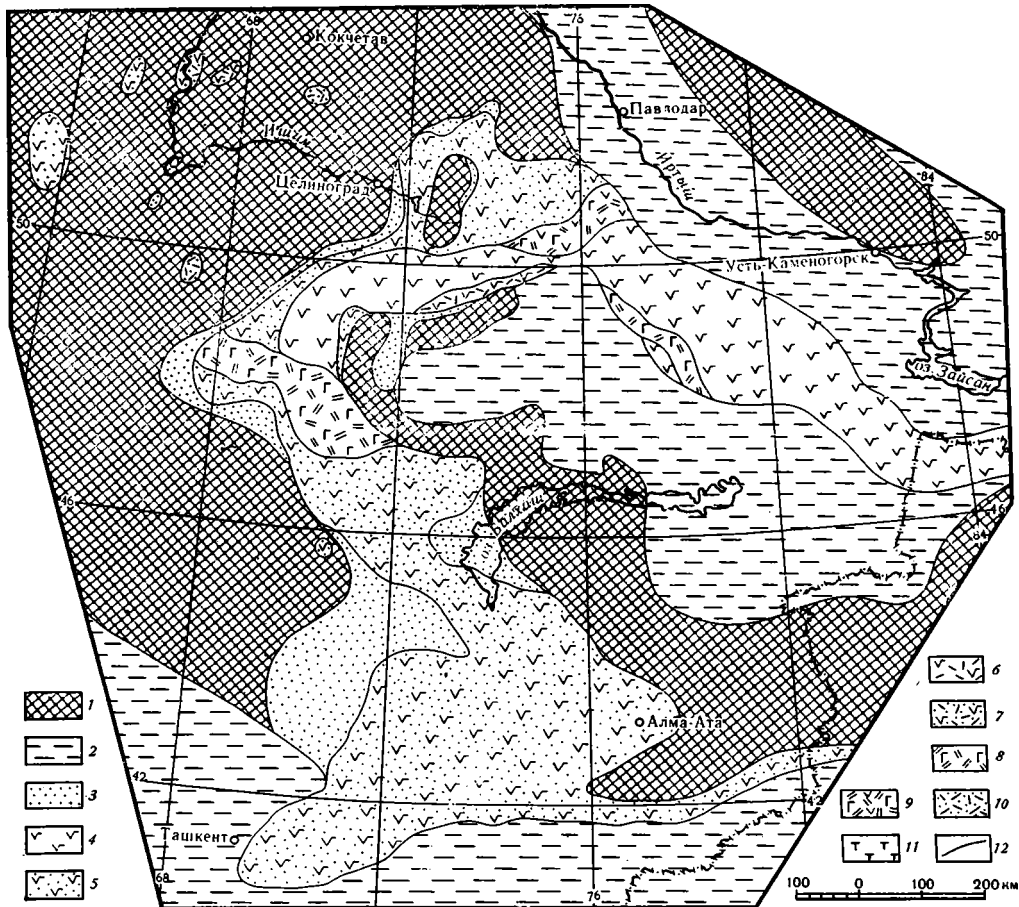


Рис. 1. Особенности размещения вулканических ассоциаций низов нижнего девона Казахстана и Средней Азии

1 — области отсутствия осадконакопления и размыва; 2 — области морской седиментации; 3 — области континентального терригенного осадконакопления; вулканические ассоциации: 4 — андезитобазальтовая, 5 — то же с терригенными породами, 6 — контрастная андезитобазальт-риолитовая, 7 — то же с терригенными породами, 8 — последовательно дифференцированная андезитобазальт-дацит-риолитовая, 9 — последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацит-риолитовая, 10 — риолитовая с терригенными породами; 11 — щелочные породы; 12 — геологические границы

жащих щелочные темноцветные минералы. Подобные щелочные риолиты отмечены в Достарской, Кайнарской и Машанской мульдах хр. Чингиз [2, 13, 27], а также в горах Шунак западнее поселка Мойынты.

Начиная со второй половины среднего девона и во фране формируется в целом гомодромная серия, начинающаяся базальтами и андезитобазальтами и заканчивающаяся риолитовыми извержениями (рис. 3). Ярким и типичным представителем ассоциации вулканитов подобного строения является жаксыконская серия Сарысу-Тенгизского водораздела [34—36]. Однако в ряде районов вулканиты этого времени представлены или только андезитобазальтовыми разностями (осевая часть хребтов Чингиз и Тарбагатай, север Сарысу-Тенгизского водораздела, верховья р. Ишим, южнее Караганды, Кокчетавский массив и другие места), или кислыми разностями (Баянаульский и Мойынтинский регионы, Джунгария и др.). Среди последних андезитобазальтовые разности отмечаются лишь спорадически. СПорадически развиты и щелочные вулканиты: в Аральской мульде Киргизского хребта [16], в Джезказганском регионе на реке Белеуты [36] и в верховьях р. Терсаккан [20], а также в излучине р. Ишим [29]. Ярко выраженной зональности раз-

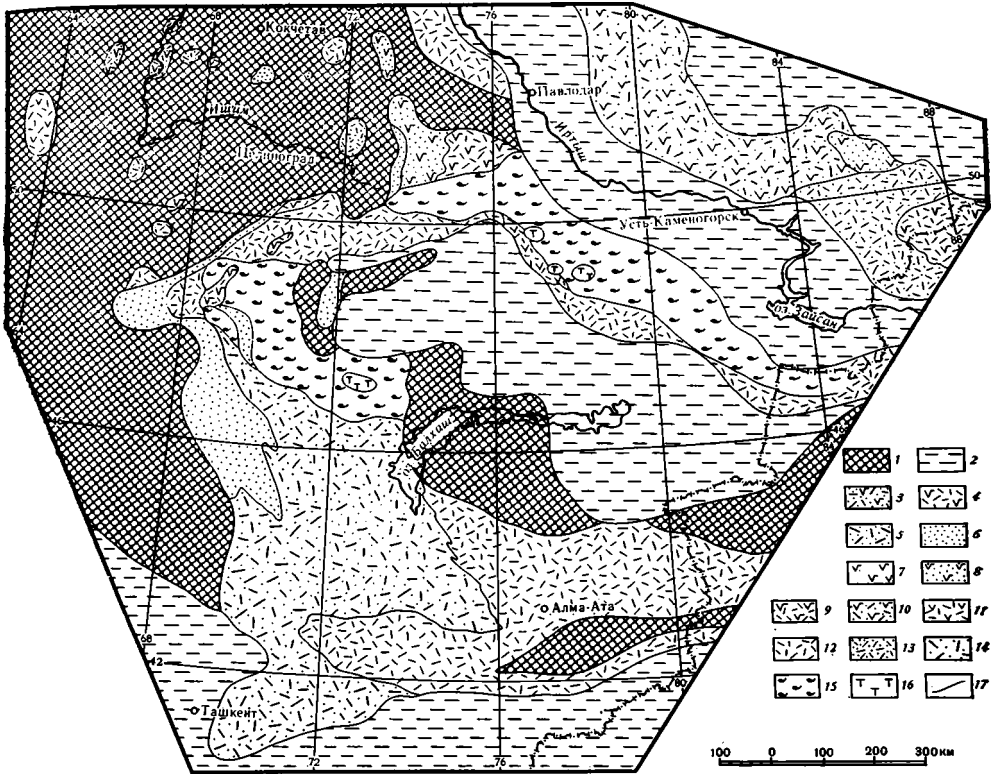


Рис. 2. Особенности размещения вулканических ассоциаций верхов нижнего — низов среднего девона Казахстана и Средней Азии
 1—2 — см. рис. 1; орогенные вулканические ассоциации морские (Рудный Алтай): 3 — контрастная андезитобазальт-риолитовая с терригенными породами, 4 — то же, преимущественно эффузивная, 5 — риолитовая с терригенными породами; 6 — области континентального терригенного осадконакопления; вулканические ассоциации континентальные: 7 — андезитобазальтовая, 8 — то же с терригенными породами, 9 — контрастная андезитобазальт-риолитовая, 10 — то же с терригенными породами, 11 — риолитовая с андезитобазальтами, 12 — риолитовая, 13 — риолитовая, преимущественно пирокластическая, 14 — риолитовая пирокластическая и пирокласт-осадочная, 15 — туфолаво-игнимбритовая; 16 — щелочные риолиты; 17 — геологические границы

мещения продуктов вулканизма этого этапа не отмечается. Следует лишь подчеркнуть, что щелочные породы тяготеют к западной части региона, а в пределах Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория резко преобладают основные и средние по составу вулканы.

Сравнивая характер латерального размещения вулканических ассоциаций разных стратиграфических срезов девона, можно видеть сходство тенденций у раннего девона и у конца раннего — начала среднего девона. Все это время преобладают широтные тенденции в зональности размещения продуктов извержений. Вторая половина девонского периода такой четкой преемственности от предшествующего этапа не имеет. Здесь скорее отчетливее выступает зональность меридионального направления: Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий характеризуется большей основностью продуктов извержения по сравнению с остальными регионами, щелочные разности пород тяготеют к западной части территории, контрастные андезитобазальт-риолитовые ассоциации в целом также свойственнее западу рассматриваемой площади.

Важные сведения о зональности вулканизма выявляются при анализе особенностей химизма пород. Петрохимическому анализу девонских вулканитов посвящены многочисленные исследования. Выявлены важные тенденции в изменении химизма разных частей девонского разреза разных регионов [36], получены интересные данные как об особенностях химического состава пород разных сегментов вулканического

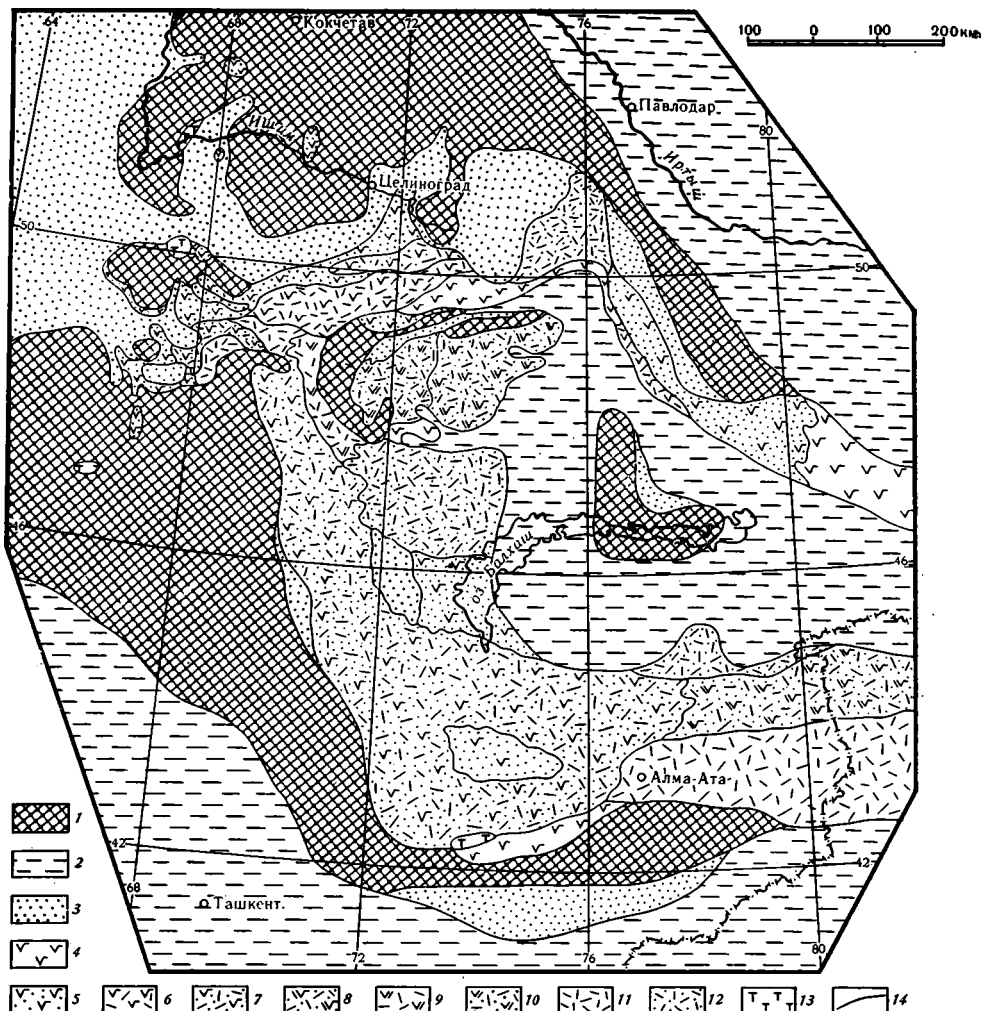


Рис. 3. Особенности размещения вулканических ассоциаций живетского и франского ярусов Казахстана и Средней Азии

1—3 — см. рис. 1; вулканические ассоциации: 4 — андезитобазальтовая, 5 — то же с терригенными породами, 6 — контрастная андезитобазальт-риолитовая, 7 — то же с терригенными породами, 8 — последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацит-риолитовая, 9 — последовательно дифференцированная андезит-дацит-риолитовая, 10 — то же с терригенными породами, 11 — риолитовая, 12 — то же с терригенными породами; 13 — щелочные породы; 14 — геологические границы

пояса, так и некоторых отличительных петрохимических чертах пород этих сегментов [4, 17 и др.]. В то же время анализ особенностей изменения по латерали петрохимических характеристик девонских вулкаников не нашел должного отражения. С этой целью нами были проанализированы особенности поведения щелочных компонентов главных типов пород конкретных вулканических массивов указанных выше трех стратиграфических уровней¹. Выяснилось, что помимо разностей, принадлежность к щелочным которых обусловлена присутствием щелочных минералов, породы ряда вулканических массивов характеризуются повышенной щелочностью, не зафиксированной часто присутствием минералов щелочного типа.

Наиболее распространенными среди девонских вулкаников являются две группы пород. Одна из них включает базальты и андезитобазальты (содержание кремнезема менее 57%), другая — риодациты и риолиты

¹ Использованы анализы, заимствованные из многочисленных литературных источников, отчетов, а также из коллекции автора.

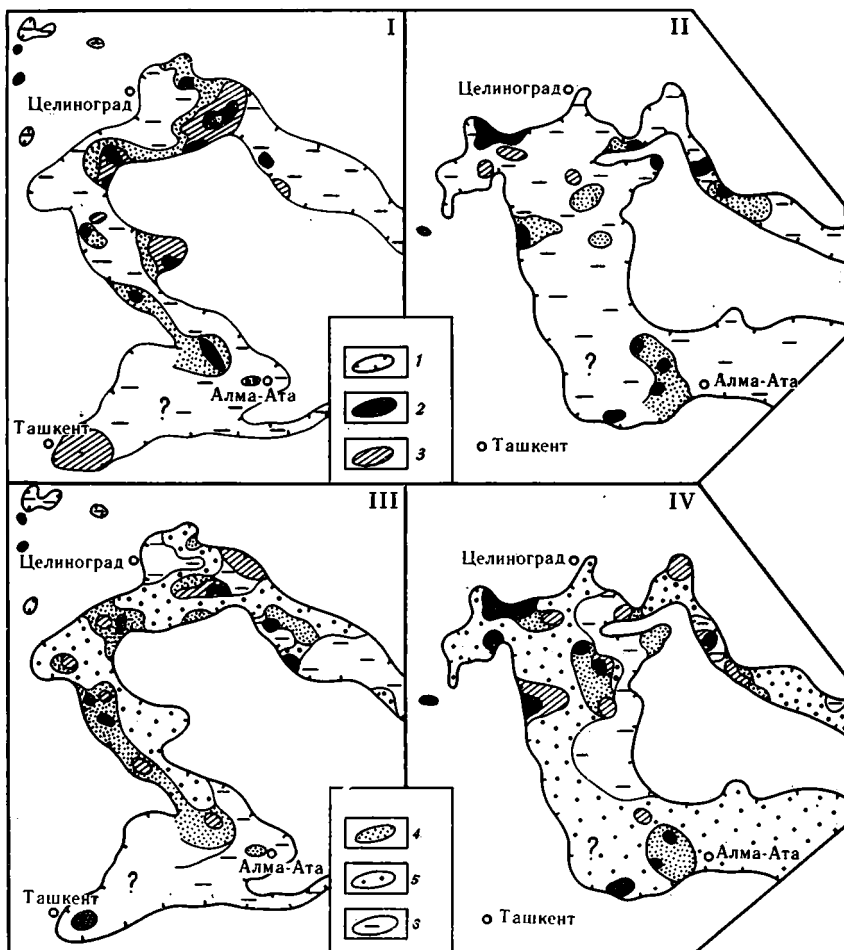


Рис. 4. Вариации содержаний щелочных элементов в нижнедевонских (I, III) и живет-
франкских (II, IV) базальтах и андезитобазальтах

I, II — сумма оксидов натрия и калия: 1 — контур распространения вулканитов; 2—6 —
содержание в %: 2 — более 6,5; 3 — 6,0—6,4; 4 — 5,0—5,9; 5 — 4,0—4,9; 6 — менее 4,0%.
III—IV — содержание окисла калия: 1 — контур распространения вулканитов; 2—6 —
содержание в %: 2 — более 2,5; 3 — 2,0—2,4; 4 — 1,5—1,9; 5 — 1,0—1,4; 6 — менее 1,0%

(с кремнеземом свыше 68%). Вариации содержаний в них суммы оксидов натрия и калия, а также калия отдельно отражены на рис. 4 и 5.

Наименее щелочными оказываются породы юго-восточной части хр. Чингиз, Тарбагатай, Рудного Алтая, юга Казахстана и Средней Азии. Наиболее же широко высокощелочные разности пород представлены в северной части рассматриваемой территории. Они локализуются здесь в виде широтно ориентированной полосы, в общем плане примерно совпадающей с ареалом развития риолитового вулканизма раннего девона. Таким образом, заметно выражена тенденция к нарастанию щелочности (и калиевоности) пород девона с юга на север. Одновременно можно видеть тенденцию к нарастанию щелочности пород и с востока на запад. Подобное суммарное взаимодействие обеих тенденций приводит к более высокой насыщенности щелочами (и калием отдельно) вулканитов северо-западной части рассматриваемой территории по сравнению в целом с ее юго-восточной половиной (см. рис. 4, 5).

Сравнение особенностей размещения ассоциаций вулканитов (по кремнезему) и характера щелочности слагающих их пород показывает сходство в обоих случаях смены зональности в виде широтной и меридиональной тенденций. Обращает на себя внимание, что ареалы развития высокощелочных пород охватывают регионы различного историко-геологического развития.

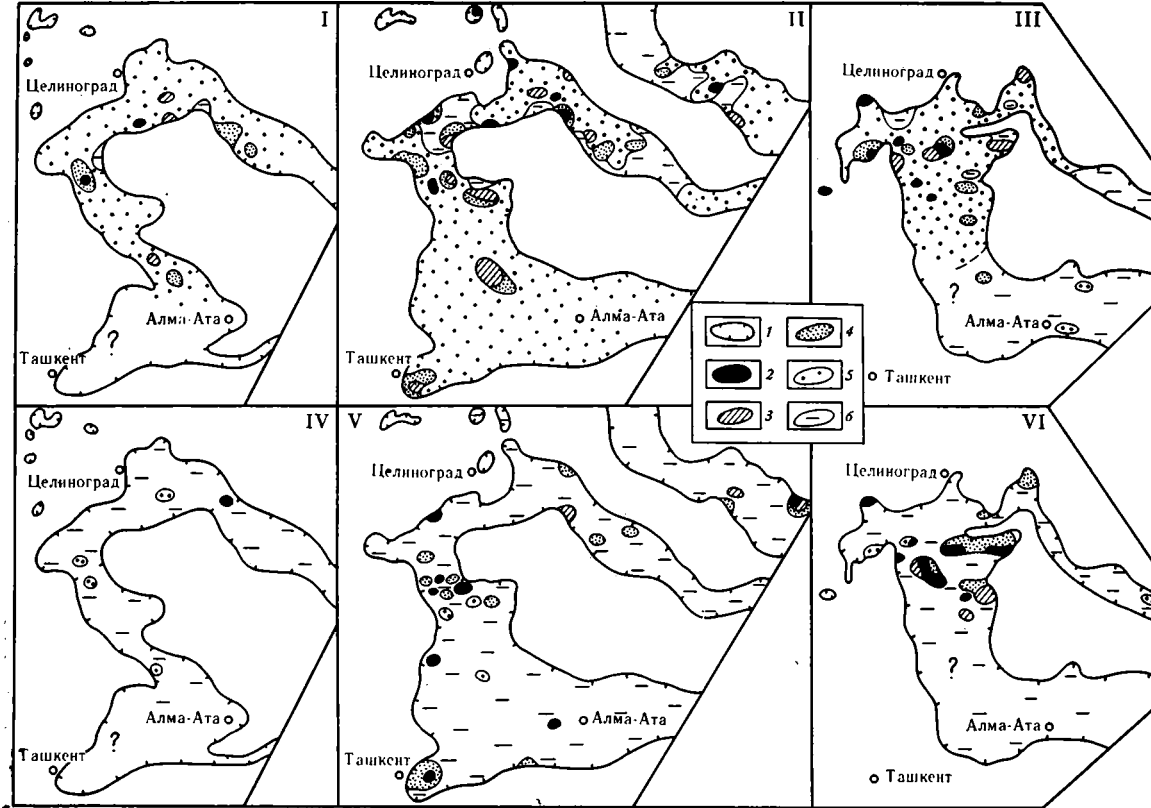


Рис. 5. Вариации содержаний щелочных элементов в нижнедевонских (I, IV), эйфельских (II, V) и живет-франкских (III, VI) риолитах и риодацитах
 I, II, III — сумма окислов натрия и калия: 1 — контур распространения вулканитов; 2—6 — содержание в %: 2 — более 9; 3 — 8,5—8,9; 4 — 8,0—8,4; 5 — 7,0—7,9; 6 — менее 7,0. IV—VI — окисел калия: 1 — контур распространения вулканитов; 2—6 — содержание в %: 2 — более 6,0; 3 — 5,5—5,9; 4 — 5,0—5,4; 5 — 4,5—4,9; 6 — менее 4,5

В целом девонские орогенные вулканиты занимают громадные пространства от Тургая на западе до Тувы и Монголии на востоке и от Средней Азии на юге до Западной Сибири на севере [25]. Что касается последней, то там девонские континентальные вулканиты трассируются по скважинам из Казахстана вплоть до широт Тобольска [7]. В пределах Казахстана и Средней Азии девонские вулканиты образуют несколько ареалов. Один из них развит на западе территории, локализуясь в виде меридиональной полосы, ограниченной на западе примерно меридианами городов Ташкента и Джезказгана, а на востоке примерно совпадая с меридианами городов Фрунзе и Караганды (см. рис. 1). На юге к нему под прямым углом причленяется широтный пояс девонских вулканитов, охватывающий территорию Центрального и Северного Тянь-Шаня и через Джунгарию трассирующийся далее на восток в пределы КНР. На севере Центрального Казахстана на меридиональному поясу причленяется Чингиз-Тарбагатайский ареал девонского наземного вулканизма юго-восточного простиранья. Еще восточнее девонские вулканиты наблюдаются в пределах Рудного Алтая в виде полосы юго-восточного простиранья, уходящей на территорию КНР и МНР.

Если обратиться к территории Казахстана и Средней Азии, можно видеть, что как ареалы распространения вулканитов, так и палеогеографическая и палеоструктурная позиции этих ареалов в разные отрезки времени не оставались постоянными (см. рис. 1—3). Выделяются три типа структурного положения ареалов вулканизма. В начале девона (см. рис. 1) на западе Казахстана вулканический ареал ограничен с запада и востока областями суши и размыва, представляющими собой не что иное, как стабилизированные каледонские блоки. На юге (в Средней Азии) ареал девонского вулканизма формируется на границе областей размыва и расположенного южнее морского бассейна, в котором накапливаются терригенно-известковистые, а местами и спилито-кератофировые серии. На этом фоне резко выделяется специфическая позиция вулканитов Чингиза и Тарбагатая, в виде островной дуги отчленяющихся от основного поля внутриконтинентальных вулканитов Центрального Казахстана. Для конца раннего — начала среднего девона характер позиции ареалов наземного вулканизма во многом остается сходным (см. рис. 2). Обращает на себя внимание сходство позиции вулканитов Чаткало-Кураминского региона с таковой Чингиз-Тарбагатайского, в обоих случаях остающейся одинаковой в течение раннего девона и эйфельского века среднего девона. Выше уже обращалось внимание на специфическую особенность вулканитов Рудного Алтая, формирующихся в условиях мелководного моря на месте как ранее существовавшего морского бассейна, так и раннедевонской области размыва. Таким образом, можно проследить непрерывный ряд в позиции девонских вулканитов от формирующихся в континентальной обстановке через краевое положение (на границе суши и моря) к типично островодужным континентальным (Чингиз-Тарбагатайский и частью Чаткало-Кураминский регионы) и далее к островодужным морским (Рудный Алтай). В живетский и франкский века в более резкой форме проявилось краевое положение вулканического ареала (по границе области размыва и морского бассейна), и лишь на востоке Джунгарии и в хр. Тарбагатай ареал занимает позицию островной дуги (см. рис. 3).

Сравнение особенностей положения ареалов вулканизма разных стратиграфических уровней девона указывает на наличие регионов с устойчивым характером позиции ареалов в течение длительного отрезка времени. Одним из таких регионов является Карагандинско-Ащисуйский, где поля континентальных девонских вулканитов формировались на границе ранее стабилизированных блоков и Джунгаро-Балхашского морского бассейна. Этот район и явился опорным в представлении о краевом вулканическом поясе в его классическом выражении [5, 6, 38].

Сравнение ареалов вулканизма разных отрезков девонского периода позволяет выявить еще одну важную особенность. Она заключается в том, что со временем прилежащие к Джунгаро-Балхашской области

(так же как и части ее пространства) охватываются процессами вулканизма. Подобная миграция фронта вулканизма наиболее отчетливо выражена в Мойынтинском и Успенском регионах, вдоль юго-западного подножия хребтов Чингиз и Тарбагатай, а также в Джунгарии. Одновременно смещается к центру и внешняя граница вулканических ареалов, особенно заметная для живетско-франского этапа. Таким образом, происходит своеобразное сокращение Джунгаро-Балхашского остаточного морского бассейна и превращение его в арену вулканизма, наиболее расцветшего здесь в конце палеозоя. Формированием утолщенной коры как за счет скупивания океанической коры (как, например, в пределах Чингиза), так и аккреционным путем, по-видимому, и объясняется присутствие риолитовых пород раннедевонского, но особенно живетско-франского, этапа вулканизма на границе с Джунгаро-Балхашским морским бассейном.

Таким образом, достаточно отчетливо выступает гетерогенность структурной обстановки формирования девонской ассоциации вулкаников. Эта гетерогенность имеет сложное отражение в особенностях строения вулканических ассоциаций и в некоторых петрохимических чертах слагающих их пород. С одной стороны, для всех структурных обстановок характерны, как правило, одни и те же ассоциации пород по кремнезему, что свидетельствует о наличии определенного сходства условий образования магматических расплавов. С другой стороны, намечаются некоторые петрохимические отличия пород вулканических ареалов разной структурной позиции. Если сравнивать однотипные по кремнезему ассоциации вулкаников внутриконтинентального и островодужного положения, то можно видеть очень заметную тенденцию к резкому уменьшению частоты встречаемости высокощелочных (особенно высококальциевых) пород у последних (рис. 4, 5). Одновременно заметна смена щелочности пород и по простиранию островной дуги. С приближением к зоне сочленения с внутриконтинентальными ареалами в островодужных вулканиках чаще отмечаются высокощелочные (особенно высококальциевые) разновидности. Особенно в резкой форме это выражено в хребтах Чингиз и Тарбагатай на всех стратиграфических уровнях девона как у наиболее распространенных разновидностей пород (см. рис. 4 и 5), так и у наименее распространенных разновидностей — андезитов (с кремнеземом 57—61%). Так, в нижнедевонских андезитах верховий р. Баканас содержание окиси калия меняется в пределах 0,24—1,63% при суммарной щелочности 5,43—6,03%. К северо-западу (горы Машан, Иргайлы, Коянды, Абралы) окись калия в андезитах колеблется уже в пределах 1,75—3,10% при общей щелочности 6,7—8,3%, а на крайнем северо-западе хребта Чингиз (район оз. Алкамерген) средние содержания окиси калия составляют 4,05% при сумме щелочных окислов 9,15%. Небезынтересен и тот факт, что и упоминаемые выше эйфельские щелочные риолиты обнаружены также в северо-западных частях хр. Чингиз. Это еще раз подтверждает известное положение, что наиболее чувствительны к характеру строения земной коры щелочные компоненты.

Анализ пространственного расположения максимумов щелочности пород указывает на еще одну важную особенность их позиции, а именно тяготение к блокам с более ранней консолидированной корой. Особенно наглядно это выступает у вулкаников, щелочной характер которых зафиксирован минералогически. Подобные вулканики на западе рассматриваемой территории развиты в пределах выходов докембрийских массивов (Кокчетавского, Улутавского, Актау-Мойынтинского и др.). С этой точки зрения становится более ясной высокая насыщенность щелочами вулкаников Джезказганского, Сарысу-Тенгизского, Успенского регионов, а также севера Бетпак-Далы, где известны непосредственные выходы докембрийских образований. Палеотектонический анализ каледонской геосинклинали территории Казахстана позволил выявить четкую смену с запада на восток зон с континентальной корой на кору океанического типа с границей, примерно отвечающей современному положению зоны Центрально-Казахстанского разлома [26]. Это различие западного и

восточного блоков территории Казахстана находит отражение также в различии всего геохимического спектра фанерозойских образований данной территории [30]. В этом отношении диссонансом выступает высокая насыщенность натрием и калием вулканогенных пород Карагандинского и Баянаульского регионов и примыкающей к ним северо-западной части Чингиза. Представляется наиболее вероятным объяснение подобной высокой щелочности пород наличием здесь погребенных блоков с корой сиалического типа. Тогда понятней становится и широтная зональность, проявленная в характере смены некоторых вулканических ассоциаций и, в более резкой форме, в особенностях латерального размещения пород с высокими содержаниями калия и натрия. С этих позиций наличие щелочных пород необязательно может свидетельствовать о близости континентов, а скорее отражает более глубокий характер расколов на границе блоков разного историко-геологического развития. Таково возможное объяснение позиции щелочных вулканитов Аральской мульды Киргизского хребта. Но наиболее убедительным подтверждением данного положения является исключительно широкое распространение щелочных позднепалеозойских комплексов в Тянь-Шане [42], по южной окраине выделенного А. А. Моссаковским [25] верхнепалеозойского краевого вулканического пояса, южнее которого располагался океанический бассейн Палеотетиса.

Таким образом, проведенный анализ строения и состава орогенных вулканических ассоциаций разных стратиграфических уровней девона Казахстана и Средней Азии позволил выявить разные аспекты размещения и зональности состава орогенных девонских вулканитов. Прежде всего наметилась отчетливая разница в позиции ареалов вулканизма: от внутриконтинентального до краевого и различного островодужного. Принципиальных отличий в характере слагающих их ассоциаций пород по кремнезему не намечается. Однако насыщенность щелочами однотипных по кислотности пород заметно отлична и выражается в последовательном уменьшении щелочных компонентов от внутриконтинентальных вулканитов к островодужным. С другой стороны, определена связь повышенной щелочности орогенных вулканитов с присутствием древних консолидированных блоков.

Наметились разноплановые зональности в смене и составе вулканических пород. Одна зональность — меридиональная, обусловленная первичной геосинклинальной зональностью. Она выражается большей щелочностью пород западного блока по сравнению с восточным. Другая зональность — широтная, выраженная спецификой пространственного размещения вулканических ассоциаций некоторых стратиграфических уровней и особенно ярко большей частотой встречаемости на севере пород, обогащенных натрием и калием. Эта зональность связывается с влиянием древних погруженных блоков с сиалической корой.

Выявился еще один аспект зональности, а именно последовательное смещение фронта вулканизма внутрь Джунгаро-Балхашского остаточного морского бассейна с широким развитием продуктов риолитовых извержений, часто высокой общей щелочности и калиевости, свидетельствующих о присутствии здесь к началу девона блоков коры континентального типа. Это, очевидно, и обусловило впоследствии интенсивный кислый магматизм конца палеозоя данной области.

Приведенные выше сведения об особенностях состава и размещения вулканитов позволяют выявить новые важные моменты в зональности строения регионов, необходимые для тектоно-магматического анализа.

Литература

1. Азбель К. А., Борукаева М. Р., Колесников В. В. и др. Природа, тектоно-магматические и минерагенические особенности эволюции краевых вулканических поясов. — В сб.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 20.
2. Аксаментова Н. В. Геолого-геохимические особенности девонского щелочного гранитно-липаритового комплекса Северо-Западного Предчирчикского (Центральный Казахстан). — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1972, № 6, с. 24—38.
3. Бахтеев М. К. Палеогеография и палеовулканизм девонского периода западной

- части Центрального Казахстана.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1980. Депонированная статья № 2106-80. 71 с.
4. *Бахтев М. К., Сорокина И. М.* Петрохимические особенности и эволюция вулканизма девонского вулканического пояса Центрального Казахстана.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, вып. 4, с. 53—61.
 5. *Богданов А. А.* Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, вып. 1, с. 3—38.
 6. *Богданов А. А.* Тектоническое районирование палеозойского Центрального Казахстана и Тянь-Шаня.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, вып. 5, с. 40—68; вып. 6, с. 8—42.
 7. *Бочкарев В. С.* Тектонические условия замыкания геосинклиналей и ранние этапы развития молодых платформ (на примере Западно-Сибирской плиты и ее обрамления).— Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 63. М.: Недра, 1973. 128 с.
 8. *Буш В. А., Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г.* Субсекventный вулканизм орогенного комплекса Туранской плиты.— В кн.: Проблемы геологии Западного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1971, с. 144—156.
 9. Вулканические формации Узбекистана. Ташкент: Фан, 1971. 287 с.
 10. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1 : 500 000. Серия Центрально-Казахстанская. Объяснительная записка. Алма-Ата: Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1981. 325 с.
 11. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист Талды-Курган. Л.: Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1980. 160 с.
 12. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист Усть-Каменогорск. Л.: Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1980. 145 с.
 13. Геология и металлогения восточной части Токрауской впадины и юго-западного Чингиза. Материалы по геологии Центрального Казахстана. Т. IX. М.: Изд-во МГУ, 1971. 290 с.
 14. Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Т. I. Алма-Ата: Наука, 1967. 327 с.
 15. *Далимов Т. Н.* Кислый вулканизм складчатых областей (на примере срединного и южного Тянь-Шаня). Ташкент: Фан, 1981. 296 с.
 16. *Додонова Т. А.* Вулкано-плутонические формации Северного Тянь-Шаня.— В кн.: Вулкано-плутонические формации и их рудоносность. Алма-Ата: Наука, 1969, с. 151—160.
 17. *Журавлев Б. Я., Завражнов В. Н., Урываева А. П. и др.* Вулканические комплексы и эволюция девонского вулканизма краевого вулканического пояса Центрального Казахстана.— В кн.: Корреляционные схемы магматических комплексов Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1977, с. 17—22.
 18. *Журавлев Б. Я., Урываева А. П., Федоров Т. О. и др.* Казахстанский девонский краевой вулканический пояс.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Казахстана. М.: Наука, 1977, с. 167—183.
 19. *Кабанов Ю. Ф., Малиновская С. П., Рязанцев А. В. и др.* Новые данные по стратиграфии девонских отложений Оленты-Шидертинской впадины.— В кн.: Проблемы геологии Центрального Казахстана. Материалы по геологии Центрального Казахстана. Т. XIX, кн. 2. М.: Изд-во МГУ, 1980, с. 69—85.
 20. *Казмин В. Н.* О «безнатриевых» эффузивах гор Кокчетая.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1972, № 3, с. 57—59.
 21. *Котова Л. Н.* Девонская вулканогенно-обломочная формация хребта Тарбагатай. М.: Наука, 1972. 164 с.
 22. *Кошкин В. Я.* Девонские отложения Северного Прибалхашья и Предчингизья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Казахстана. Вып. 1(26). М.: Госгеолтехиздат, 1961, с. 5—37.
 23. *Мазарович О. А.* Геология девонских моласс. М.: Недра, 1976. 207 с.
 24. *Михайлов А. Е.* Тектоника среднего и верхнего палеозоя западной части Центрального Казахстана. М.: Недра, 1969. 246 с.
 25. *Моссаковский А. А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии. М.: Наука, 1975. 317 с.
 26. *Моссаковский А. А., Дергунов А. Б.* Каледониды Казахстана и Центральной Азии (тектоническая структура, история развития и палеотектоническая обстановка).— Геотектоника, 1983, № 2, с. 16—33.
 27. *Никитина Л. Г.* Геологическое строение девонского вулканического аппарата в горах Машан в Чингизе.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1959, вып. 3(36), с. 27—40.
 28. *Никитина Л. Г., Шужанов В. М.* Гранитово-липаритовая формация девона Центрального Казахстана.— В кн.: Вулкано-плутонические формации и их рудоносность. Алма-Ата: Наука, 1969, с. 46—53.
 29. *Нурылбаев А. Н.* Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. Алма-Ата: Наука, 1973. 296 с.
 30. *Плющев Е. В. и др.* Геохимическая зональность Казахстанской складчатой страны.— Сов. геология, 1982, № 3, с. 75—87.
 31. *Скринник Л. И., Смирнов А. В., Насиканова О. Н. и др.* К стратиграфии девонских и нижнекаменноугольных отложений Южной Джунгарии.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1980, № 5, с. 20—32.
 32. Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск: Наука, 1966. 292 с.
 33. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Кн. 1. Фрунзе: Илим, 1982. 372 с.

34. Тихомиров В. Г. Сравнительные данные о палеозойском орогенном вулканизме Центрального Казахстана и Салаиро-Саянской области.— В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. Материалы по геологии Центрального Казахстана. Т. X. М.: Изд-во МГУ, 1971, с. 477—503.
35. Тихомиров В. Г. Палеозойский магматизм и тектоника Центрального Казахстана. М.: Недра, 1975. 148 с.
36. Тихомиров В. Г., Тихомирова Э. И., Ши Яньшень. О различиях в вулканизме крупных тектонических зон Центрального Казахстана на примере базальтоидных пород жаксыконской серии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 5, с. 56—66.
37. Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М.: Наука, 1963. 120 с.
38. Четверикова Н. П. Тектоника зоны сочленения каледонид и варисцид в Центральном Казахстане.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, вып. 6, с. 5—28.
39. Чернов В. И. Вулканические формации и порфировые интрузии Рудного Алтая. М.: Наука, 1972. 264 с.
40. Чу-Илийский рудный пояс. Геология Чу-Илийского пояса. Алма-Ата: Наука, 1980. 504 с.
41. Шужанов В. М. Вулканизм и тектоника среднего палеозоя.— В кн.: Проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 76—90.
42. Щелочные породы Киргизии и Казахстана. Фрунзе: Илим, 1968. 160 с.

ИГЕМ АН СССР

Статья поступила
21.XI.1983

УДК 551.242.3(571.6)

МАЗАРОВИЧ А. О., РИХТЕР А. В.

**ПАЛЕОТЕКТОНИКА И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЮГА
ДАЛЬНОГО ВОСТОКА В ТРИАСЕ**

Реконструкция палеогеографии и палеотектоники Южного Приморья, Корейского полуострова, Японских островов и о-ва Сахалин в триасе приводит к выводу о существовании здесь единой древней переходной зоны от континента к океану, в пределах которой возможно выделение континентального блока с обрамляющим его шельфом, окраинного моря, зоны поднятий морского дна, отделяющей это море от океана, и собственно океанической области.

Цель настоящей статьи — восстановление палеогеографических и палеотектонических обстановок на территориях Приморья, Сахалина, Японских островов и Корейского полуострова в триасовое время. Проводя реконструкции, мы воздержались от палинспастических построений, и фактический материал наносится на современную топографическую основу. Геологические данные, использованные в работе, отчасти были собраны авторами при полевых исследованиях на Сахалине и в Приморье, отчасти заимствованы из литературных источников, при этом предпочтение отдавалось публикациям последнего десятилетия. Для удобства восприятия материала по Японским островам на рис. 1 приведена схема тектонического районирования Японии [12].

ТРИАСОВАЯ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Анализ естественных ассоциаций магматических и осадочных пород на юге Дальнего Востока позволяет выделить ряд палеотектонических зон, которые отображены на схеме (рис. 2).

ТЮГОКУ-ХАНКАЙСКАЯ ПАЛЕОЗОНА

В триасовое время на территории современного Корейского полуострова, северо-западе о-ва Хонсю, юго-западе и западе Приморья простиралась зона, в которой отложения либо отсутствовали, либо имели континентальный (местами прибрежно-морской) характер. По особенностям осадконакопления и мощностям в пределах этой зоны, имеющей в основании древние метаморфические образования, возможно выделение двух подзон.

Хида-Ханкайская подзона (см. рис. 2, 1) отличалась практически отсутствием триасовых осадочных образований, кроме Корейского полуострова. Вдоль северного и южного обрамления древних метаморфических пород зоны Хида (см. рис. 2) в верхнепалеозойские образования в триасе внедрялись массивы диоритов, кварцевых диоритов, тоналитов (тип Шимамото), гранодиоритов (тип Фунатцу) и гранитов. Породы милонитизированы и отличаются резким преобладанием Na_2O над K_2O . Возраст гранитоидов, определенный калий-аргоновым методом, составляет 180 и 200—230 млн. лет. По рубидий-стронциевой изохроне — 176 млн. лет. Таким образом, становление массивов гранитоидов происходило со среднего триаса и, вероятно, до средней юры. Отношение изотопов стронция ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$) составляет 0,7050 [12].

По данным драгировок [22], сходные гранитоиды подняты с возвышенности Ямато. Интрузии триасового возраста известны на территории Корейского полуострова [2], где они представлены гранитами, гра-

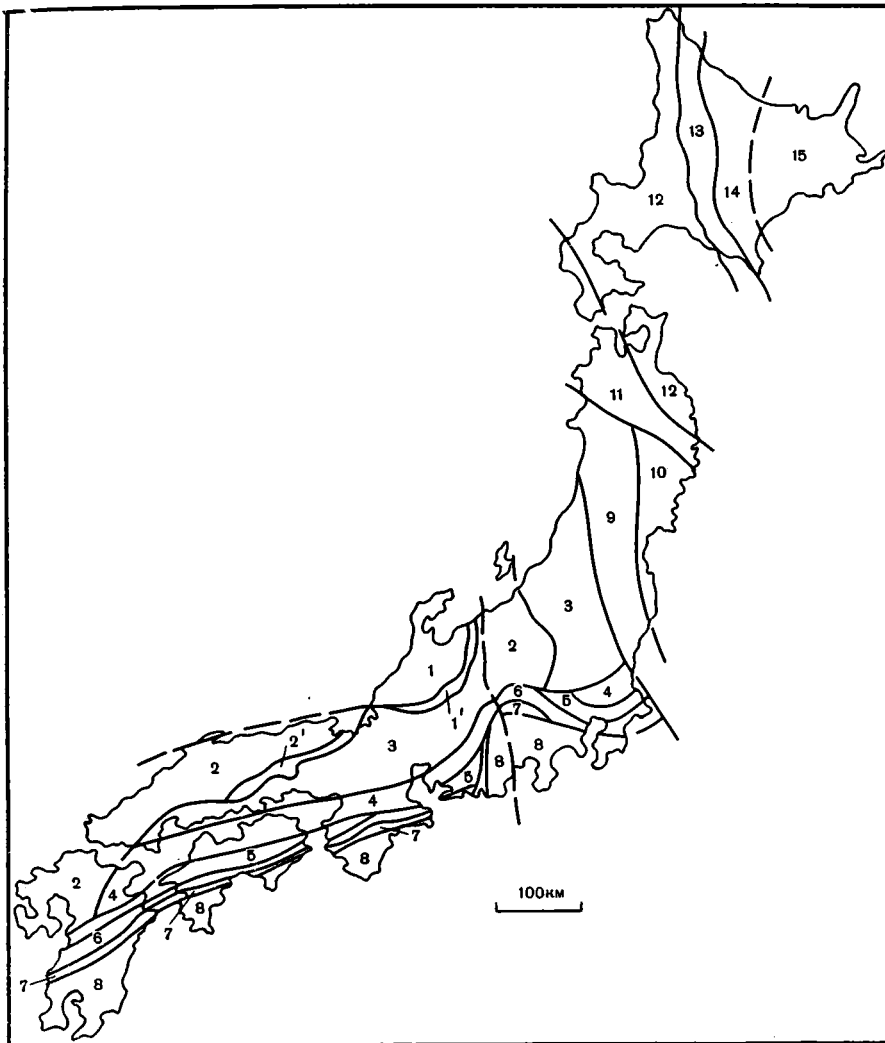


Рис. 1. Донеогеновая тектоническая зональность Японии [16]
 Тектонические пояса: 1 — Хида, 1' — краевой пояс Хида, 2 — Сагнун и Джоэцс, 2' — Майдзур, 3 — Тамба и Ашио, 4 — Реке, 5 — Самбагава, 6 — Титибу, 7 — Самбосан, 8 — Симанто, 9 — Абукума, 10 — Южный Китаками, 11 — Северный Китаками, 12 — Иваизуми и Таро, 13 — Камуикотан, 14 — Хидака, 15 — Токоро и Немуро

нодиоритами и сиенитами (хесанский комплекс), а также щелочными и нефелинитовыми сиенитами и сиенитами (пхенганский комплекс). Возраст, определенный калий-аргоновым методом, варьирует от 180 до 225 млн. лет, что соответствует началу позднего триаса — концу ранней юры. В этих породах Na_2O также преобладает над K_2O . Вопрос о триасовых интрузиях в Приморье является открытым. Высказываются предположения [4], что значительная часть крупных массивов габбро, диоритов, биотитовых и аплитовых гранитов Западного Приморья может оказаться не палеозойской, а среднетриасовой, что отражено на опубликованной палеогеографической схеме.

Осадочные породы на Корейском полуострове представлены конгломератами, песчаниками и алевритами [2], которые приурочены к грабенам и повсеместно залегают с угловым несогласием на верхнепалеозойских или еще более древних образованиях. С этими отложениями связано угленакпление; в них обнаружены многочисленные остатки флоры, сходные с моугайской флорой Приморья, а также с флорой из толщ Мине и Нарива в Японии [2]. В Окчхонском прогибе отмечаются вспышки вулканизма (лавы и туфы) липаритового, анде-

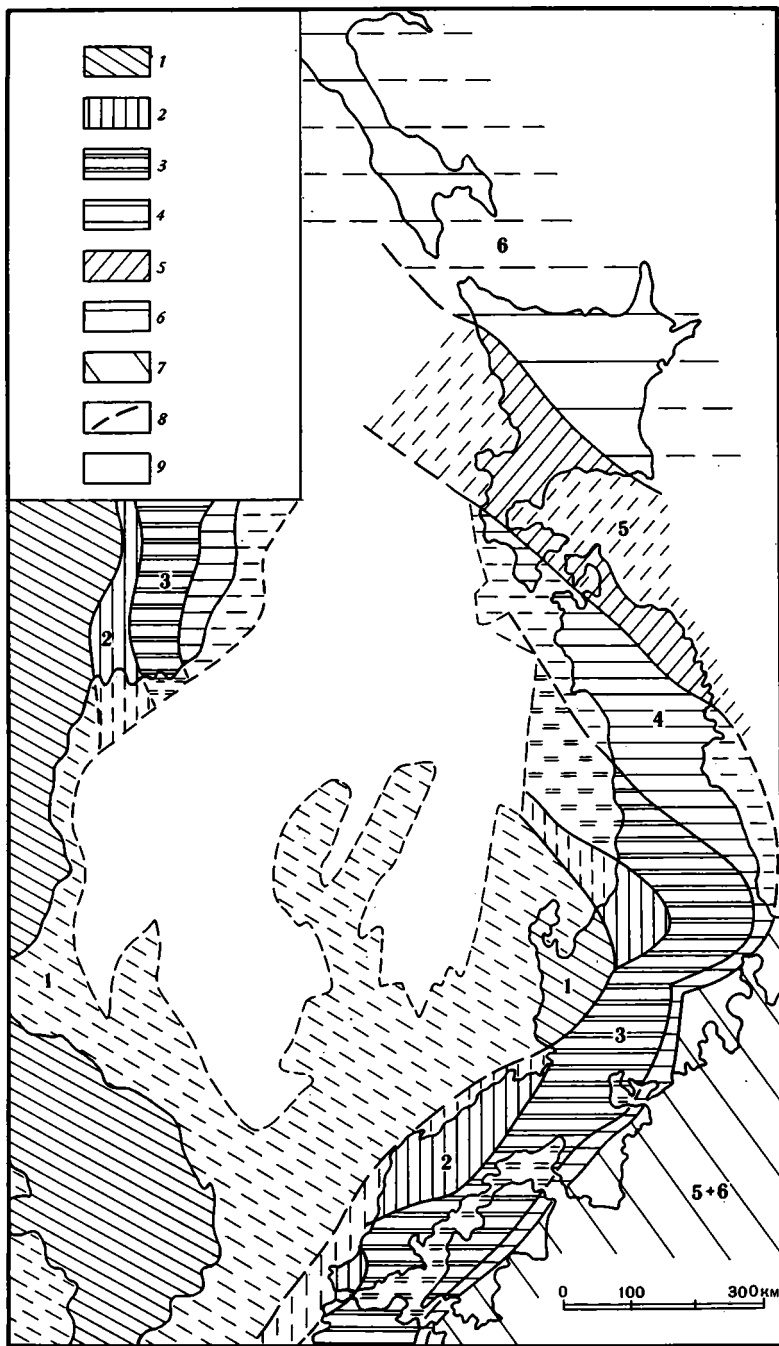


Рис. 2. Палеотектоническая зональность Приморья, Корейского полуострова, Японских островов и о-ва Сахалин в триасе (без палинстратических реконструкций)

1 — отсутствие триасовых отложений, либо их наличие в грабенах; 2 — прибрежно-морские дельтовые конгломераты, песчаники, угленосные толщи с флорой; 3 — кремни, подводно-оползневые образования, эффузивы основного состава; 4 — песчаники, известняки, алевролиты, кремни, редко туфы среднего и кислого составов; 5 — алевролиты, песчаники, конгломераты; 6 — кремни, эффузивы основного состава; 7 — предполагаемая область океанического осадконакопления; 8 — границы зон; 9 — область новообразованной океанической коры кайнозойского возраста. Прерывистая штриховка соответствует предполагаемому распространению соответствующих толщ в акватории Японского моря и Тихого океана. Цифрами на схеме обозначены палеозоны: 1—2 — Тююку-Ханкайская с подзонами: 1 — Хида-Ханкайская, 2 — Тююку-Арсеньевская; 3 — Тамба-Уссурийская; 4 — Титибу-Китаками; 5 — Самбосан-Северо-Сихотэ-Алинская, 6 — Хоккайдо-Сахалинская

зитового и базальтового составов. Мощность отложений верхнего триаса — нижней юры изменяется от 200 до 1000 м.

Тьюоку-Арсеньевская подзона (см. рис. 2, 2) обрамляет Хида-Ханкайскую с юга и востока. На западе подзоны (о-в Хонсю) триас представлен группой Ацу (верхний ладин — низы карния) и Мине (карний — нижний норий) [1, 12]. Первая слагается кварцевыми песчаниками с мощными известняковыми линзами и глинистыми сланцами (300 м). В верхах разреза появляются прослой углей. Возраст установлен по пелециподам.

Группа Мине (до 5000 м) согласно перекрывает группу Ацу либо несогласно, с базальными конгломератами в основании лежит поверх неметаморфизованных пермских отложений и метаморфических пород Сангун. В песчаниках и сланцах группы наряду с пелециподами известны многочисленные прослой каменных углей с флорой.

На северо-востоке пояса Сангун триас (2000 м) с угловым несогласием залегает на породах верхнего палеозоя и представлен песчаниками, конгломератами, глинистыми сланцами с прослоями каменных углей, из которых собрано более 110 видов растительных остатков и многочисленные пелециподы.

В поясе Майзуру широко представлены песчаники, сланцы и конгломераты с обильной фауной двустворок и аммонитов, которые несогласно перекрывают верхнюю пермь. Мощность достигает 600—1200 м. В верхах разреза триаса появляются прослой углей. Северо-восточнее, в поясе Йициу, выделена группа Окутоне (3000 м), состоящая из глинистых сланцев, песчаников и в меньшей степени конгломератов и известняков. Норийский возраст толщи доказан находками пелеципод.

На юге Приморья (о-в Русский, п-ов Муравьева-Амурского) нижний триас (200 м) [6] залегает трансгрессивно и с угловым несогласием на верхнепермских гранитах, на чандалазском и владивостокском горизонтах позднепермского возраста. Он представлен конгломератами и песчаниками, содержащими остатки аммонитов, наутилоидей, брахиопод, пелеципод и цефалопод. Средний триас представлен морскими и континентальными отложениями — песчаниками, алевролитами, мощностью до 550 м. С ладинским ярусом связаны флороносные слои. Верхнетриасовые песчаники, алевролиты и конгломераты содержат угленосные горизонты и охарактеризованы флорой карния и нория. Мощность верхнего триаса составляет более 2500 м.

В Арсеньевском районе нижний и средний триас представлен конгломератами, песчаниками и алевролитами с флорой, верхний — песчаниками и алевролитами (2700 м), которые с размывом залегают на более древних образованиях. Возраст установлен по флоре и пелециподам. Восточнее пос. Горный триас представлен исключительно морскими фациями [6].

ТАМБА-УССУРИЙСКАЯ ПАЛЕОЗОНА

С востока и юго-востока Хида-Ханкайская палеозона (см. рис. 2, 3) окаймляется зоной геосинклинального кремнеаккумуляции, которое сочеталось с излияниями лав основного состава и отложением терригенных пород. При этом триасовые породы часто залегают в виде аллотонных пластин или глыб в более молодых образованиях.

В префектуре Ямагучи [12] нижний норий сложен глинистыми сланцами, песчаниками и кремнями, из которых извлечены конодонты. Скифско-верхненорийские конодонты известны в пластинах кремнистых пород (50—100×1000—2000 м), которые заключены в олигоценоподобных образованиях юрского возраста (группа Каноаши [29]). Все образования карбона, перми и триаса в этом районе находятся в аллотонном залегании. При этом пермские и нижнемезозойские породы близки между собой по облику и литологическому составу, но все контакты являются тектоническими. На востоке префектуры анизийско-ладинские, ладин-карнийские, нижненорийские и верхненорийские по-

роды представлены алевролитами, подводно-оползновыми образованиями и кремнями. В нижнем нории известны линзы известняков.

В поясе Тамба (см. рис. 1) выделена одноименная группа, которая подразделена на три толщи [16]. Нижняя слагается эффузивами основного состава и филлитами с телами известняков каменноугольного возраста. Средняя — полосчатыми кремнями с конодонтами и радиоляриями среднего карбона — нижней перми. Верхняя состоит из черных глинистых сланцев и кремней. Общая мощность группы оценивается в 1200—3500 м. По данным японских геологов, взаимоотношения между породами, содержащими пермские и триасовые конодонты, в поясе Тамба согласные.

Коротко охарактеризуем строение группы Тамба на примере двух районов. Первый расположен западнее г. Киото. Здесь выделены [20] карний-средненорийские глинистые сланцы, эффузивы основного состава и кремни (800 м), которые надстраиваются карнийско-рэтской (?) толщей сходного состава (1000 м), песчаниками с прослоями кремней (500—1200 м), глинистыми сланцами с прослоями лав, гиадокластитов и кремней (500 м). Эффузивы основного состава содержат тела известняков с фузулинидами и ругозами каменноугольного — пермского возраста. Считается, что образование пород происходило на фоне активного оползания осадков.

В районе Инуяма [12] группа Тамба слагается обломочными породами, известняками, вулканитами основного состава, формировавшимися в подводных условиях. Во многих местах обнаружены радиолярии триасового и юрского возраста. Мощность достигает 1800 м.

Восточнее оз. Бива, в префектуре Гифу [21], детальные литостратиграфические и биостратиграфические исследования полосчатых кремней и алевролитов Камисо показали, что кремни мощностью менее 100 м содержат радиолярии среднего триаса в низах, верхнего триаса — в средней части и юрские — в верхах. Кремни залегают в виде тонких тектонических пластин совместно с туфогенно-кремнистыми сланцами. Кремнистые образования представлены светло-зелеными и черными кремнистыми сланцами, переслаиванием кремнистых сланцев и кремней, а также слоистыми кремнями.

Южнее, в той же префектуре, в бассейне р. Кизо (окрестности г. Кагамигахара) [24] конодонты анизийского возраста обнаружены в красных слоистых дислоцированных кремнях, которые тесно связаны с кремнистыми породами юрского возраста. Видимая мощность составляет 10 м. На севере префектуры Мино, недалеко от побережья зал. Ваказо триас в кремнистых фациях залегают в виде олистолитов среди юрских пород, реже — в тектонических пластинах. Радиологические определения возраста кремней [27] в ряде мест пояса Тамба по рубидий-стронциевой изохроне и калий-аргоновым методом определен как $211,9 \pm 4,7$ и 207 ± 7 млн. лет соответственно. Соотношение Sr^{87}/Sr^{86} составляет $0,71325 \pm 0,00020$.

Пермско-триасовые образования известны также в горах Канто [14], где они представлены группой Хашидате (300—1000 м), которая состоит главным образом из кремней и эффузивов основного состава с подчиненным количеством микритовых известняков, зеленых и черных сланцев. В низах разреза распространены розоватые или зеленоватые кремни и эффузивы основного состава, которые надстраиваются переслаиванием зеленых сланцев и кремней, содержащих пермские и нижнетриасовые конодонты. Разрез венчается эффузивами основного состава и микритовыми известняками. Здесь собраны ладинско-карнийские и норийские конодонты. Выше описаны юрские олистостромы и терригенные породы.

В поясе Тамба кроме рассмотренных комплексов известны многочисленные находки аргиллитов и глинистых сланцев, реже гравелитов и конгломератов, мощностью до 110 м, с которыми связаны находки норийских и канийских пелелипод. Тем самым устанавливается накопление разновозрастных пород в различных фациальных обстановках.

На территории Приморья, в Западно-Сихотэ-Алинской зоне, в целом распространены образования, сходные с японскими [7].

Триас установлен в ряде районов бассейна р. Усури. Здесь, в окрестностях сел Бреевка и Кокшаровка, средний отдел представлен эффузивами основного состава, кремнями, песчаниками и алевролитами. Ладинские, верхнеладинские — нижнекарнийские кремни с конодонтами залегают в глыбах в верхнетриасовых — батских(?) алевролитах. Карнийские и нижненорийские породы представлены кремнями, песчаниками и алевролитами. Верхний норий — алевролитами, известковистыми алевролитами и глинистыми сланцами. Общая мощность этих образований превышает 3000 м. Отметим, что кремнистые породы пермского возраста имеются в районе с. Бреевка и, возможно, у Кокшаровки, где они находятся с триасом в тектонических взаимоотношениях. Севернее к триасу отнесены туфогенно-терригенные и кремнистые породы с прослоями лав основного состава; алевролиты и аргиллиты с пеллециподами мощностью не более 400 м, согласно залегающие на верхнепермских песчаниках, известны из более восточных районов [5, 8].

ПАЛЕОЗОНА ТИТИБУ-КАТАКАМИ

Описание триасовых отложений во внешней зоне юго-западной Японии представляет известную трудность, что связано со сложным покровным строением района [23], однако отличие их от зоны Самбосан устанавливается достаточно надежно [1].

В поясе Титибу нижний триас (до 300 м) слагается известняками, сланцами и песчаниками, которые лежат с несогласием на верхней перми на о-ве Кюсю, на средней — на о-ве Сикоку [17, 18] и охарактеризованы двустворками, аммонитами и конодонтами.

Средний триас (200 м) представлен известняками, известковистыми песчаниками, туфосланцами. Верхний триас (500 м) распространен несколько шире, чем средний, на котором он залегают с угловым несогласием. Карний представлен песчаниками, сланцами, конгломератами и известняками. Часто встречаются остатки растений, брахиопод, аммонитов и пеллеципод. В ряде мест в верхах разреза отмечаются прослои андезитов и фельзитов. На о-ве Сикоку синхронные образования представлены кремнями, туфами андезитов и глинистыми сланцами.

В Южном Китаками (северо-восточнее Хонсю) триасовые отложения с конгломератами в основании залегают на палеозойских толщах [12]. Они представлены песчаниками морского и неморского происхождения с прослоями конгломератов, алевролитов и туфов основного состава. В триасовом разрезе Южного Китаками отмечаются незначительные внутрiformационные стратиграфические несогласия.

Продолжением описываемой зоны (см. рис. 2, 4) на территории Приморья с некоторыми оговорками можно считать районы Прибрежной тектонической зоны, в которой известны мощные тела карбонатных пород поздне триасового возраста. Средний триас представлен кремнистыми и кремнисто-терригенными образованиями, выше которых располагаются известняки, алевролиты с глыбами палеозойских известняков и кремни, реже эффузивы основного состава. Сложное тектоническое строение района и плохая изученность стратиграфии кремнисто-терригенных образований не позволяют точно установить мощность, которая, видимо, не превышает 100—300 м.

САМБОСАН-СЕВЕРО-СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ ПАЛЕОЗОНА

Более внешние части Японских островов, включающие пояса Самбосан, Северное Китаками, Иваизуми, Таро и п-ов Осима Западного Хоккайдо, объединены нами в единую тектоническую зону (см. рис. 2, 5), западные границы которой проведены по разломам, скрывающимся севернее под водами Татарского пролива. Восточная граница с Хоккайдо-Сахалинской палеозоной погребена под молодыми осадочными образованиями.

Самбосан-Северо-Сихотэ-Алинская палеозона (см. рис. 1, 5) сложена вулканогенно-кремнисто-терригенными толщами — алевролитами, песчаниками, кремнями, эффузивами основного состава и небольшими телами карбонатных пород. Эти образования палеозоны в поясе Самбосан без видимого несогласия залегают на пермских породах сходного облика и слагают непрерывные разрезы от средней перми до юры включительно. Триасовый возраст определен по кораллам, водорослям, строматопороидеям, аммонитам, пелциподам и конодонтам. Мощность 1000—1500 м. В поясе Иваизуми низы разреза не известны. Возраст изменяется от позднего триаса до поздней юры включительно, причем нижний уровень мезозоя установлен по конодонтам. Мощность отложенный достигает 3000—4000 м. Палеозой установлен на основании датировок фауны из тел известняков, сингенетичность которых с вмещающими образованиями не доказана. Не исключено, что палеозойские известняки, как это определено установлено на Сахалине, окажутся глыбами, заключенными в породы более молодого возраста.

Триас пояса Самбосан мощностью до 1000 м сложен глинистыми сланцами с линзами известняков и кремней, прослоями лав и туфов основного состава [12].

В поясе Иваизуми синхронные породы представлены пачками песчаников и кремней с прослоями туфов основного состава, которые надстраиваются пачкой переслаивания песчаников и глинистых сланцев, кремней и туфов дацитового состава. В верхах верхнего триаса отмечаются локальные стратиграфические несогласия. Мощность более 3500 м. В районе Кунохэ пояса Иваизуми [11, 12] триасовый разрез (1500—2500 м) сложен темно-серыми кремнями, черными алевролитами и аргиллитами с линзами известняков, туфов основного состава и кварц-полевошпатовыми песчаниками. Верхние части разреза представлены песчаниками с обломками черных пелитов и глинистыми сланцами с немногочисленными прослоями серых кремней, темно-серых известняков, туфов, базальтов и конгломератов.

В поясе Таро триас представлен крупными линзами кремней, глинистых сланцев, песчаников с мощностью до 1000 м.

Нижнемезозойские отложения палеозоны протягиваются на север, в районы п-ова Осима, продолжаясь, видимо, в пределах северного Сихотэ-Алия. В последнем триасовые толщи с конгломератами в основании залегают на верхнепермских образованиях и сложены кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами с линзами эффузивов основного состава, лавобрекчиями и туфопесчаниками, которые надстраиваются известняками (2000 м). Возраст определен по радиоляриям [3].

ХОККАЙДО-САХАЛИНСКАЯ ПАЛЕОЗОНА

Хоккайдо-Сахалинская палеозона (см. рис. 2, 6) в современной структуре прослеживается на о-в Хоккайдо по разрозненным выходам пород группы Сорачи в поясе Камуикотан, выходам вулканогенно-кремнистых пород в западной зоне Хидака в поясе Токоро на востоке острова, а на Сахалине — по выходам вулканогенно-Яшмового комплекса (включая его метаморфизованные аналоги) на западе Тонино-Анивского полуострова, в Сусунайском хребте, в Восточно-Сахалинских горах, в обрамлении Тымь-Поронайской депрессии и на северо-востоке Западно-Сахалинских гор. Западное ограничение палеозоны проведено условно, поскольку соотношения между Хоккайдо-Сахалинской и Самбосан-Северо-Сихотэ-Алинской зонами повсюду скрыто под верхнемеловыми — кайнозойскими образованиями и водами Татарского пролива.

Хоккайдо-Сахалинская зона сложена вулканогенно-кремнистыми образованиями, составляющими первично непрерывные разрезы от триаса до неокома (о-в Хоккайдо) или до альба (о-в Сахалин) включительно. Мощность этих образований в зависимости от количества

эффузивных прослоев в яшмовых разрезах меняется от 500 до 2000 м. Основание разреза этих толщ неизвестно.

На о-ве Хоккайдо триасовые и более молодые породы представлены пиллоу-лавами, массивными эффузивами, спилитами, вулканическими брекчиями, гиалокластитами, красными и зелеными яшмами; глинисто-кремнистыми отложениями с линзами известняков. Эффузивы по химическому составу относятся к толентам и субщелочным титанавгитовым базальтам. В южной части пояса Камуикэтан (группа Сорачи) описаны циклические разрезы [26] с мощностью цикла в несколько метров, сложенные чередованием массивных и пиллоу-лав, автобрекчиевых лав, гиалокластитов и переотложенных вулканогенно-осадочных пород с прослоями яшм. Присутствие триаса в составе группы Сорачи обосновано находками конодонтов [15] в линзах известняков типа Ториносу.

На севере пояса Камуикотан в районе Соя [19] триасовые образования представлены эффузивами основного состава, туфами, кремнями, глинисто-кремнистыми породами, вулканомиктовыми песчаниками и линзами известняков с остатками мшанок и кораллов.

В более восточных районах о-ва Хоккайдо аналогами группы Сорачи являются вулканогенно-кремнистые части разреза отложений Западного пояса Хидака и пояса Токоро-Токоро.

На западе Тонино-Анивского полуострова средний и верхний триас представлен толщей красных, реже зеленых яшм с единичными маломощными (2—5 м) прослоями эффузивов основного состава (100 м). На юге Сусунайского хребта — эффузивы с тонкими прослоями красных яшм и линзами известняков (200 м) имеют раннетриасовый возраст, что подтверждается находками в известняках конодонтов и фораминифер.

В Центральном Сахалине на юге Хановского хребта ранний — средний триас представлен спилитами, титанавгитовыми и авгит-плагноклазовыми базальтами и диабазами с редкими и маломощными прослоями яшм в верхах пачки (100—150 м). Выше отмечается переслаивание эффузивов и красных яшм с преобладанием последних (250—300 м). Возраст установлен по радиоляриям и конодонтам.

Общая закономерность триасовых разрезов вулканогенно-кремнистого комплекса Хоккайдо-Сахалинской палеозоны проявляется в существенно эффузивном составе нижних его членов (нижний триас) и постепенном увеличении роли кремнистых пород вверх по разрезу.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Общая закономерность смены с запада на восток континентальных фаций мелководно-морскими, а затем и морскими однозначно свидетельствует о том, что в триасе рассматриваемая территория представляла собой краевую часть массива суши, восточнее которой существовал морской бассейн.

ПАЛЕОСУША

Тюоку-Ханкайская суша располагалась на территории одноименной палеозоны. Здесь во внутренних районах господствовали континентальные условия и эрозионные процессы, о чем свидетельствуют базальные конгломераты, широко проявленные в разрезах триасовых отложений. Со среднего триаса начинается неравномерное погружение краевых частей суши, что вызвало постепенное затопление прибрежных районов. Начавшись на территории Приморья, в последующем оно распространилось в пояс Тюоку, а в позднем триасе им были охвачены уже и районы Корейского полуострова. Начиная со среднего триаса на территории Корейского полуострова выделяются дельтовые, барровые и озерные фации. Суша была покрыта растительностью, имеющей в целом единый характер для всей провинции и способствующей торфонакоплению. Необходимо отметить, что климат изменялся с конца перми от умеренного до субтропического в конце триасового периода. Судя по многочисленным дельтовым фациям, в пределах суши была хорошо развита речная сеть.

Суша обрамлялась морским бассейном, в котором мы выделяем ряд палеогеографических провинций. Первая из них представляла собой шельф, восточнее которого находилось краевое море, располагавшееся в пределах Тамба-Уссурийской палеозоны. Здесь существовала гипсометрическая ступень (палеосклон), способствовавшая развитию подводно-оползневых процессов, происходивших на фоне осаждения кремнистого материала. Вне склона в спокойных условиях относительно глубоководных котловин формировались в течение всего триаса мало-мощные кремнистые толщи, иногда в ассоциации с эффузивами основного состава.

Наконец, можно предполагать развитие относительно мелководных поднятий, на которых находились банки с пеллециподами. Снос осадочного материала осуществлялся как со стороны Тюгоку-Ханкайской суши, так и из района Куросегава [10]. Морской бассейн, простирающийся от о-ва Кюсю до севера Приморья, окаймлялся с востока цепью поднятий, которые трассируются горизонтами известняковых построек с многочисленной мелководной фауной. В ряде мест, вероятно, существовали острова (р-н о-ва Сикоку, города Абукума, Китаками).

Во внешних (восточных) районах поднятий существовал склон, в пределах которого развивались подводно-оползневые процессы. Наконец, районы Хоккайдо-Сахалинской зоны, видимо, отвечали бассейну океанического типа.

Основанием для такой интерпретации разрезов Хоккайдо-Сахалинской зоны служат следующие факты. В первую очередь сам состав отложений: яшмы в ассоциации с базальтами; характер вулканизма — подводные излияния недифференцированных магнезиальных базальтов (по петрохимическим характеристикам — толеитов и щелочных оливиновых базальтов); отсутствие прослоев терригенных пород в яшмовых разрезах; стабильность условий осадконакопления на протяжении большого интервала времени, относительно глубоководная обстановка (ниже уровня карбонатной компенсации); характер фауны (исключительно радиолярии, редко конодонты), марганцевая минерализация в осадках и, наконец, малые скорости осадконакопления. В частности, чисто яшмовый разрез Тонино-Анивского полуострова, охватывающий интервал со среднего триаса по альб — сеноман, имеет мощность около 450 м. На его средне- и верхнетриасовую часть приходится всего 100 м (за 29 млн. лет), т. е. скорость осадконакопления составляет 3—4 мм за 1000 лет. Естественно, эта цифра должна быть несколько увеличена, так как произошло уплотнение осадка и его диагенез, но тем не менее это скорости, сопоставимые со скоростями осадконакопления на абиссальных равнинах современного Мирового океана. Восстановить детали структуры этого океанического бассейна не представляется возможным. Слишком малы и разрозненны выходы пород вулканогенно-кремнистого комплекса, претерпевшие в последующей истории неоднократную тектоническую дезинтеграцию и перемещения.

Таким образом, краткий очерк палеогеографии региона позволяет сделать вывод о существовании в триасе окраинного морского бассейна, отделенного от мезозойского океана цепью невулканических поднятий морского дна. К сожалению, сложная покровная тектоника не позволяет однозначно судить о поперечных размерах этих морфоструктур. Можно лишь утверждать, что по своим размерам они были шире соответствующих современных (100—120 км) тектонических зон. Рассмотрим тектоническую природу переходной зоны триасового возраста от континента к океану.

ПАЛЕОТЕКТОНИКА

Формационный анализ показывает большую гетерогенность территории, с одной стороны, и закономерность смены осадконакопления и магматизма с запада на восток — с другой. Эти два обстоятельства чрезвычайно важны для понимания тектонического строения региона.

Во-первых, ставится под большое сомнение наличие фундамента, сложенного древними кристаллическими породами типа ханкайских или корейских на всей площади, как это часто делается. Кстати сказать, допущение о присутствии такого фундамента заставляет искать механизм раздробления и опускания крупного блока континентальной коры, что сделать весьма затруднительно, а также создает большие трудности для объяснения различия в развитии западных и восточных частей региона. Во-вторых, утверждается представление о существовании гетерогенного основания юга Дальнего Востока, как это уже отмечалось в предшествующих публикациях [7]. Тюгоку-Ханкайская палеозона была сформирована на древней континентальной коре, а остальные палеозоны — на сложно построенном разнородном по своей природе субстрате. В составе последнего, как свидетельствуют данные о геологическом строении о-ва Хонсю, уже в раннем палеозое имелся существенно меланократовый фундамент.

Начало раннего триаса, возможно конец перми, отмечается опусканием обрамления Хида-Ханкайской палеозоны, геоморфологически выраженной ступенью — склоном к относительно глубоководной котловине. В последней в этот отрезок времени проявился базальтовый вулканизм, продукты которого в сочетании с кремнистыми и терригенными породами и составили ее выполнение.

В конце (?) среднего триаса в северо-западных районах региона началось формирование протяженных грабеновых структур. Они отчетливо проявлены на Корейском полуострове, где имеют восточное и субмеридиональное простирание. По-видимому, одновременно началось надвигание древних гнейсов пояса Хида в юго-восточном и восточном направлениях, которое сопровождалось образованием зон серпентинитового меланжа в поясе Циркум-Хида [13]. В Хида-Ханкайской палеозоне происходило становление массивов гранитоидов, которые местами были приурочены к грабенам. К началу позднего триаса палеосклон был окончательно сформирован. Видимо, значительная разница палеогипсометрических отметок в Хида-Ханкайской и Тамба-Уссурийской зонах привела к крупным движениям масс осадков вниз по склону. При этом, например, в префектуре Ямагучи в карнии были сформированы очень сложно построенные пакеты аллохтонных масс, становление которых, по мнению Ф. Тойохара [30], могло сопровождаться метаморфическими процессами в их основании. В Приморье эти процессы надежно устанавливаются с норийского века. Сползание материала происходило в разных местах с разной интенсивностью и в разное время (вплоть до средней юры).

В среднем триасе в Приморье были сформированы толщи вулканитов основного состава, содержащие глыбы верхнепалеозойских известняков. Эффузивы, протягивающиеся полосой вдоль северо-восточного направления западнее бассейна р. Усури, являются, на наш взгляд, комплексами — показателями деструктивных процессов, в ходе развития которых происходило дробление основания, излияния базальтов и захват ими обломков чехла фундамента.

В целом все эти процессы могли происходить на фоне регионально-го растяжения, которое охватило весь рассматриваемый район. Одновременно постепенно воздымалось дно бассейна в зоне Куросегава-Китаками, часть которого была выведена в некоторых местах из-под уровня моря. Поднятие было в основном невулканическим, однако в отдельных местах (о-в Сикоку) отмечаются маломощные прослои туфов кислого и среднего состава. Формирующееся поднятие, естественно, поставляло материал как во внутренний бассейн, так и в более внешние — восточные и южные районы. На самом поднятии формировался прерывистый рифовый барьер, причем, судя по распространению карбонатов, палеоподнятие замыкалось в Прибрежной зоне Приморья. Восточнее поднятия и его склона происходило формирование вулканитов основного состава и кремнистых пород (о-ва Хоккайдо, Сахалин).

Резюмируя все сказанное, можно отметить, что триасовое время, а возможно, и позднепермское, отмечается своеобразной тектонической

активностью, которая проявлялась в формировании грабенных структур на западе и образованием толщ эффузивов основного состава на востоке. При этом первые приурочены к областям с древней континентальной корой; вторые — к относительно опущенным структурам с меланократовым основанием, либо с субстратом, в котором присутствовал гранитно-метаморфический слой. Широкое и синхронное развитие магматизма свидетельствует о значительной проницаемости земной коры. В целом же можно говорить о существенной дестабилизации состояния литосферы региона в триасе, которая происходила в условиях общего растяжения, однако с локальными проявлениями процессов сжатия (например, в поясе Циркум-Хида). Процесс дестабилизации, как мы считаем, был вызван резким изменением энергетического состояния низов литосферы, а возможно, и более глубокой мантии, что привело к крупномасштабному перераспределению глубинных масс. Отсюда и объяснение отмеченных выше тектоно-магматических процессов.

В структурном плане региона для триасового периода удается реконструировать четкую тектоническую зональность. Материковая окраина на западе в восточном направлении через полосу шельфа и склона сменяется глубоководным окраинным морем, за которым, далее на восток, следует линейное, но невулканическое поднятие, а еще восточнее располагался океанический бассейн. Все отмеченные особенности (седиментационные, магматические, энергетические и структурные) явно свидетельствуют о принадлежности региона к зоне перехода от континента к океану и подтверждают предположение Ю. М. Пуцаровского [9] о существовании Тихого океана в это время.

В заключение отметим еще два обстоятельства. Во-первых, для триасового времени видна тесная связь в геологическом развитии островов и континента, что следует учитывать при палеотектонических построениях. Во-вторых, выявлено, что сложную геодинамическую картину можно связать со сложным взаимодействием глубинных масс континента и Тихого океана, характерным для Тихоокеанского тектонического пояса.

Литература

1. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 719 с.
2. Геология Кореи. М.: Недра, 1964. 263 с.
3. Геология СССР. Т. XIX, Хабаровский край и Амурская область, ч. I, Геол. описание. М.: Недра, 1966. 736 с.
4. Геология СССР. Т. XXXII, Приморский край, ч. I, Геол. описание. М.: Недра, 1969. 695 с.
5. Голозубов В. В. Строение и история развития геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1984. 30 с.
6. Купарисова Т. Д. Палеонтологическое обоснование стратиграфии триасовых отложений Приморского края. М.: Недра, 1972. 246 с.
7. Мазарович А. О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое — раннем мезозое. — Геотектоника, 1982, № 1, с. 86—101.
8. Мельников Н. Г., Голозубов В. В. Олистостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине. — Геотектоника, 1980, № 4, с. 95—106.
9. Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с. (Тр. ГИН, вып. 234).
10. Adachi M. Paleogeographic aspects of the Japanese Paleozoic — Mesozoic Geosinclines. — J. earth Sci. Nagoya Univer., 1975, v. 23/24, p. 13—55.
11. Bando J., Ehro M. On some lower triassic ammonites from the Ozawa formation at Asadanuki, Towa-cho, Tome-guu, Miyagi prefecture, Northeast Japan. — Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, 1982, № 127, p. 378—385.
12. Geology and Mineral Resources of Japan. Third Edition, 1977, v. 1, Geology. 430 p.
13. Hiroi Y. Subdivision of the Hida metamorphic complex Central Japan and its bearing on the geology of Far East in pre-Sea of Japan Time. — Tectonophysics, 1981, v. 76, № 3/4, p. 317—333.
14. Hisada A. Jurassic olistostrome in the Kanto Mountains Central Japan. — Sci. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, 1983, Sec. B., v. 4, № 90, p. 99—119.
15. Igo H., Koike T., Igo H., Kinoshita T. Finding of Triassic conodonts from the Sorachi Group, Hokkaido. — J. Geol. Soc. Japan, 1974, v. 80, № 3, p. 135—136.
16. Imoto N. Sedimentary structures of Permian-Triassic cherts in the Tamba District, Southwest Japan. — In: Siliceous Deposits in the Pacific. Amsterdam: Elsevier Sci. pub. company, 1983, p. 377—394.

17. *Ishida K.* Studies of the South Zone of the Chichibu Belt in Shikoku, Pt II — Stratigraphy and structure around Nagayasuguchi Dam, Tokushima Prefecture.—J. Sci., University of Tokushima, 1979, v. XII, p. 61—92.
18. *Ishida K.* Fine stratigraphy and conodont biostratigraphy of bedded chert member of the Nakagawa Group—Studies of the South Zone of the Chichibu Belt in Shikoku, Pt III.—J. Sci. University of Tokushima, 1981, v. XIV, p. 107—137.
19. *Ishizaki S.* Find of Triassic Bryozoans from the Pre-Yezo Group in the Esashi Mountains, Hokkaido.—Earth Sci., 1979, v. 33, № 6 (165), p. 355—359.
20. *Isozaki Y., Matsuda T.* Age of the Tamba Group along the Nozugawa «Anticline», Western Hills of Kyoto, Southwest Japan.—J. Geosci., Osaka City University, 1980, v. 23, Art. 3, p. 115—134.
21. *Kido S.* Occurrence of Triassic chert and Jurassic siliceous shale at Kamiaso, Gifu Prefecture, Central Japan.—In: Proceedings of the first Japanese Radiolarian Symposium: News of Osaka Micropaleontologists. 1982. Spec. v. № 5, p. 135—154.
22. *Kropotkin P. N.* The crustal structure and origin of the Basins of Japan Sea some other seas of the circum-Pacific mobile Belt.—J. Phys. Earth, 1978, v. 26, Suppl., p. 527—535.
23. *Maruyama S.* The Kurosegawa melange zone in the Ino district to the North of Kochi City, Central Shikoku.—J. Geol. Soc. Japan, 1981, v. 87, № 9, p. 569—583.
24. *Mizutani S., Koike T.* Radiolarians in Jurassic siliceous shale and in the Triassic bedded chert of Unuma, Kagamigahara City, Gifu Prefecture, Central Japan.—In: Proceedings of the first Japanese Radiolarian Symposium, News of Osaka Micropaleontologists, 1982, Spec. v. № 5, p. 117—134.
25. *Murata A.* Large Decke structures and their formative processes in the Sambagawa-Chichibu, Kurosegawa and Sambosan Terrains. Southwest Japan.—J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, 1982, Sect. 2, v. 20, № 4, p. 383—424.
26. *Nakano N.* Stratigraphical Sequence of the Meta-basic Rock Complexes in the Shizunai-Mitsuishi District, Hokkaido.—Earth Sci., 1978, v. 32, № 6, p. 27—34.
27. *Shibata K., Mizutani S.* Isotopic ages of Jurassic siliceous shale and Triassic chert in Unuma, Central Japan.—Geochem. J., 1982, v. 16, № 5, p. 213—223.
28. *Sugimoto M.* Green Rocks of the Outer Kitakami Belt. Stratigraphic position and the mode of occurrence.—J. Geol. Soc. Japan, v. 85, № 6, 1979, p. 287—292.
29. *Tanaka K.* Kanoashi Group, an olistostrome, in the Nichihava area, Shimane Prefecture.—J. Geol. Soc. Japan, 1980, v. 86, № 9, p. 613—626.
30. *Toyohara F.* Early Mesozoic tectonic development of the north-western Chichibu geosyncline in west Chugoku, Japan.—J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, 1977, Sec. 2, v. 19, № 4, p. 253—336.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
4.XII.1984

УДК 551.24. (575)

ПРОЗОРОВСКИЙ В. А.

**РОЛЬ КИММЕРИЙСКИХ ДВИЖЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ
СТРУКТУР ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДА СРЕДНЕЙ АЗИИ**

В геологической истории западных районов Средней Азии в течение позднеюрской и раннемеловой эпох широко проявились киммерийские (новокиммерийские) движения. Максимумы они достигли в берриасском веке. В результате были созданы: складчатое основание мегантиклинали Большого Балхана; «краевые впадины платформ» (новый тип структур, протянувшиеся от Кубадага до южного склона Гиссарского хребта); обособлены структурные ярусы в миогеосинклинальном разрезе Советского Копетдага и в чехле Туранской платформы.

Обширная территория запада Средней Азии значительно хуже изучена тектонистами, чем ее центр и восток. Лишь сравнительно недавно, с конца 50-х годов нашего столетия, после проведения широкого комплекса буровых и геофизических работ появилась возможность сделать обоснованные обобщения о ее геологической структуре и истории. Впервые они были предложены для большей части Туркмении Ю. Н. Годиным [6] и Н. П. Лупповым [10]. Затем появились статьи Г. И. Амурского [11], Г. Х. Дикенштейна [7], В. М. Цейслера [18], Л. Н. Смирнова [15] и др. Во всех публикациях, посвященных геологической истории рассматриваемого региона, постпалеозойское — донеогеновое развитие его объяснялось одним «юрско-палеогеновым этапом» [11] или «альпийским геотектогенезом» [17], которые в свою очередь разделялись на стадии или этапы, соответствующие обычно подразделениям общей геохронологической шкалы крупного ранга (периодам, эпохам), не изменявшим принципиально общего хода процесса и не проявлявшимся в «существенной перестройке структуры и рельефа рассматриваемого участка земной коры...» [11, с. 720].

Детальное изучение верхней части юрских и нижней меловых отложений всей территории запада Средней Азии, проведенное в течение 25 лет группой Ленинградского университета, позволяет, как нам кажется, существенно уточнить картину развития ее в мезозое.

К началу юрского периода, как считали А. Алланов, М. С. Жмуд и др. [17], а возможно, и раньше, в пределах рассматриваемой области сформировались два крупных тектонических элемента: Туранская эпипалеозойская платформа, охватывающая большую, северную часть территории, и геосинклинальная система — краевая, северная часть Средиземноморского подвижного пояса, к которой в пределах Советского Союза относилась миогеосинклинальная зона, выраженная в современном Копетдаге и Большом Балхане. Туранская платформа представляла собой относительно стабильную площадь, разделявшуюся на крупные, положительные структуры неправильной в плане формы — антеклизы (Центрально-Каракумская) или массивы (Кара-Богазско-Красноводский), подвергавшиеся размыву или замедленному осадконакоплению, и отрицательные — синеклизы (Туаркырская, Амударьинская и др.), районы более устойчивого осадкообразования. В ранне- и особенно среднеюрской эпохах шло накопление терригенных, часто угленосных осадков, преимущественно континентального генезиса в условиях прогибания сравнительно небольших амплитуд.

Геосинклинальная зона, судя по доступным для изучения разрезам Большого Балхана, была территорией формирования мощных морских глинистых и алевроито-песчаных толщ (>4 км). Относительно раз-

вивавшихся здесь в это время частных структур сведений пока не имеется.

Границей между упомянутыми тектоническими элементами служили, вероятно, субширотные зоны тектонических нарушений, так как неизвестны районы развития, обладающие переходным строением разреза. При этом непосредственно к геосинклинальным прогибам на западе (от побережья Каспия до меридиана г. Кизыл-Арвата, примерно) примыкали приподнятые участки выходов на поверхность фундамента платформы, служащие областями размыва.

Как показали новые исследования, приведшие к существенным изменениям в стратиграфических схемах юрской и меловой систем запада Средней Азии, дальнейшее изменение структуры региона связано с движениями, проявлявшимися в разное время на различных участках территории и характеризующимися здесь киммерийский (или новокиммерийский) тектонический цикл.

Наиболее рано они проявились в геосинклинальной зоне, где в середине батского века [2] образовали крупные структуры северо-западного простирания. Две из них — сопряженные антиклинорий и синклинорий отчетливо выделяются на Большом Балхане. Последовавшие затем резкие опускания привели к формированию мелких структур (антиклиналей и синклиналей) отчетливой конседиментационной природы в пределах синклинория также северо-западного простирания. Отдельные складки прослеживаются на расстоянии до 50 км. Эти опускания охватывали время, начиная со среднего бата до раннего келловоя.

На Туранской платформе эти движения проявились в виде существенных опусканий в позднем бате (юго-западные отроги Гиссара) или в начале келловейского века (Туаркыр, Центральные Каракумы). В результате преобладавшее континентальное осадконакопление сменилось преимущественно морским. Толщи различного генезиса разделены поверхностью регионального несогласия, отвечающего подошве верхнеюрского структурного яруса платформенного чехла.

Вероятно, в это же время в краевой части платформы, на крайнем юго-западе (у г. Красноводска) в пределах южной части Красноводско-Кара-Богазского массива заложилась субширотная зона разрывных нарушений, на которой возник очень небольшой узкий прогиб. В осевую его часть проникли морские воды, отложившие песчано-глинистые осадки батского и келловейского (?) ярусов [9] и по периферии континентальные песчаники с флорой (данные В. Н. Крымуса). Этот прогиб ограничивался лишь западной частью современной площади Кубадага, но означал начало перестройки пограничной зоны между геосинклинальной и платформенной областями.

Резкие погружения платформенной территории на рубеже средней и поздней юры были обусловлены и проявились одновременно с движениями в геосинклинальной области. В последней они произошли также в раннем келловее и выразились поверхностью несогласия между кошаджубинской и джебелатинской свитами Большого Балхана. После чего на фоне общего опускания миеосинклинали мелкие складки сгруппировались в более крупные линейные антиклинали и синклинали северо-западного простирания, контрастность движения в которых подчеркивалась конседиментационным характером данных структур [14]. Указанный режим особенно резко проявился в конце среднего келловоя, когда ядра антиклиналей ненадолго были выведены на поверхность и на них, после нового погружения, стали формироваться крупные рифовые тела южной части Большого Балхана [4].

Общее погружение территории запада Средней Азии привело к разрастанию морского бассейна, достигшего максимальных размеров в начале оксфордского века, в котором преобладало повсеместное карбонатобразование. Если раньше считалось, что подошва карбонатной формации соответствует на большей западной части региона основанию оксфордского яруса и лишь на востоке, в юго-западных отрогах Гиссара, известняки накапливались со среднего келловоя, то новые данные

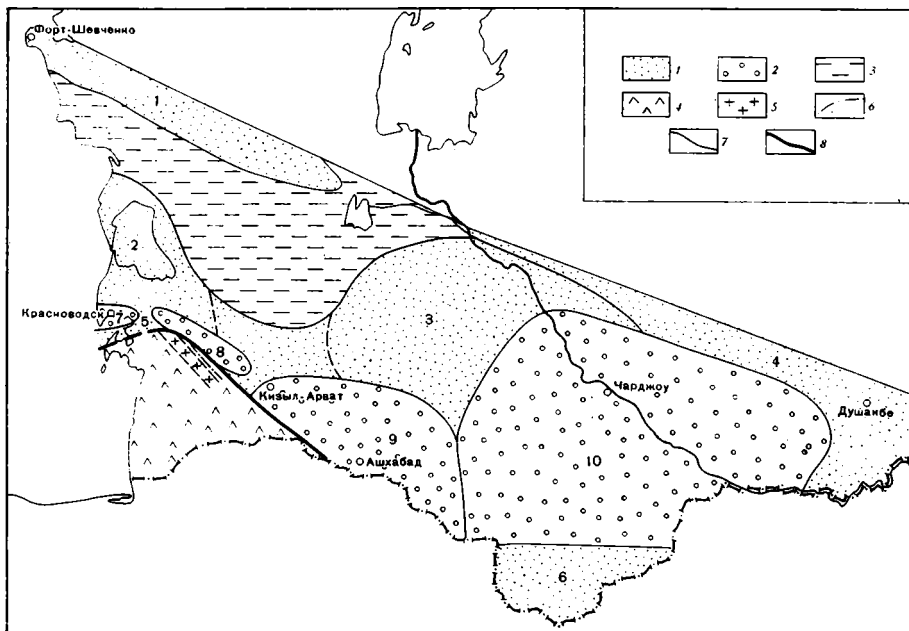


Рис. 1. Палеоструктурная схема оксфордского века. Платформенные структуры 1 — положительные (1 — Мангышлакский вал, 2 — Кара-Богазская антеклиза, 3 — Центрально-Каракумская антеклиза, 4 — Кызылкумская антеклиза, 5 — Краснодарский массив, 6 — Карабильская антеклиза); 2 — краевые впадины (7 — Кубадагская; 8 — Казанджикская; 9 — Кызыл-Арватская; 10 — Амударьинская); 3 — Туаркырская синеклиза; 4 — геосинклинальные структуры; 5 — Западно-Балханская синклиновая зона; 6 — Восточно-Балханская антиклинорная зона; 7 — границы структур; 8 — зоны основных тектонических нарушений

Н. В. Безносова и др. [3] и наши показали, что и на Большом Балхане карбонатообразование началось в среднем келловее. Таким образом, максимальное расширение морского бассейна вначале охватило геосинклинальную зону, и наиболее прогнутые южные и юго-восточные части платформы образовали единый морской бассейн с начала до поздней юры. Позже, уже в оксфорде, карбонатные осадки начинали накапливаться и в центральной части платформы (Туаркыр, Центральные Каракумы, Мангышлак). Таким образом, прогибание этой огромной территории проходило одновременно, постепенно распространяясь с юга на север. С ним связано также некоторое расширение прогиба на юго-западе платформы, у г. Краснодарска, в котором на смену обломочным континентально-морским породам пришли карбонаты, распространившиеся дальше на восток на площадь почти всего Кубадага.

Середина оксфордского века — очень важный переломный рубеж в развитии запада Средней Азии (рис. 1). Он обусловлен резкой перестройкой структурного плана территории и связан с общим изменением направленности движений. В геосинклинальной зоне значительно усилилась контрастность движений в созданных структурах, что привело к большему их обособлению. Вместе с тем преобладающими становятся поднятия, охватившие территорию в целом. Совокупность процессов привела к резкому усложнению фациального состава пород, образовавшихся в конце юрского периода. В частности, в Центральном Копетдаге развились глубоководные прогибы с накоплением черных битуминозных карбонатных глин в условиях недокомпенсации прогибания осадками, осаждавшимися из турбидных потоков, стекавших с обрамлявших их подводных хребтов или островных цепей [3]. В пределах Большого Балхана антиклинали — место накопления рифовых массивов разделяли лагуны межрифовых синклиналей, в которых шло накопление известняков с кремнями, битуминозных, строматолитовых известняков, а в наиболее краевых частях — даже эвапоритов. Степень выраженности структур и

амплитуды поднятий нарастают к периферии геосинклинали, а также во времени. Максимумы новокиммерийские движения достигли в начале берриасского века, что подтверждается повсеместной поверхностью несогласия, отделяющей меловые образования от подстилающих (рис. 2, 3). Роль данного несогласия неодинакова. В Копетдаге это скорее всего перерыв, разделивший структурные ярусы, сформировавшиеся в одном тектоническом режиме. В пределах Большого Балхана упомянутое несогласие разделило структурные этажи. Это подтверждается плащеобразным налеганием структурно-недифференцированных меловых толщ на отчетливо складчатое, преимущественно юрское основание (рис. 4), со стратиграфической амплитудой размыва от части берриасского яруса в киммерийских синклиналиях до байосского яруса — в антиклиналях.

На Туранской платформе начало новокиммерийских движений привело к отчетливой дифференциации обстановки. Ясно обособились положительные структуры — антеклизы, в пределах которых погружения оксфорда сменились поднятиями и превратили их надолго в области замедленной денудации (Кара-Богаз-Центрально-Каракумская зона, Горный Мангышлак). Между ними заложилась отрицательная структура линейного плана, в которых при господстве нисходящих движений продолжали накапливаться карбонатные и песчано-глинистые отложения (Южно-Мангышлакский, Северо-Туркменский прогибы). Существенные поднятия охватили восточные, периферические районы Гиссара и Кызылкумов, на которых создан горный рельеф.

Очень важные изменения произошли в краевой части платформы, протянувшейся сплошной полосой от берега Каспия на западе до южного склона Гиссара на востоке. Здесь повсеместно началось образование нового для данного региона типа структур, характеризовавшегося своим режимом и особыми формациями. Это — участки накопления пород значительной мощности (свидетельствующей о быстрых опусканиях) и относительной полноты разрезы. Последние представлены толщами лагунного и континентального генезиса (эвапориты, пестроцветы, красноцветы). Они образовали полосу субширотно вытянутых или изометричных прогибов, иногда разделенных поднятиями. Прогибы Кубудагский, Кызыл-Арватско-Бахардокский, Амударьинский, Гаурдак-Кугитанский, южного склона Гиссара заложилась на платформенном основании, на породах фундамента или на карбонатах оксфордского яруса. Вначале в них шло накопление мелководных осадков нормально-морского генезиса или неотчетливо лагунного (кубасенгирская свита Кубадага, оксфорд — киммеридж низменных Каракумов, верхняя часть кугитангской серии Восточной Туркмении и Кугитанга, «гулиобская» свита южного склона Гиссара). Затем постепенно, или иногда с небольшим размывом, они сменились эвапоритовыми толщами соймоновской, гаурдакской и других свит. Последние перекрыты обломочными континентальными красноцветами верхней части соймоновской, карабельской и других свит. Верхний член перечисленного формационного ряда отвечал максимуму киммерийских движений в геосинклинали и орогенной областях. Другими словами, формации краевой части платформы представляли собой молассоидный комплекс, компенсировавший поднятия в геосинклинали и орогене при проявлении складкообразовательных и горообразовательных процессов. Мы отнесли [5] описанные структуры к «краевым впадинам платформ» в связи с тем, что их характеристика соответствует данному термину, приведенному в [16].

С середины берриасского века начинается новый этап развития территории запада Средней Азии. Он выразился прежде всего в нарастании погружений и расширении площадей осадконакопления. В результате новокиммерийских движений площадь геосинклинали зоны сократилась за счет выпадения из нее Большебалханской структуры, последняя причленилась к Туранской платформе. На ее месте при значительных погружениях возник эпигеосинклиналиный прогиб, более

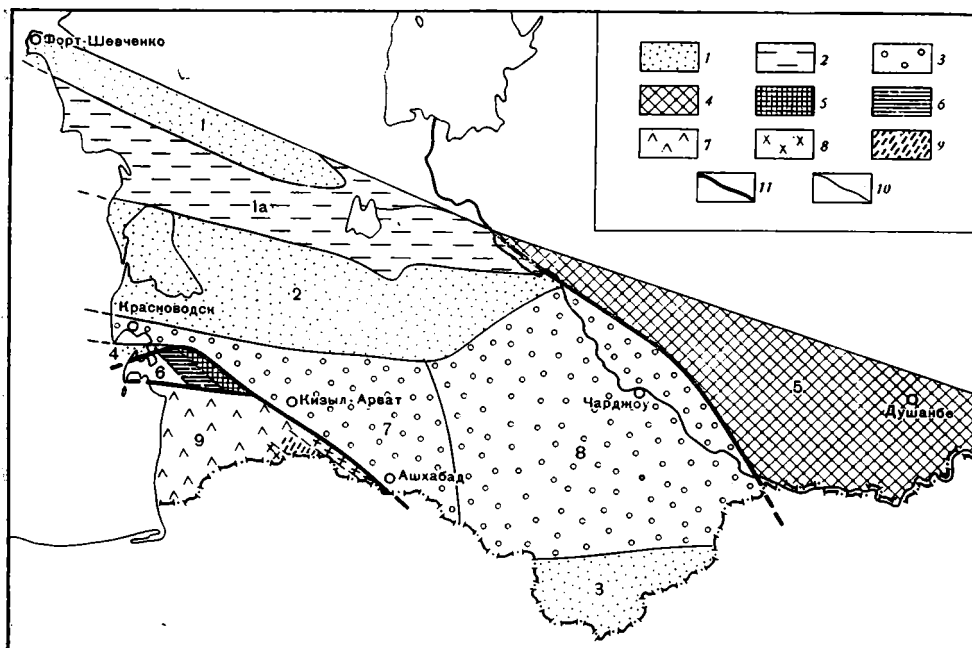


Рис. 2. Палеоструктурная карта середины (?) пермского века. Платформенные структуры

1 — антеклизы (1 — Горно-Мангышлакская, 2 — Каракумская, 3 — Карабильская); 2 — внутриплатформенные прогибы (1а — Мангышлакско-Северо-Туркменские); 3 — краевые впадины (7 — Южно-Каракумская, 8 — Амударьинская); 4 — орогенные структуры (5 — Кызылкумо-Таджикская, 6 — Большебалханская); 5 — антиклинории; 6 — синклинории; геосинклинальные структуры (9 — Копетдагская область); 7 — не установленной структурной принадлежности; 8 — кордильеры; 9 — прогибы; 10 — границы областей разного тектонического режима; 11 — границы структур

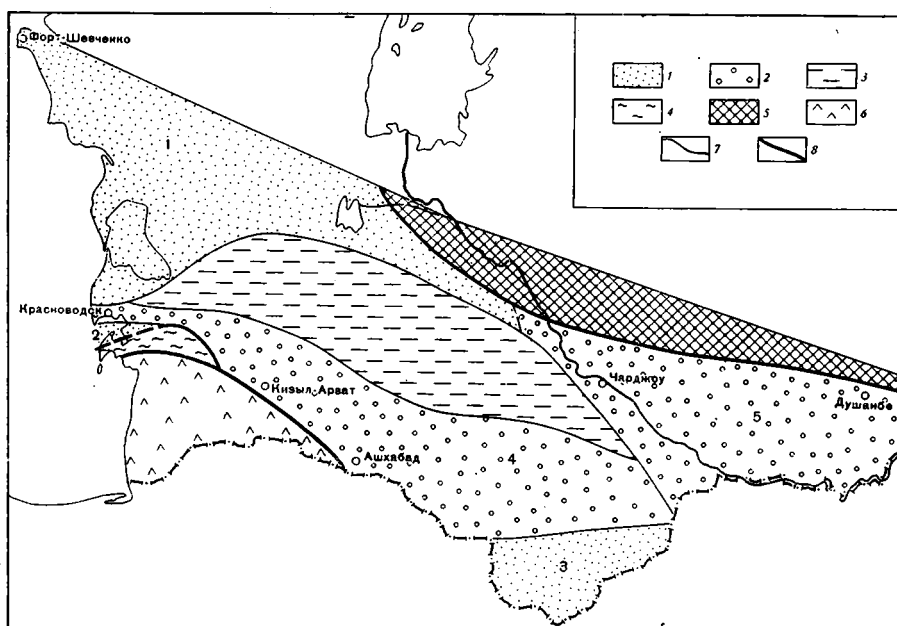


Рис. 3. Палеоструктурная схема пермского века. Платформенные структуры 1 — антеклизы (1 — Мангышлакско-Кара-Богазская, 2 — Краснодарский массив, 3 — Карабильская); 2 — краевые впадины (4 — Южно-Каракумская; 5 — Амударьинская); 3 — Туаркыр-Каракумская синеклиза; 4 — Большебалханский эпигеосинклинальный прогиб; 5 — Кызылкумский ороген; 6 — геосинклинальные структуры; 7 — границы структур; 8 — зоны основных тектонических нарушений

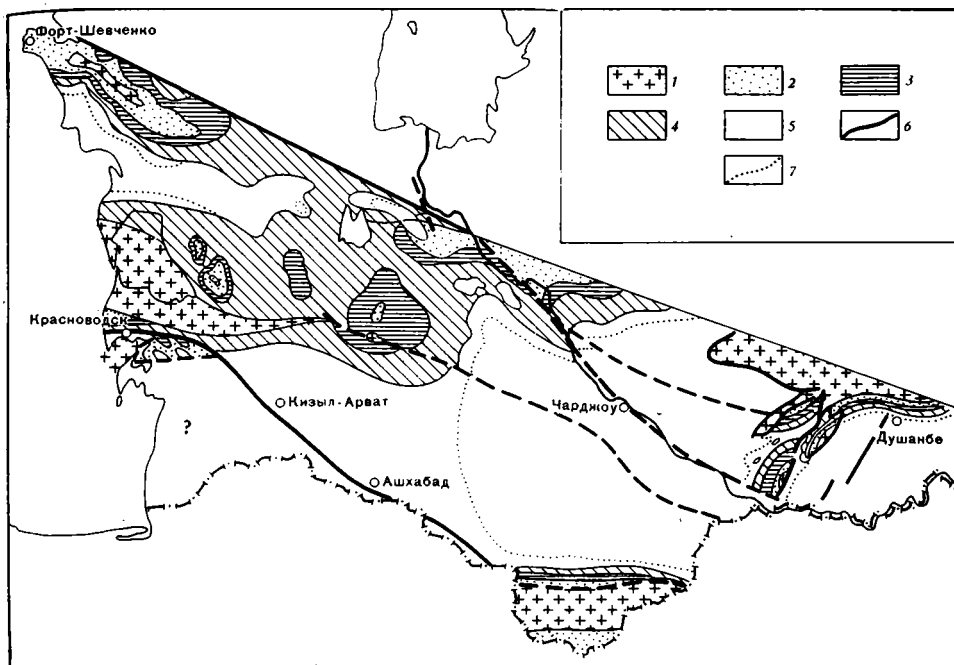


Рис. 4. Палеогеологическая карта на подошве копетдагского горизонта
 1 — доюрские образования; 2 — нерасчлененные нижняя и средняя юра; 3 — келловейский ярус; 4 — нерасчлененные келловей и оксфорд; 5 — нерасчлененные отложения оксфорда — берриаса; 6 — основные тектонические разломы; 7 — границы местных подразделений внутри верхнего стратиграфического комплекса

активный, чем остальные части платформы, в связи с чем здесь идет накопление морских отложений повышенной мощности.

В геосинклинальной зоне, ограниченной в пределах СССР теперь только территорией Копетдага, восстанавливается режим устойчивых быстрых опусканий, при котором накопились мощные, преимущественно карбонатные осадки. Однако существенное различие их мощностей и состава, подмеченное еще В. И. Марченко [12], свидетельствует о наличии структурной и палеогеографической дифференциации региона.

Краевые впадины платформы несколько расширяют свои площади, распространяясь иногда и на участки со складчатым киммерийским основанием (северо-западные части Большебалханской структуры), но сохраняют еще свою формационную специфику. Лишь с конца барремского века при общей стабилизации территории они становятся областями развития разреза переходного типа между платформой и геосинклиналью, характеризующегося промежуточным значением мощностей и постепенными изменениями фаций (см. рис. 3).

Туранская платформа развивалась в это время в условиях всенарастающих медленных погружений, вызвавших расширение осадконакопления, параллельно с которым шло уменьшение фациальных различий осадков. При этом данный процесс шел быстрее на западе в пределах господства типично платформенного режима. В Кызылкумско-Таджидском орогене поднятия постепенно сменились опусканиями, сопровождавшимися интенсивной денудацией областей сноса, что привело и в данном регионе ко все более значительному осадкообразованию. Однако в горной области погружения существенно отставали во времени от платформенной, что привело к возникновению довольно широких зон сложных фациальных переходов (бассейн р. Амударья), сильно осложняющих корреляцию разновозрастных отложений. Значительное, но все уменьшающееся на протяжении раннемеловой эпохи разнообразие в составе и облике пород, развитых на западе и востоке внегеосинклинальной территории запада Средней Азии, обусловлено постепенностью

распространения медленных тектонических и палеогеографических процессов по площади. В результате все большие пространства в восточном направлении захватывались наступающими водами Средиземного бассейна, сохраняя при этом существенную индивидуальность, выраженную в преобладании красноцветных осадков во всем разрезе нижнего мела.

Таким образом, в конце юрского и самом начале мелового периодов в пределах запада Средней Азии резко проявились киммерийские тектонические движения, существенно усложнив за короткое время геологическое строение региона (рис. 4). Они создали складчатые структуры завершенного геосинклинального типа (Большой Балхан), а также своеобразные краевые впадины платформы. Последние имеют практический интерес, являясь месторождением и проявлением ряда полезных ископаемых (нефть, газ, сера, каменные и калийные соли и т. д.). На собственно платформенной территории киммерийские движения сказались усилением ее мобильности, вызвав сначала значительные поднятия, а затем опускания огромных пространств.

Установление самостоятельности и значения киммерийской эпохи тектонической активизации в западных районах Средней Азии находит подтверждение, как выяснилось в последнее время, и в распространении разновозрастных структур в районах Афганистана и Памира [8]. Скорее всего мы сейчас только подходим к выявлению протяженного пояса киммерид, обрамляющего с юга Туранскую платформу и протягивающегося к востоку, севернее Гималаев. Почти полное отсутствие указаний в отечественной литературе на значение киммерийских движений в структуре Средней Азии связано, вероятно, с недостаточным еще объемом буровых работ на юге Туркмении и сложностью обработки материалов бурения. Кроме того, молодые (неоген-четвертичные) горизонтальные движения значительных амплитуд привели к образованию крупных надвигов, которые, возможно, перекрыли как сами киммериды, так и зоны сочленения структур различной природы [13]. Кроме налегания Большебалханского разреза на Кубадагский глубокой скважиной, пройденной в ядре Данатинской антиклинали, вскрыт карбонатный разрез верхней юры и нижнего мела, обнаруживающий полное сходство с Большебалханским, а не с Копетдагским. Нижнемеловая часть последнего прекрасно обнажена в обрывах Малого Балхана и Кюрендага, расположенных в непосредственной близости от места заложения скважины. Это обстоятельство, как нам кажется, доказывает вторичное залегание в настоящее время копетдагских структур на большебалханских. Наконец, несколько десятков гидрогеологических скважин, которые прошли в Копетдаге (к востоку от г. Кызыл-Арвата) мезозойские карбонатные породы, вошли (и к сожалению, остановлены) в разные части палеонтологически охарактеризованных неогеновых — нижнемеловых отложений (материалы по гидрогеологическому бурению обобщены Г. Г. Мирзоевым).

Литература

1. *Амурский Г. И.* Тектоника Туркмении и ее сопредельных территорий.— В кн.: Тектоника Туркмении. М.: Наука, 1966, с. 6—32.
2. *Безносос Н. В., Верба Ю. Л., Кривогольц Г. Я. и др.* О соотношении верхней и средней юры на Большом Балхане.— В кн.: Вопросы стратиграфии и палеонтологии. Вып. 1. Изд-во Саратовского ун-та, 1975, с. 65—75.
3. *Безносос Н. В., Ильин В. Д., Кутузова В. В., Смирнов Л. Н.* Денудационно-литологические ловушки с коллектором рифового типа — новый объект поисковых работ в Западной Туркмении.— Экспресс-информация ВИЭМС, 1978, № 8, с. 1—8.
4. *Безносос Н. В., Кутузова В. В., Румакин В. Н.* Строение и возраст пограничных слоев сульфатно-галогенной и карбонатной формаций в Западном Узбекистане.— Тр. ВНИГНИ, 1978, вып. 210, с. 69—77.
5. *Верба Ю. Л., Кривошеев В. Т., Прозоровская Е. Л., Прозоровский В. А.* Граница юры и мела на территории Туркмении.— Изв. АН ТССР. Сер. физ.-тех., хим. и геол. наук, 1970, № 6, с. 97—109.
6. *Годин Ю. Н.* Тектоническое районирование Западной и Центральной Туркмении по геофизическим данным.— В кн.: Геология СССР. Т. XXII, ч. 1. М.: Госгеолгиздат, 1957, с. 499—515.

7. Дикенштейн Г. Х. Основные принципы составления Тектонической карты юга СССР.— В кн.: Тектоника Туркмении. М.: Наука, 1966, с. 33—42.
8. Дронов В. И. Основные тектонические регионы Афганистана и Южного Таджикистана.— В кн.: Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1981, с. 22, 23.
9. Луппов Н. П. К геологии окрестностей Краснодарска.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1945, т. XX (3—4), с. 65—72.
10. Луппов Н. П. История геологического развития.— В кн.: Геология СССР. Т. XXII, ч. 1. М.: Госгеолиздат, 1957, с. 569—592.
11. Луппов Н. П. История геологического развития.— В кн.: Геология СССР. Т. XXII. М.: Недра, 1972, с. 713—733.
12. Марченко В. И. Стратиграфия, литология и фации неокома Копетдага.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1962, т. 78. 326 с.
13. Прозоровский В. А. Новые данные о геологическом строении Большебалханской структуры (Западная Туркмения).— Вопросы стратиграфии. Вып. 2. Изд-во Ленингр. ун-та, 1979, с. 65—75.
14. Прозоровский В. А., Птушкин Э. И. К вопросу о времени проявления юрской складчатости на Большом Балхане (Западная Туркмения).— Вестн. ЛГУ. Сер. геол.-геогр., 1963, № 24, с. 47—53.
15. Смирнов Л. Н. Тектоническое районирование.— В кн.: Геология СССР. Т. XXII. М.: Недра, 1972, с. 495—505.
16. Тектоника и ее разделы. Термины структурной геологии.— Матер. по тектонической терминологии. Ч. 3. Тр. ИГИГ СО АН СССР, 1964, вып. 34. 156 с.
17. Формации, палеотектоника и нефтегазоносность палеозоя и мезозоя Туркменистана. М.: Недра, 1976. 130 с.
18. Цейслер В. М., Айзберг Р. Е. Глыбово-складчатое поднятие юго-западных отрогов Гиссарского хребта.— В кн.: Геология СССР. Т. XXII. М.: Недра, 1972, с. 655—666.

Ленинградский государственный
университет им. А. А. Жданова

Поступила в редакцию
14.XII.1983

УДК 551.42.03(479.24)

КОПП М. Л., ЩЕРБА И. Г.

**ИСТОРИЯ ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКОГО РАЗВИТИЯ
ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА**

Изучение истории формирования складчатости Восточного Кавказа, а также палеотектонических обстановок конца палеогена — неогена показывает, что в течение эоцена — раннего миоцена не существовало признаков суши в пределах Восточного Кавказа. Эоцен-раннемиоценовая история его развития связана с развитием и отмиранием остаточного глубоководного бассейна, области наибольшего глубоководья которого принадлежал юго-восточный Кавказ. Деформации этого времени на северном Кавказе носили гравитационный характер, а на южном были связаны с продвижением на север Грузинской глыбы. Возникновение современного структурного плана относится к позднему сармату, с которого начинается орогенный этап. Складчатость и горообразование происходили в обстановке общего сжатия, усилившегося в процессе аттической, роданской и валахской фаз тектогенеза. Складчатость зародилась в наиболее глубоководной части палеоген-миоценового бассейна, где происходили и наиболее интенсивные покровно-складчатые деформации. Совпадение крутого южного склона Восточного Кавказа с континентальным уступом палеогенового бассейна укладывается в схему поддвига окраинного моря Закавказского массива под континентальную окраину Восточно-Европейской платформы.

История тектонического развития восточной части Большого Кавказа подробно освещена в работах Ф. С. Ахмедбейли, Н. Б. Вассоевича, В. В. Вебера, Б. В. Григорьянца, В. А. Гроссгейма, М. Ф. Мирчинка, В. Е. Хаина, Н. С. Шатского, Э. Ш. Шихалибейли, А. М. Шурыгина. Однако со времени основных сводок, завершенных 10—20 лет назад, появились новые материалы по геологии этой территории. Кроме того, резко изменился подход к изучению тектоники складчатых областей, и в настоящее время историю формирования складчатой структуры Кавказа нельзя рассматривать без признания крупноамплитудных горизонтальных перемещений [15, 18, 19, 22]. Это диктует необходимость обобщения на новом уровне накопившегося фактического материала. Нами проведен анализ литературного материала по этому вопросу, а также полевые исследования по изучению палеотектонических обстановок осадконакопления и истории формирования складчатости Восточного Кавказа. Особое внимание уделялось подводно-оползневому процессам, и в частности изучению олистостромов как показателей места и времени проявления активных тектонических движений.

Современная покровно-складчатая структура Восточного Кавказа возникла на орогенном этапе (поздний сармат — квартал). Однако считается, что она начала формироваться в палеогене. Поэтому мы начнем рассмотрение истории развития рассматриваемого региона именно с этого времени.

В течение позднего мезозоя в Закавказье возникла и развивалась система островных дуг с известково-щелочным вулканизмом [18, 22]; между дугами накапливались известняки и доломиты. К северу располагалась область, ныне трактуемая как окраинный морской бассейн [22]. Последний имел значительную (>1 км) глубину, на севере он был ограничен континентальным уступом Восточно-Европейской платформы, где шло шельфовое осадконакопление. Уступ маркируется подводными оползнями, внутренними размывами и осадками зерновых потоков, заполняющих узкие каналы на склоне. Особенно ярко эти процессы проявлялись в валанжин-готеривское время в северной части Юго-Восточного Кавказа [8].

Поздний эоцен — ранний миоцен. Распространена точка зрения, что к концу эоцена в осевой зоне Кавказа были сформированы кордильеры, характеризовавшиеся прежде всего пониженными мощностями осадков. Некоторые из таких кордильер помещали на территории Северного Кобыстана. Главными критериями для их выделения служили локальные изменения мощностей коунских отложений. Однако таким представлениям серьезно противоречат выдержанность литологического состава коунской свиты, отсутствие грубообломочных образований и других признаков размыва по периферии предполагаемых кордильер. Напротив, именно в пределах Северного Кобыстана наблюдаются самые тонкие и однообразные фации верхнего эоцена. Уже одно это наводит на мысль о том, что здесь была наиболее спокойная — бассейновая обстановка седиментации. Анализ фациальных особенностей позднеэоценовых отложений восточной части Большого Кавказа и Закавказья позволяет отметить иную палеотектоническую обстановку этого времени (рис. 1).

Очевидно, северный склон Восточного Кавказа, включая и Кусаро-Дивичинский прогиб, принадлежал к шельфовому бассейну, где шло накопление однообразных маломощных (до 200 м) мергелей и известняков с незначительной примесью кластического материала. В южной части Кусаро-Дивичинского прогиба и в Будугской мульде их сменяют песчаные отложения, рассматривавшиеся ранее как осадки кордильеры, но которые можно трактовать как осадки континентального уступа. Действительно, эти монотонные кварцевые песчаники, характеризующиеся внутренними размывами, могут представлять собой отложения системы каналов, прорезающих склон [25]. Можно думать, что тонкие межканальные осадки отсюда удалялись. В Северном Кобыстане синхронные им отложения представлены уже глинами, мощность которых убывает к югу, достигая минимума (220—300 м) в зоне современного Герадильского надвига. В этом же направлении уменьшается карбонатность и песчаность глин, но увеличивается их сланцеватость (в среднем коуне именно здесь распространены пиробитуминозные сланцы). Все эти признаки указывают на спокойную бассейновую седиментацию, а уменьшение мощности может свидетельствовать только о некомпенсированном прогибании.

В Южно-Кобыстанской подзоне среди этих параллельно-слоистых осадков появляются прослойки песчаников с конволютной слоистостью, представляющих отложения мутьевых потоков. За счет этих песчаников мощность коунской свиты в Южном Кобыстане увеличивается до 1000 м. Эти изменения в строении свиты привели многих исследователей к мысли о наличии расположенной южнее гипотетической суши [5, 13, 21]. По данным Н. Б. Вассоевича (1941 г.) и авторов, флишоидные отложения Лагичского синклинория можно рассматривать как более южный фациальный аналог южнокобыстанского коуна. Непосредственное прилегание к Вандамской зоне эоценовых отложений Лагичского синклинория, содержащих песчаные обломки вулканогенных пород, а также присутствие олистостромов с олистолитами верхнеюрских известняков дает основание считать Вандамскую зону одним из источников турбидного материала для коунского бассейна. Очевидно, флишоидные толщи Южного Кобыстана, Лагичского синклинория и Горной Кахетии составляли единую зону флишенакпления, представлявшую собой клиноформу, выклинивавшуюся в направлении Дзирульского массива и Северного Кобыстана и достигающую максимальных мощностей в пределах Лагичского синклинория. При этом грубость обломочного материала к северо-западу возрастает (проксимальный флиш), а к юго-востоку уменьшается (дистальный флиш).

Смена общего погружения в начале позднего эоцена (кумская свита и среднекоунская подсвита) обстановкой общего обмеления в его конце (белоглинская свита и верхнекоунская подсвита), которую испытал весь эоценовый бассейн юга СССР и которая отразилась в эоценовом разрезе Восточного Кавказа, имела множество местных особенностей, обусловленных спецификой палеотектонической обстановки. В южной

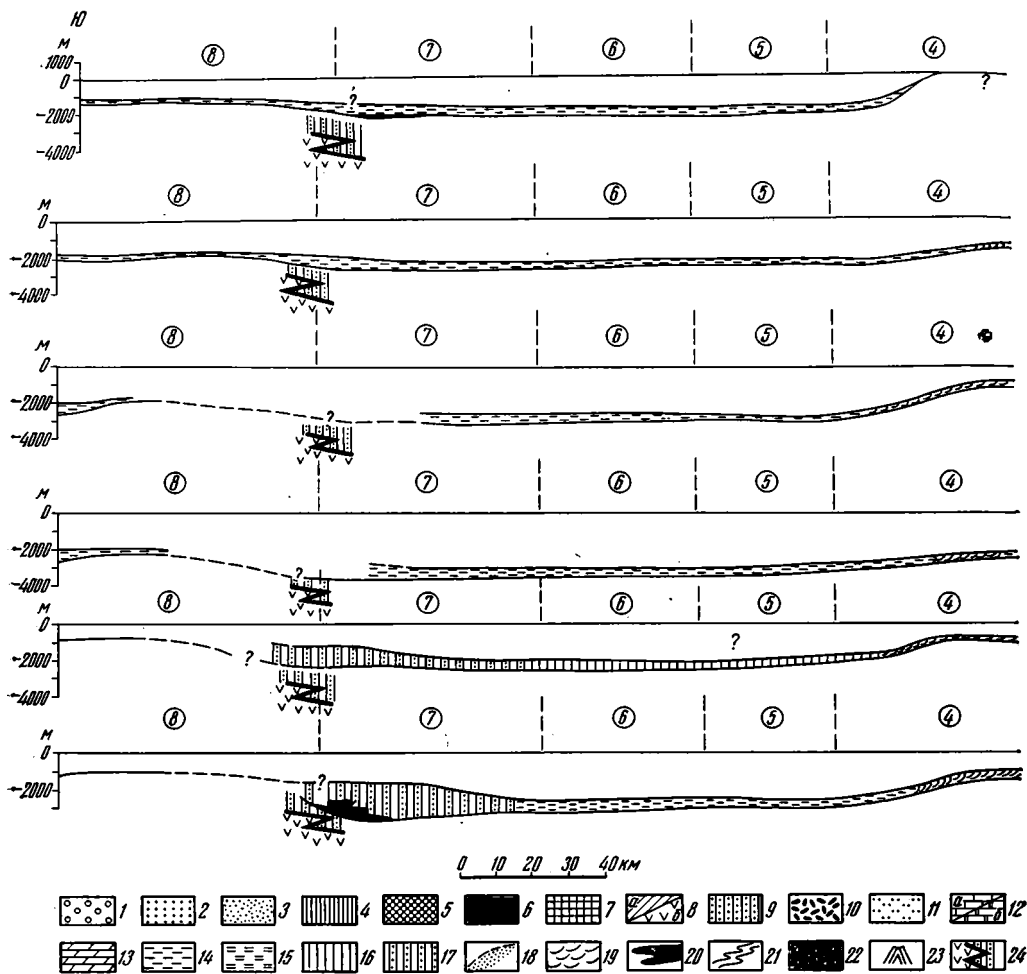
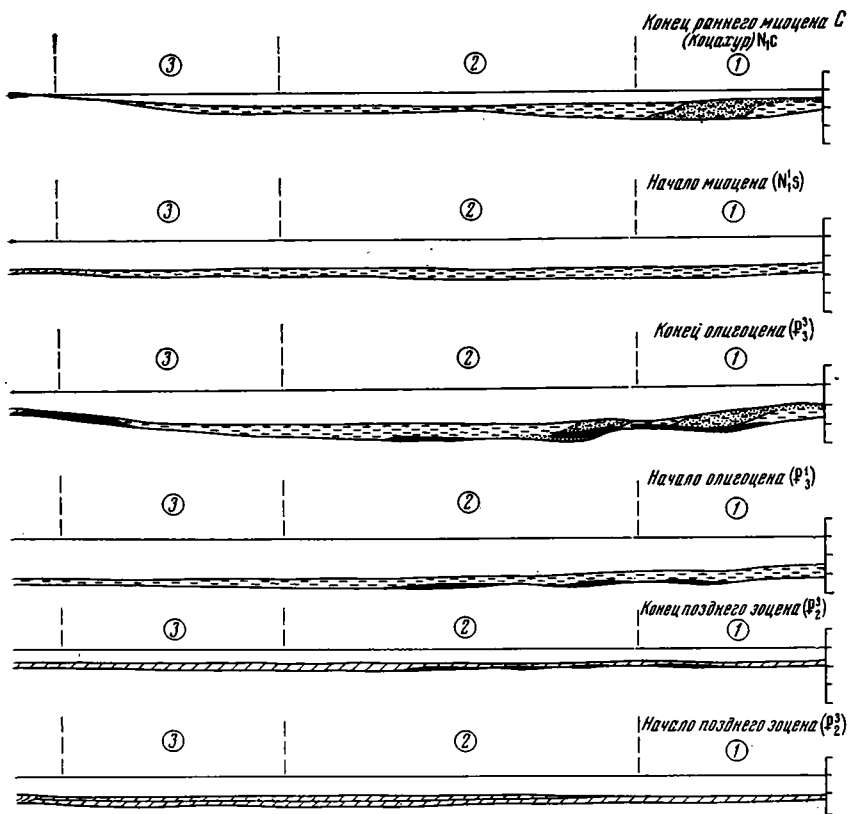


Рис. 1. Палеотектонические профили через Восточный Кавказ (в направлении Махачкала — Саатлы). Поздний эоцен — ранний миоцен.

1—9 — структурно-стратиграфические комплексы: 1 — верхнеплиоцен-четвертичный, 2 — понт-нижнеплиоценовый, 3 — средневерхнемиоценовый, 4 — нижнемиоценовый, 5 — олигоценовый, 6 — палеоцен-эоценовый, 7 — палеоген-миоценовый нерасчлененный (Вандамская зона), 8 — меловой: а — флишевый и карбонатный, б — вулканогенный (Вандамская зона); 9 — юрский; 10—17 — формации: 10—11 — континентальные и прибрежно-морские: 10 — молассы грубые, 11 — молассы тонкие, 12—13 — мелководные: 12 — органогенно-карбонатные (а — преимущественно известковые, б — преимущественно доломитовые), 13 — глинисто-карбонатные; 14—17 — относительно глубоководные: 14 — сланцеватые битуминозные глины с ярозитом и рыбными остатками, 15 — диатомовые сланцы с рыбными остатками, 16 — сланцеватые карбонатные глины, 17 — флиш и флишеподобные толщи; 18—21 — комплексы континентальных склонов: 18 — песчаные конусы выноса и тела флюксотурбидитов, 19 — толщи с частыми внутриформационными размывами, каналные пески, 20 — олистостромы, 21 — оползшие осадки (эндолистостромы); 22 — глиняный меланж; 23 — грязевые вулканы; 24 — граница вулканогенных (вандамских) и флишевых фаций мезозоя

части бассейна (в Южно-Кобыстанской подзоне) обогащение разреза песчаными турбидитами, начинающееся с верхов среднего коуна, резко увеличивается в верхнем коуне. Очевидно, в это время за счет общего воздымания резко усилился размыв в питающей провинции, а также увеличилась крутизна склона, на котором идет флишенакпление. Песчаники в некоторых интервалах разреза становятся мусорными, в них появляются обломки глин гравийной размерности, а также обильные механоглифы. Одновременно ощущается размыв на бровке северного склона бассейна: в южном борту Кусаро-Дивичинского прогиба среди мергелей верхнего коуна появляются известковистые песчаники и гальки известняков верхнего мела и низов верхнего эоцена [21]. Следствием появления



дифференцированных тектонических движений позднего эоцена явилось образование олистостромов в коунских отложениях южного борта Лагичского синклинория и сложных оползневых складок в верхнем коуне района верховий Караноурского оврага. Эти события являются отзвуком мощного олистостромообразования во флише Горной Кахетии, вызванного перемещением к северу Грузинской глыбы [11]. В области шельфа в позднем эоцене также формируются подводные оползни, фиксируемые в разрезах кумских и отчасти белоглинских отложений. Следы вулканизма, активно проявлявшегося в конце среднего и начале позднего эоцена в Закавказье, являются прослойками вулканических пеплов и монтмориллонитовых глин «гиляби», присутствующих в низах среднего коуна.

Олигоцен начался с общего погружения региона, отмеченного повсеместным накоплением битуминозных сланцев и глин эвксинского типа, слагающих майкопскую серию, образование которой продолжалось вплоть до конца нижнего миоцена. По данным П. Д. Данильченко, изучавшего ихтиофауну, глубины бассейна в начале майкопского времени достигали 1000—3000 м. По материалам фациального анализа, глубина погружения скачкообразно увеличивалась к югу. Первый уступ протягивался от Ергеней к южному склону Мангышлака, где А. Л. Столяровым описаны склоновые фации в среднем майкопе. Второй — по южному краю Скифской плиты, включая вершину Дагестанского клина. Третий уступ примерно совпадал с коунским, находящимся в районе зоны современного Сиазанского разлома. Таким образом, в олигоцене погружение сопровождалось расширением глубоководной части бассейна, особенно далеко продвинувшейся на север, но захватившей также и ранее поднятые части Закавказья (например, Кюрдамирский «мост»). Одновременно с этим происходила регрессия в шельфовой части моря на соседних платформах [1]. Подобное переуглубление океанического бассейна может быть связано только с тектоническими движениями внутри Альпийского пояса. Сероводородное заражение в это время было про-

явлено еще ярче и шире, чем в позднеэоценовом бассейне. Никаких достоверных признаков существования источников сноса на месте современного Большого Кавказа, на наш взгляд, не существует¹, хотя, как будет показано ниже, явления подводной денудации в это время были представлены достаточно широко. Они были сосредоточены главным образом в зонах вышеупомянутых уступов.

Вдоль находящегося в пределах рассматриваемой территории второго Сунженского уступа от р. Асса в направлении Махачкалы протягивается мощная линза майкопских глин, обогащенных песчаным материалом, сосредоточенным главным образом в средней части серии — в митлинской и муздакальской свитах позднего олигоцена. Наибольшей мощности эти кварцево-слюдистые песчаники достигают в вершине Дагестанского клина, образуя линзу, выклинивающуюся в направлении Терека на север и в сторону Буйнакса на юг. Далее к югу, вплоть до южного борта Кусаро-Дивичинского прогиба майкопские отложения, накапливавшиеся на плоской подводной террасе, представлены только в глинистых фациях и, сохраняя полноту разреза, уменьшаются в мощности до 300—400 м по сравнению с 1300 м в Черных горах. Морфология песчаных прослоев, поверхности которых покрыты бугорками, валиками, образовавшимися в процессе оползания неконсолидированного осадка, обилие эндолисторомов, состоящих из хаотически перемешанных катунов песчаников и глин, — говорят об их осаждении на тектонически активном склоне, где нередки все нижнемайкопские отложения находятся в переотложенном состоянии. Н. С. Шатский, анализируя фации и мощности майкопских отложений Северного Дагестана, пришел к выводу о северном происхождении песка [23]. В. А. Гроссгейм [4] сделал вывод о ведущей роли кавказского источника сноса обломочного материала для среднемайкопских песчаников. Изучая следы течений, он пришел к выводу, что в полосе развития песчаников преобладали вдольбереговые течения, направленные с запада на восток. Вместе с тем он отмечает (не придавая им большого значения) и субмеридиональные (с севера на юг) течения в районе Акташа и Сулака. В глинистых фациях восточного ограничения Кавказа он наблюдал следы только субмеридиональных течений. Приводимый В. А. Гроссгеймом материал не дает однозначного доказательства существования Большекавказской суши, а его данные о направлении течений не противоречат представлениям о северном местонахождении источника сноса. Продольные течения на северном склоне Кавказа скорее обрисовывают конфигурацию Сунженского уступа континентального склона. О существовании уступа на продолжении Пшекиш-Тырныаузского разлома свидетельствует резкое сокращение мощностей майкопа в его поднятой ступени, отмечаемое в Кабарде, а также наличие в районе Налчика предкумского размыва [2]. Южный уступ в пространстве совпадал с позднеэоценовым и маркировался теми же фациями канальных кварцевых песков, зафиксированных в районе Будугской мульды. К югу от этого уступа в условиях некомпенсированного прогибания вновь накапливались битуминозные глины небольшой мощности (200—300 м).

Южный борт Майкопского прогиба также имеет ступенчатое строение. Северный уступ этого борта, доказываемый увеличением песчаности и нарастанием мощности до 500—600 м майкопа в Южном Кобыстане, скрыт под молассовым чехлом Нижнекуринской впадины. Мало-мощные глинистые осадки Кюрдамирского «моста», вероятно, накапливались на подводной террасе, к югу от которой располагался склон возникшей в эоцене Талышской вулканической гряды. На этом склоне шло накопление флиша, являющегося фациальным аналогом майкопской серии.

Для майкопа Северного Предкавказья четко устанавливаются два седиментационных ритма: олигоценовый и раннемиоценовый. Олигоцено-

¹ Сходную точку зрения развивают также Б. П. Жиженко [5], М. Ф. Мирчинк и А. М. Шурыгин [13].

вый ритм начинается с тонких глин хадумского горизонта, а завершается глинами, обогащенными песчаниками, — муцидакальской и миатлинской свитами. В основании раннемиоценового ритма — бескарбонатные сланцевые глины свиты рики, а в верхах — глины с прослоями песков (зурамакентский горизонт). Резкое опесчанивание разрезов верхней половины олигоцена связано с углублением майкопского бассейна и увеличением крутизны его склонов, что активизировало снос с Восточно-Европейской платформы. Терригенный материал раннемиоценового ритма, вероятно, связан с предтарханским общим воздыманием.

В кобыстанской части майкопского бассейна, удаленной от Восточно-Европейской платформы, в олигоцене песков нет, и поэтому граница двух ритмов стирается. Песчаная примесь появляется лишь в ожелезненных осадках нижнемиоценового сидеритового горизонта. Если учесть, что его вероятный аналог — это мощные (100 м) дельтовые песчаники сакараула Грузии, то опесчанивание на этом уровне в Закавказье связано с формированием расчлененного тектоногенного рельефа.

Многие предшествующие исследователи отмечали наличие активного конседиментационного складкообразования в олигоцен-раннемиоценовое время. В пользу этого приводились следующие факты: несогласное налегание майкопских отложений на разные горизонты палеогена и мела в Дагестане [16], трансгрессивное залегание майкопа на мезозое вдоль северного борта Вандамской зоны [21], мелкие локальные несогласия в подошве и середине майкопа, отмечавшиеся в Кобыстане. Нами проведены специальные исследования этого вопроса. Установлено, во-первых, что палеоген Лагичского синклинория контактирует с мезозоем Вандамской зоны по региональному разлому. Это не исключает того, что где-то на юге существует предпалеогеновый размыв. Однако, носит ли он характер углового несогласия, неизвестно. Оказались тектоническими [13] и многие из тех локальных несогласий в подошве майкопа, которые ранее отмечались в Кобыстане. Настоящее угловое несогласие откартировано А. М. Шурыгиным и затем нами лишь в подошве миоценовой части майкопа на северном крыле Кабандагской антиклинали.

Что касается конседиментационных деформаций на северном склоне Кавказа, то нами установлено, что все отмечаемые там несогласия вызваны гравитационными причинами и являются следствием налегания майкопских отложений на обнажившиеся в результате подводного оползания породы мела и низов палеогена. В Северном Дагестане явления подводного оползания впервые проявляются в сантоне [14] и продолжают вплоть до среднего олигоцена. В верхнем мелу они были приурочены к обращенному на юг склону активно развивавшегося прогиба, в майкопское же время сосредоточивались главным образом в полосе развития среднеолигоценых песчаников, тянувшейся вдоль Сунженского уступа. Характерная черта этих олистостромов — неунаследованное, хаотическое распределение. Так, в олигоцене лишь в междуречье Саласы и Акташа они наследовали зону развития датских и слабо проявленных эоценовых олистостромов. Восточнее р. Сулак они развивались в полосе полных и ненарушенных конседиментационными оползаниями меловых и палеогеновых отложений. Таким образом, связать их с ростом длительно развивавшихся конседиментационных поднятий здесь нельзя. Интересна еще одна особенность этих олистостромов. В зоне неунаследованного оползания в районе с. Талги, с. Эрпели толщи с олистостромами находятся в практически ненарушенной залегании, образуя широкий веер оползней, встречающихся не менее чем на пяти уровнях. Так, на юго-восточном крыле Хадумской антиклинали вдоль Черкейского водохранилища пологою, обращенною к югу моноклинали слагают: 1) пестроцветные мергели эоцена, местами дезинтегрированные на крупные пластины, которые разделены зонами брекчирования, 2) залегающие на них без несогласия хадумские карбонатные глины с отдельными оползневыми пластинами эоценовых мергелей, 3) толща шоколадных глин с мощными пластами песчаных флюксотурбидитов, нарушенных оползневыми складками с широтно ориентированными шарнирами. Песчаники и гли-

ны образуют несколько горизонтов (2—7 м) подводных оползней, в которых заключены глыбы эоценовых мергелей. Полнота разреза палеогена в рассматриваемой полосе и гигантский объем перемещенного материала не позволяют считать источником этих олистостромов ни Хадумский, ни Талгинский купола. Скорее всего оползанию подвергался большой участок склона майкопского бассейна, и зарождались оползни где-то севернее — в области, ныне скрытой под чехлом миоценовых молас.

В пользу преимущественно северного источника обломочного материала говорит и сложная перемятость, скученность оползневых толщ в междуречье Акташа и Саласу на склоне существовавшего с конца мела Варандинского поднятия. Оползневые горизонты здесь отмечаются еще в датских и эоценовых слоях. В хадумские слои часто попадают переотложенные олистостромы из белоглинской и кумской свит. Иногда (с. Буртинай) вся толща фораминиферовых слоев сорвана со своего основания и в виде многократно чередующихся протяженных пластин с практически ненарушенным разрезом кумской и белоглинской свит захоронена в низах майкопских глин. Последние ложатся либо на мергели палеоцена, либо на известняки мела, которые близ контакта залегают круто, а затем выполаживаются. Глины хадума здесь также находятся в переотложенном состоянии, образуя многократные нагромождения оползней. Выше по разрезу хадумские олистостромы присутствуют в песчаниках муздакальской и отчасти миатлинской свит, где вместе с тем содержатся и отдельные глыбы фораминиферовых и хадумских мергелей, по-видимому, впервые участвующие в оползании. Источником этих блоков вряд ли могло явиться крыло Варандинской антиклинали, где такие породы к данному времени не сохранились. Все эти наблюдения позволили в свое время Н. С. Шатскому [23] утверждать, что все сложное нагромождение разновозрастных пластин в Черных горах имеет тектоническую природу и шло с севера. Нам представляется, что здесь имели место два одновременных процесса: оползание с крыльев Хадумской и Варандинской антиклиналей в начале олигоцена (хадумское время) и региональное оползание всего континентального склона к югу в среднем олигоцене в связи с возрастанием крутизны Сунженского уступа. Встречая на своем пути упор в виде упомянутых выше антиклиналей, аллохтонные блоки образовывали мощную толщу многократно совмещенных оползней.

Подводя итог рассмотрению деформаций олигоцена — раннего миоцена северного склона Кавказа, мы можем сделать вывод, что они в основном имели гравитационную (подводно-оползневую) природу и были обусловлены резким переуглублением бассейна в середине или конце олигоцена. Вместе с тем нельзя полностью отрицать проявление горизонтальных складкообразовательных движений в районе южного склона — учитывая их широкую распространенность в сопредельных частях Кавказа и Копетдага. Возможными следствиями этих движений являются локальные предверхнемайкопские несогласия в Северном Кыбистане, а также развитые в осевой зоне Ленгебизского антиклинория Юго-Восточного Кавказа внутримайкопские глыбовые брекчии. Хотя вопрос об их происхождении не может считаться окончательно решенным: существует мнение об их тектонической природе [21, 24]. Если же эти брекчии относить к олистостромам, претерпевшим последующую деформацию, то их можно считать аналогом подобных образований в свите кинта Горной Кахетии верхнеэоцен-миоценового возраста. В этом случае возникновение брекчий предположительно можно связывать с движением к северу Закавказского массива. В пользу южного происхождения обломков свидетельствует нефлишевый характер переотложенных верхнемеловых пород, по своему фациальному облику напоминающих сенон Вандамской зоны. Положение олистостромов южнее современного Вандамского антиклинория можно объяснить их аллохтонным залеганием, обусловленным поддвигом Вандамской зоны под Дибарскую.

Несомненным следствием майкопской орогении является предтарханский перерыв в Известняковом Дагестане. Однако форма проявления

движений (складкообразование, поднятие, подводное оползание) не ясна.

Средний миоцен — ранний плиоцен. В конце раннего миоцена условия седиментации изменились: исчезло сероводородное заражение и начали накапливаться нормальные морские карбонатно-глинистые осадки тархана — чокрака. Глубина этого бассейна была еще достаточно большой, хотя в некоторых местах (Южный Кобыстан), судя по появлению двусторчатых моллюсков, произошло сильное обмеление. Вместе с тем, признаков существенного привноса кавказского материала все еще не ощущается. Для среднемиоценовых отложений сохраняются те же закономерности изменения фаций, что и для более ранних этапов (рис. 2). Наиболее тонкие и одновременно маломощные (150—200 м) осадки, представленные бескарбонатными глинами и диатомовыми сланцами, накапливались в Северном Кобыстане — зоне распространения наиболее глубоководных фаций эоцена — раннего миоцена. В направлении Алятской гряды разрез обогащается мощными телами песчаных флюксотурбидитов. Одновременно увеличивается карбонатность глин, а мощность осадков возрастает до 500—600 м. Таким образом, по-прежнему активно проявлялся южный континентальный склон бассейна. К северу от глубоководной зоны в области подводной террасы и Сунженского уступа майкопского бассейна также увеличивается карбонатность глинистых осадков и лишь на некоторых уровнях в них сохраняются битуминозные глины. На самом Сунженском склоне в чокраке и карагане по-прежнему накапливались мощные (до 600 м) толщи, насыщенные флюксотурбидитами (поступавшими со стороны Восточно-Европейской платформы) и подвергавшиеся интенсивному конседиментационному оползанию [2]. Формирование конседиментационных обломочных потоков из доломитовых водорослевых банок, внедряющихся в диатомовые сланцы чокрака, происходит и в Северном Кобыстане. Если в начале среднего миоцена на склонах бассейна шло интенсивное осадконакопление, возможно, связанное с тектонической активизацией и выработкой профиля дна, то в конце и раннем сармате фациально изменчивые толщи чокрака и карагана сменяются однообразными тонкими глинистыми осадками, свидетельствующими о спокойных условиях седиментации. Со среднего сармата начинается прогрессирующее обмеление бассейна, выразившееся в появлении мелководных фаций типа ленточных глин, плохосортированных песчаников, биогермных доломитов и известняков. Именно с этого момента Большой Кавказ начинает проявляться как область размыва: в позднем сармате по его периферии формируется шлейф конгломератов. Наиболее сильно воздымалась западная часть Восточного Кавказа, к северу от которой формируются аллювиальные галечники, содержащие обломки большекавказских меловых пород.

Юго-Восточный Кавказ в это время представлял собой область шельфа, где накапливались мелководные ракушечники, карбонатные глины и пески. Однако и здесь, в северо-западной, наиболее близкой к Большому Кавказу части Кобыстана отлагаются прибрежно-морские грубые конгломераты из гальки мезозойских и палеогеновых пород. Характерно, что ось поднятия, обрисовываемая конгломератовыми шлейфами, протягивается несколько южнее современного водораздела, где накапливались шельфовые известняки (хр. Шахдаг). В Кусаро-Дивичинском прогибе и в Кобыстане по периферии шельфа в это время начали расти водорослево-мшанковые рифы, в сторону Каспийской котловины сменявшиеся относительно глубоководными глинистыми осадками небольшой (300—400 м) мощности. Если на восточной периклинали Большого Кавказа переход от шельфа к погруженным частям бассейна относительно плавный, то в районе Горной Кахетии (Гомборский хребет) начинает проявляться крутой южный склон складчатого сооружения Восточного Кавказа. На нем формируется флишоидная клиноформа (мощность до 1,5—2 км), утоняющаяся к осевой части Среднекуринской впадины.

Таким образом, позднесарматское поднятие Пракавказ охватило осевую зону палеоген-раннемиоценового субокеанического бассейна.

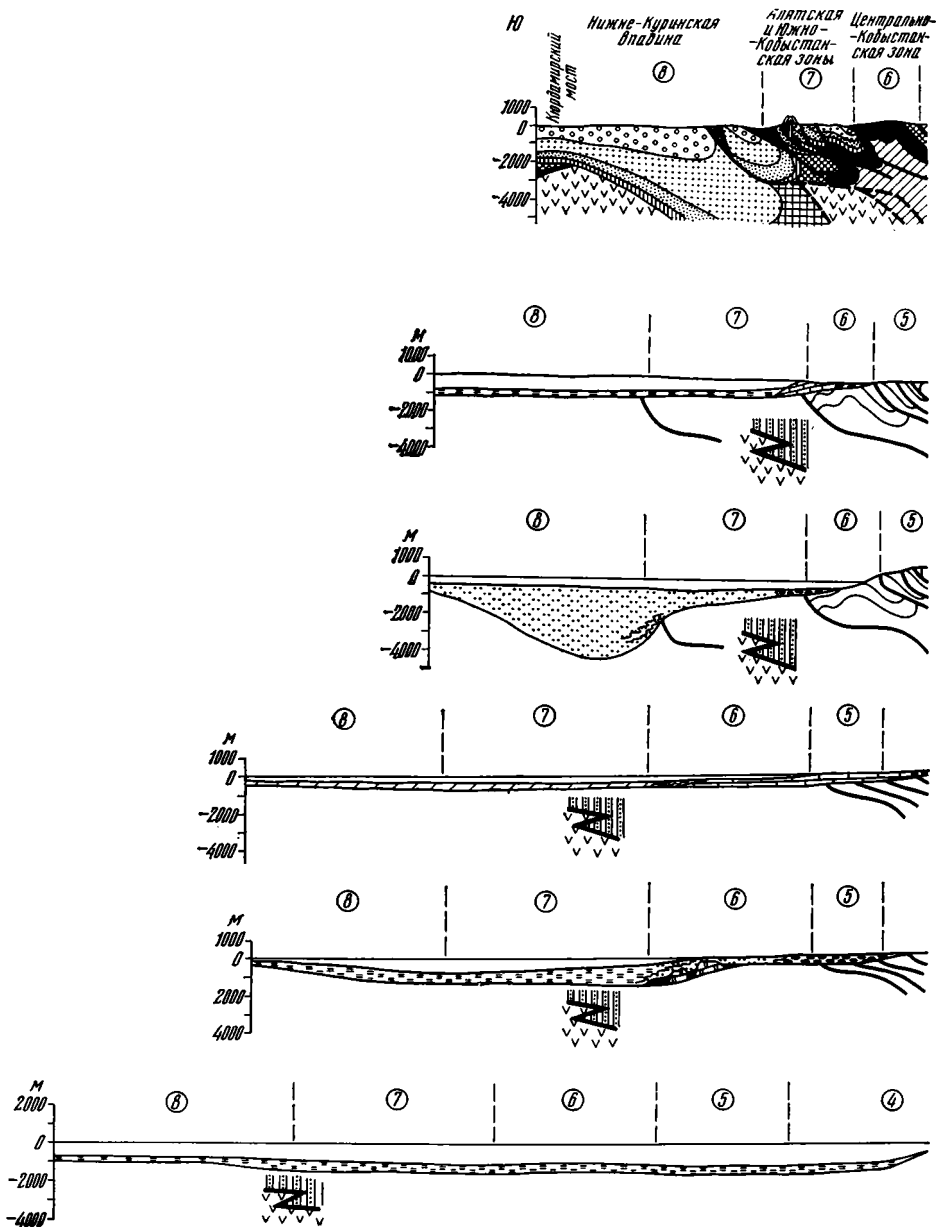
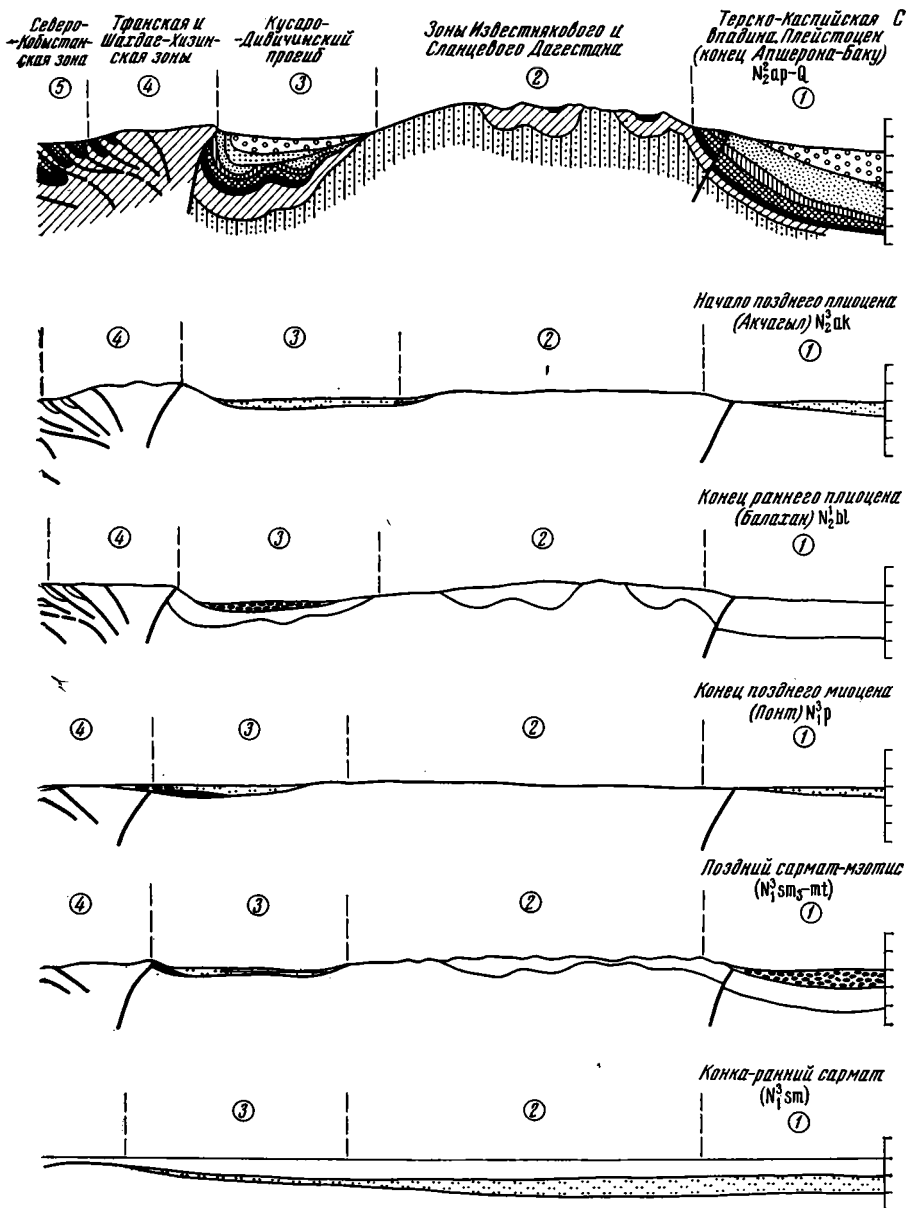


Рис. 2. Палеотектонические профили через Восточный Кавказ (в направлении Махачкала — Саатлы). Средний миоцен — квартал. Условные обозначения см. на рис. 1

В области северного и южного бортов последнего начали развиваться молассовые прогибы. Поднятие новообразованной островной суши Большого Кавказа пока еще не нарушило унаследованной от палеоген-раннемиоценового времени общей асимметрии профиля дна бассейна. Однако зона наибольшего глубоководья несколько сместилась к югу, в сторону Центрального Кобьстана. Воздымание сопровождалось складкообразованием: именно на уровне позднего сармата появляются первые достоверные угловые несогласия (гора Ахудаг в Кобьстане). Южный фронт позднесарматских деформаций примерно совпадал с линией Зангинско-Герадильского разлома. Имеются признаки взбросо-надвиговых подвижек и для Сиазанского разлома, перед фронтом которого накапливались глыбовые конгломераты оползневой природы [20]. Позднесарматский орогенез обусловил частичную изоляцию бассейна и сероводо-



родное заражение, выраженное появлением эвксинских фаций в конце сармата.

В мэотисе, понте и раннем плиоцене проявились те же тенденции развития, что и в позднем сармате. В целом позднесарматско-балаханское время представляет собой крупную орогеническую эпоху, ответственную за формирование основного каркаса современной покровно-складчатой и орографической структуры Восточного Кавказа. В это время наиболее существенное горообразование происходит в области бывшей подводной террасы и шельфа эоцен-раннемиоценового бассейна, где мэотис — понт и балахан либо отсутствуют, либо представлены осадками мощных конусов выноса, в сложении которых участвует палеозойский обломочный материал ядра Центрального Кавказа (лысогорская свита).

Расшифровать последовательность формирования структуры в течение этой орогенической эпохи удастся только на материале унаследованной глубоководной части бассейна (Кобустан), где сохранился полный разрез отложений мэотиса, понта и балахана.

Известно, что в течение мэотиса — балахана морской бассейн Юга СССР мелел и постепенно распадался на крупные озера типа Каспий

ской впадины. В рассматриваемом районе эти события отразились в смене бескарбонатных глин позднего сармата — мэотиса сильнокарбонатными морскими мелководными отложениями понта и озерно-аллювиальными — балахана. Обмеление происходило неравномерно. В рассматриваемом интервале времени выделяются два полных трансгрессивно-регрессивных цикла осадконакопления: мэотический и понт-раннебалаханский. После наиболее сильного обмеления раннего балахана, связываемого с уменьшением северного стока рек [7] и приведшего к падению зеркала вод (по разным оценкам, на 300—500 м), в середине балахана начинается новое расширение бассейна, завершившееся крупной акчагыльской трансгрессией. В раннем балахане водная масса полностью сконцентрировалась в Южно-Каспийской впадине, на северном борту которой четко обозначился Апшеронский порог [17], унаследовавший южный уступ эоцен-миоценового бассейна. К началу балахана остаточный глубоководный бассейн полностью заполнился осадками. Строение моласс Закавказья и Предкавказья показывает, что область одновременного накопления мощных и относительно грубообломочных осадков мигрирует с запада на восток вдоль горного сооружения, формируя две проградационные линзы осадков, обращенные в сторону Каспийской акватории. На наш взгляд, эта миграция обусловлена не столько разрастанием горного сооружения, сколько преобладающей ролью продольного разнота обломочного материала, что вызвано продольной асимметрией орогенического пояса. Каспийская впадина аккумуляровала осадки, сносившиеся с Кавказского и Копетдагского синтаксисов, и таким образом, на погружении Восточного Кавказа суммировались осадки, сносившиеся со всего горного сооружения — от Транскавказского пережима до Кобыстана. Фронт проградационной линзы определил меридиональную ориентировку западного борта Каспийской впадины.

С границами седиментационных циклов совпадают пароксизмы складкообразования: в подошве мэотиса и понта иногда фиксируются угловые несогласия. Вместе с тем преакчагыльская складчатость несколько запаздывает по отношению к позднебалаханско-раннеакчагыльской трансгрессии: угловые несогласия проявляются не в подошве продуктивной толщи Кобыстана, а на самой границе с акчагылом. Именно эта фаза складчатости, соответствующая роданской фазе Г. Штилле, является главной для рассматриваемой орогенической эпохи: величина предпонтического углового несогласия, ранее считавшегося основным, оказалась сильно завышенной [13]. Характерно совпадение фаз складчатости и горообразования, особенно ярко проявляющееся для преакчагыльской фазы: к уровню углового несогласия приурочены грубообломочные конгломераты донгуздыкской фации продуктивной толщи Кобыстана, а также мощные базальные конгломераты акчагыла Мирзаанского синклиория Среднекуринской впадины. Наличие в акчагыльских конгломератах многочисленной плохоокатанной гальки верхнеюрских известняков и пород мелового флиша показывает большую глубину эрозионного среза, близкую к современной.

Фронт складчатости мигрировал от Северного Кобыстана (поздний сармат) до Южного Кобыстана и Алятской гряды (ранний акчагыл) в сторону новообразованной Куринской впадины. Исследования Н. Б. Васюевича, В. Е. Хаина, М. Ф. Мирчинка и А. М. Шурыгина, Б. В. Григорьянца, Б. М. Исаева показали, что в структуре южного склона Восточного Кавказа большую роль играют покровы и что самые крупноамплитудные перемещения произошли в преакчагыльскую фазу. Акчагыльские отложения запечатывают Баскальский покров, покровы Гомборского хребта и на восточном продолжении последнего в районе г. Цители-Цкаро содержат крупные переотложенные олистолиды верхнеюрских известняков. К началу акчагыла в основном была сформирована складчатая структура Известнякового Дагестана и его предгорий.

Поздний плиоцен — квартал. В результате последовательного расширения позднебалаханское озеро соединилось узким проливом со Средиземноморьем, что привело к акчагыльской трансгрессии. В разрезе позднего

плиоцена выделяются два седиментационных цикла: акчагыльский и апшеронский. Каждый из них начинается с относительно глубоководных глинистых осадков и кончается мелководными карбонатно-песчаными образованиями. На рубеже акчагыла и апшерона произошло резкое изменение гидрогеологического режима, вызвавшее смену биоты. Вместе с тем на этом уровне нет регионального перерыва в осадконакоплении, что противоречит бытующим представлениям о позднеакчагыльской общей регрессии. Скорее подобную цикличность следует связывать с фазами переуглубления и заполнения единого бассейна. Эти события происходили на фоне общей регрессии, достигшей своего максимума в плейстоцене одновременно с фазой резкого усиления складкообразования, фиксируемого появлением угловых несогласий в верхах апшеронских, в бакинских и на нескольких уровнях четвертичных отложений. Подобная корреляция изменения площади бассейна с орогеническими процессами, отмеченная выше и для сарматско-балаханского времени, никак не может сводиться к гидрологическим причинам, как это делают некоторые авторы [17]. Как и в преакчагыльское время, по мере нарастания орогенеза позднеплиоцен-четвертичный бассейн смещался к юго-востоку в сторону Куринской и Каспийской котловины. Как видно на примере Кобыстана, к суше последовательно приключались участки, охваченные складчатостью и покровообразованием: в раннем плейстоцене — Алятская гряда, в позднем плейстоцене — Харамино-Сальянская цепь антиклиналей. При этом во фронте зон складкообразования развивались тектонически активные склоны, охваченные подводно-оползневыми процессами. Покровно-складчатые деформации в это время были сосредоточены в пределах Южного Кобыстана и Южно-Каспийской впадины, тогда как основная часть Восточного Кавказа была уже выключена из складкообразования и испытывала сводовое поднятие. На северном склоне зона складкообразования (значительно более слабого, чем на юге) сместилась по сравнению с преакчагыльской к северу и востоку в область Терско-Сунженского хребта и Кусаро-Дивичинского прогиба.

Подробное рассмотрение геодинамических моделей формирования структуры Восточного Кавказа выходит за рамки настоящего исследования. Наиболее аргументированной представляется концепция сближения Закавказского срединного массива со Скифской плитой, возрождающая классические представления В. П. Ренгартена. Согласно работам А. В. Пейве, Ш. А. Адамия, Н. Б. Вассоевича, И. П. Гамкрелидзе, С. А. Ушакова, В. Е. Хаина, кинематически этот процесс выражался прежде всего в форме пододвигания Закавказского массива, срыва его чехлы и формирования южновергентных покровов и чешуй, а также складчатости продольного расплющивания в ядре мегантиклинория. Помимо этого существенное значение имело горизонтальное выжимание деформируемого материала в сторону Каспийской впадины — области меньшего горизонтального сжатия [9]. Это привело к возникновению субмеридиональных складок Восточного Кобыстана и прилегающей части Южного Каспия, а также к некоторому перемещению масс на северо-восток, выразившемуся в выдавливании Дагестанского клина по обрамляющим его сдвигам и образовании Сиазанского ретрошарьяжа. Изучение проявлений глиняного диапиризма, возникших в обстановке горизонтального сжатия [10, 13, 24], выявило существенно неоднородный характер деформации: наиболее пластичные породы (прежде всего глины сантона, палеоцена и олигоцена — миоцена) выжимаются из зон разломов и несут на себе шарьяжные пластины. При неоднородной деформации происходило и латеральное перераспределение флюидов, нагнетавшихся в места наименьшего тектонического сжатия — орогенные впадины. Возникающее при этом высокое флюидное давление (при наличии тяжелой молассовой покрывки) создает условия для грязевого вулканизма [10]. Анализ временного распределения ископаемых грязевулканических брекчий показывает их приуроченность к фазам сжатия, особенно к преакчагыльской и предбакинской. Обусловленное нагнетанием флюидов аномальное снижение прочности пород облегчало образо-

вание тектонического меланжа глин, широко распространенного в зонах надвигов [10, 24]. В западной части Алятской гряды нами установлено шарпирование меланжа в прилежащую часть Куринской впадины. В целом горизонтальное перераспределение материала облегчалось наличием глубоких прогибов, развивавшихся перед фронтом складчатых зон и последовательно мигрировавших к юго-востоку. Одно из вероятных следствий неоднородной деформации — крупноамплитудное и быстрое новейшее воздымание Восточного Кавказа. Его можно связывать с расплющиванием мезозойско-кайнозойских глинистых пород в процессе формирования крутой изоклиналиной складчатости и кливажа.

Широкое распространение пепловых туфов в неогеновых отложениях рассматриваемого района позволяет точно датировать вулканические события на Кавказе. Устанавливается, что они происходили в целом одновременно с фазами сжатия: в позднем сармате, мэотисе, позднем балахане — начале акчагыла, раннем апшероне, позднем апшероне — баку. Это позволяет предположить, что орогенный вулканизм развивался в обстановке горизонтального сжатия.

Выводы

1. Эоцен-среднемиоценовая история развития Восточного Кавказа — это история развития и постепенного отмирания остаточного глубоководного бассейна, унаследованного от Тетиса. В течение этого времени происходило неоднократное переуглубление бассейна, часто сопряженное с сероводородным заражением, приводившее к формированию тонких бескарбонатных осадков (кумское, майкопское и караган-конкское время). Эпохи переуглубления чередовались с эпохами частичного заполнения бассейна, когда накапливались более мелководные карбонатные и иногда существенно опесчаненные осадки. Осадочные комплексы допоздне-сарматского времени характеризуются четкой латеральной зональностью, особенно ярко выраженной в эпохи переуглубления бассейна. В них выделяются фации глубоководья (маломощные сланцеватые глины), континентального склона (мощные толщи, насыщенные турбидитами и олистостромами) и шельфа (маломощные преимущественно карбонатные толщи). Никаких признаков существования суши в пределах современного Восточного Кавказа в это время не отмечается, территория Юго-Восточного Кавказа принадлежала зоне наибольшего глубоководья. Деформаций, происходивших в это время, носили преимущественно гравитационный (подводно-оползневый) характер.

2. Возникновение современного структурного плана относится к позднему сармату, с которого начинается орогенный этап. В течение позднего сармата — квартера господствовала обстановка общего горизонтального сжатия, периодически усиливавшегося в позднем сармате — начале мэотиса, начале понта, конце балахана, конце апшерона — квартере. Отмечается определенная зависимость морфологии и истории формирования складчатости, а также характера горообразования от приуроченности к той или иной батиметрической зоне палеоген-миоценового бассейна. Складчатость зародилась в наиболее глубоководной, Северо-Кобыстанской его части, а затем распространялась к бортам. Самые интенсивные покровно-складчатые деформации происходили именно в этой зоне, тогда как осадки Дагестанского шельфа смяты в более простые коробчатые складки. Для области шельфа характерны большие амплитуды орогенного воздымания, перерывы в осадконакоплении. Таким образом, крутой южный склон Восточного Кавказа в первом приближении совпадает с континентальным уступом палеогенового бассейна. На наш взгляд, такие соотношения укладываются в схему поддвига окраинного моря Закавказского массива под континентальную окраину Восточно-Европейской платформы.

3. Кинематически процесс пододвигания выражался в форме срыва и покровообразования осадков лежачего крыла поддвига, образования складчатости расплющивания в ядре мегантиклинория Восточного Кав-

каза и в латеральном выжимании материала в сторону Каспийской впадины по региональным сдвигам. В структурообразовании существенную роль играла неоднородная деформация, приведшая к механическому перераспределению глинистых пород и выжиманию флюидов в области меньшего сжатия.

4. Отмечается двойственность взаимоотношений складко- и горообразования. С одной стороны, на уровне фаз складчатости в разрезе отмечается появление конгломератов, с другой — орогенический процесс в целом запаздывает по отношению к складкообразованию. Наиболее интенсивно он проявился в четвертичное время после завершения складчатости в осевой зоне Кавказа. Параллельно с расширением орогенеза в молассовых прогибах идет формирование проградационных линз грубообломочных осадков, нарастающих в сторону Каспийской впадины. Меридиональная форма западного континентального склона последней обусловлена прежде всего положением внешнего края проградационной линзы, а также субмеридиональной присдвиговой складчатостью. Накопление мощной толщи осадков усиливало прогибание Южно-Каспийской впадины, возникшей в результате орогенических процессов на месте наименее деформированной части палеогенового бассейна.

5. Несмотря на локальную специфику палеотектонических процессов, отмечается их синхронность, проявляющаяся в наличии единых для всего региона фаз складчатости, горообразования, погружения дна бассейнов, изменения их гидрологического режима. Фазы складкообразования отчетливо коррелируются с аттической, роданской и валахской фазами Г. Штилле. Эпохи раннеолигоценового и позднеолигоценового переуглубления бассейна коррелируются с пиренейской и савской фазами Г. Штилле. На Кавказе с этими фазами связано также продвижение на север Грузинской глыбы, фиксируемое по появлению олистостромов во флишевом прогибе южного склона.

Литература

1. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. IV. М.: Гл. упр. геодезии и картографии. 1967.
2. *Вассович Н. Б.* Подводно-оползневые явления в среднем миоцене Дагестана.— *Аз. нефт. х-во*, 1949, № 3, с. 13—17.
3. *Григорьянц Б. В.* Структурные соотношения мезозойских и кайнозойских отложений и возможные условия проявления инверсии на Юго-Восточном Кавказе.— *Геотектоника*, 1982, № 4, с. 42—53.
4. *Гроссгейм В. А.* К вопросу о донных течениях в майкопском бассейне на территории СВ Кавказа.— *Геол. сб. Ч. II. Тр. ВНИГРИ. Л.—М.: Госгеолтехиздат*, 1953, с. 188—197.
5. *Жижченко Б. П.* Методы палеогеографических исследований в нефтегазоносных областях. М.: Недра, 1974. 366 с.
6. *Исаев Б. М., Гаджиев Т. Н., Али-заде С. А., Кенгерли Т. Н.* Тектонические покровы и олистостромовые комплексы Юго-Восточного Кавказа.— *Геотектоника*, 1981, № 1, с. 70—84.
7. *Квасов Д. Д.* Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.
8. *Кенгерли Н. О.* Особенности геологического строения азербайджанской части Бокского хребта Большого Кавказа: Автореф. канд. дис. Баку: АзГУ, 1982. 29 с.
9. *Копп М. Л.* О происхождении поперечных складчатых зон эпигеосинклинальных орогенических поясов (на примере восточной части альпийского пояса Евразии).— *Геотектоника*, 1979, № 2, с. 94—107.
10. *Копп М. Л.* Генетические связи глиняных диапиров, грязевых вулканов и структур горизонтального сжатия (на примере Алятской гряды Юго-Восточного Кавказа).— *Геотектоника*, 1985, № 3.
11. *Леонов М. Г.* Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 139 с.
12. *Милановский Е. Е., Хаин В. Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 354 с.
13. *Мирчинк М. Ф., Шурыгин А. М.* Формирование структуры третичных и меловых отложений юго-восточного погружения Кавказа. М.: Наука, 1972. 160 с.
14. *Москвин М. М., Семихатов М. А.* Подводно-оползневые нарушения в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Дагестана.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1956, № 10, с. 67—84.
15. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— *Геотектоника*, 1969, № 4, с. 5—23.
16. *Пирбудагов В. М., Магомедов М. К., Шульгина Т. А.* Орогенные этапы геотектонического развития складчатого Дагестана.— *Тр. Ин-та геол. Дагестанского фил. АН СССР*, 1977, № 1/10, с. 52—58.

17. *Потапов И. И.* Апшеронская нефтеносная область (геологическая характеристика). Баку: Изд-во АН АзССР, 1954. 163 с.
18. Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. 133 с.
19. *Расцветаев Л. М.* Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенных областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени.— В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Вып. 5. М.: Изд-во МГУ, 1973, с. 57—108.
20. *Тихомиров В. В., Хаин В. Е.* Подводные оползни и обвалы в третичных отложениях северо-восточного Азербайджана.— Докл. АН СССР, 1947, т. 58, № 1, с. 105—108.
21. *Хаин В. Е.* Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Баку: Азнефтеиздат, 1950. 224 с.
22. *Хаин В. Е.* Сопоставление фиксистских и мобилистских моделей тектонического развития Большого Кавказа.— Геотектоника, 1983, № 4, с. 3—13.
23. *Шатский Н. С.* Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым (Северный Дагестан). М.: Изд-во Научно-техн. упр. ВСНХ, 1923. 284 с.
24. *Шатский Н. С., Жуков М. М., Милановский Е. М., Руженцев В. Б.* Дислокационные брекчи и грязевые вулканы в Азербайджане.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1929, т. VII, вып. 1, с. 97—158.
25. The Shelfbreak: Critical Interface on Contiental Margins.— Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1983, № 33. 441 p.

Геологический институт
АН СССР
Московский государственный
университет им. М. В. Ломоносова

Поступила в редакцию
12.VI.1984

УДК 551.24 (477.6)

ШУМЛЯНСКИЙ В. А.

**О ГРАНИЦЕ МЕЖДУ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНОЙ
И ДОНЕЦКИМ СКЛАДЧАТЫМ СООРУЖЕНИЕМ**

В результате анализа строения зоны сочленения Днепровско-Донецкой впадины с Донецким складчатым сооружением выделена субширотная структурно-формационная граница между этими крупными тектоническими блоками Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена. Предполагается, что она отвечает скрытому Краматорскому разлому, который является частью трансрегионального тектонического линеамента.

Днепровско-Донецкая впадина (ДДВ) и Донецкое складчатое сооружение входят в состав Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена. Складчатый сегмент авлакогена возник в результате позднепалеозойско-мезозойской инверсии на месте глубокого Донецкого грабена, а ДДВ образовалась в виде обширного прогиба над Днепровским грабеном. В центральной части Донецкого бассейна мощность земной коры достигает 48 км, а граница Мохоровичича образует прогиб, который можно рассматривать как зачаточный неразвитый «корень гор» сравнительно небольшого размера [13]. Для Донецкого бассейна характерно накопление мощной толщи карбона (до 10—12 км), представленной непрерывным ритмичным чередованием морских, болотных и аллювиальных фаций. Типично развитие линейных антиклиналей и синклиналей, осложненных надвигами. На стадии инверсии тектонического режима здесь проявился андезит-трахиандезитовый и щелочно-базальтоидный магматизм. Под Днепровско-Донецкой впадиной подошва земной коры — раздел Мохо имеет сводовую форму рельефа. Пологая вершина перегиба находится под осевой частью Днепровского грабена, располагаясь между краевыми разломами на глубинах 34—35 км [14]. Отложения карбона здесь менее мощные (до 4—6 км), и в отличие от Донбасса они перекрыты чехлом пермских и мезозойских пород. Для ДДВ характерна прерывистая складчатость. Брахиантиклинали и соляные купола образуют цепочки, вытянутые вдоль зон региональных разломов северо-западного и субширотного простирания. Широко развиты диапиры девонской каменной соли, компенсационные грабены в сводах солянокупольных структур. Надвиги не характерны, они установлены только в юго-восточной части впадины, куда переходят из складчатого Донбасса. Проявления позднепалеозойского и мезозойского магматизма в ДДВ не установлены.

В юго-восточной части ДДВ граничит с Донецким складчатым сооружением. Зона сочленения этих крупных тектонических структур была выделена в 1952 г. как область перехода платформенной части авлакогена в «геосинклинальную» [16]. В этой зоне происходит погружение кристаллического фундамента авлакогена в направлении Донбасса, тогда как кровля каменноугольных и вышележащих отложений в том же направлении воздымается. По типу геологического разреза, характеру складчатости и истории развития зона сочленения принадлежит ДДВ, хотя в последнее время выделяется некоторыми исследователями как самостоятельная тектоническая единица, равная по значению Днепровскому и Донецкому грабенам [16]. Западная граница описываемой зоны проводится несколько восточнее меридиана г. Краснограда; по Харьковскому субмеридиональному разлому. Восточная граница, которая отделяет ДДВ от складчатого Донбасса, является дискуссионной. На «Тектонической карте Русской платформы и сопредельных регионов»

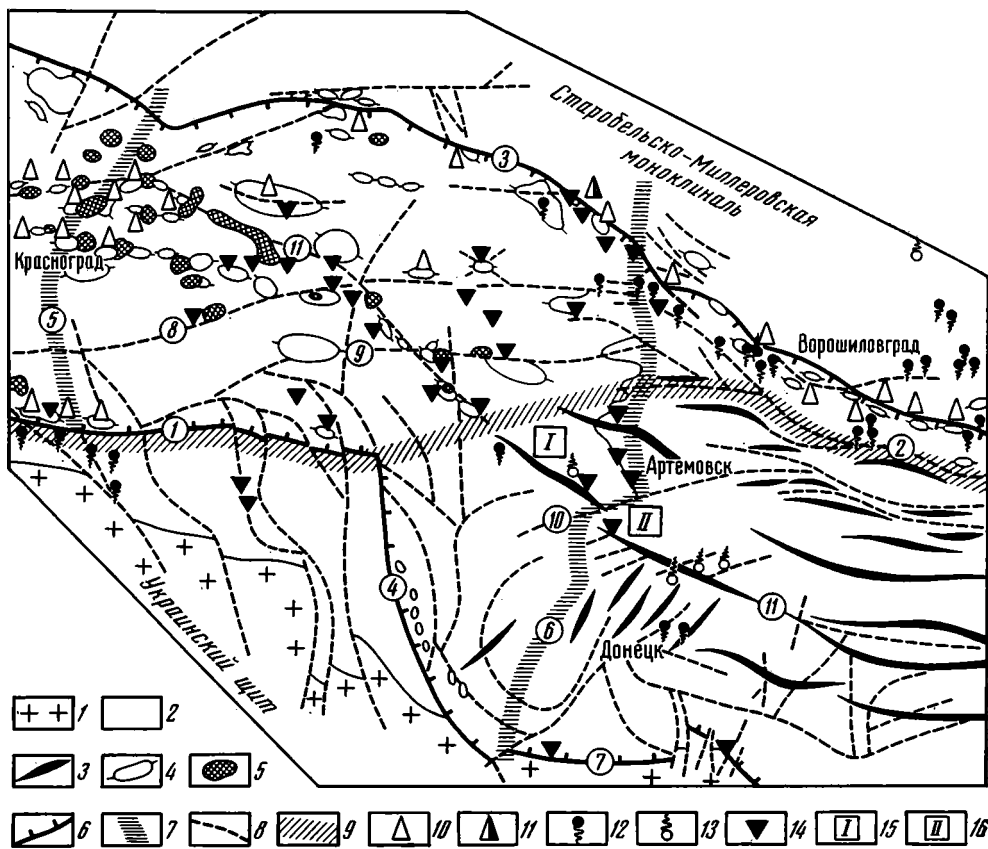


Рис. 1. Структурная схема Северо-Западного и Центрального Донбасса с данными нефтегазоносности. Составлена с использованием материалов [5, 7, 9, 16, 17]
 1 — кристаллические образования архея — протерозоя; 2 — отложения палеозоя; 3 — линейные антиклинали; 4 — брахiantiклинали, купола; 5 — криптодипиры девонской соли; 6 — бортовой глубинный разлом авлакогена; 7 — поперечный глубинный разлом по данным геофизических исследований; 8 — региональное разрывное нарушение; 9 — структурно-формационная граница; месторождения: 10 — газовое; 11 — нефтегазовое; проявления: 12 — нефтяное; 13 — газовое; 14 — битумное; названия антиклиналей: 15 — Дружковско-Константиновская; 16 — Горловская. Названия разломов (цифры в кружках): 1 — Михайловско-Юрьевский, 2 — Лутугинский, 3 — Красноорецкий, 4 — Криворожско-Павловский, 5 — Харьковский, 6 — Селидовско-Артемовский, 7 — Волновухский, 8 — Петровско-Кременской, 9 — Корульско-Дроновский, 10 — Дзержинский, 11 — Горловско-Алексеевский (Осевој)

[15] граница между ДДВ и Донецкой «субгеосинклиналью» образована двумя крупными разломами — Криворожско-Павловским север—северо-западного простирания и широтным, отходящим от Барановичско-Астраханского бортового разлома авлакогена севернее г. Изюма. Такой же точки зрения придерживается В. И. Скаржинский [10], выделяя широтный Петровско-Кременской разлом (рис. 1). Граница по Криворожско-Павловскому разлому структурно обоснована, так как он отделяет Кальмиус-Торецкую впадину Донбасса от северного платформенного склона Украинского щита. Петровско-Кременской разлом проходит внутри области распространения соляных куполов и поэтому не может служить структурной границей между ДДВ и Донбассом.

По данным глубокого сейсмического зондирования, магнитной и гравиметрической съемок составлено несколько схем глубинного строения зоны сочленения и прилегающих районов [3, 7, 12, 13, 16]. По мнению М. В. Чирвинской и В. Б. Соллогуба [16], Донецкое складчатое сооружение связано с зоной сочленения постепенным переходом, и на их границе нет ни смены фаций, ни резкого изменения фаз складчатости. Восточная граница зоны сочленения проводится ими по меридиану

г. Артёмовска (Селидовско-Артемовский разлом, рис. 1). Другие исследователи [7] проводят границу еще восточнее — по Волновахско-Чернухинскому субмеридиональному разлому. Однако как Селидовско-Артемовский, так и Волновахско-Чернухинский разломы пересекают вкрест складчатый Донбасс без заметного нарушения простираения линейных антиклиналей и синклиналей [2, 3]. На ряде схем выделена субмеридиональная Керченско-Славянская зона шириной около 60 км. С ее восточным краевым разломом совпадает конец Главной и начало Дружковско-Константиновской антиклиналей, а западный разлом ограничивает северо-западную периклиналь Дружковско-Константиновской антиклинали. Р. М. Смишко и В. А. Кушнирук в свою очередь предполагают, что ДДВ отделяется от Донбасса Дзержинским глубинным разломом северо-восточного простираения [12]. Он также проходит между Главной и Дружковско-Константиновской антиклиналями, но не совпадает по простираению с разломом Керченско-Славянской зоны. Таким образом, в настоящее время нет единого достаточно обоснованного мнения о границе между ДДВ и Донецким складчатым сооружением.

Учитывая особенности строения мегаблоков, можно предположить, что граница между ними должна быть структурно-формационной. На схеме расположения соляных поднятий в ДДВ [8] крайнее южное положение занимают Близнецовская диапироидная, Бантышевская криптодиапировая, Троицкая диапироидная. Славянская криптодиапировая структуры. Вдоль них может быть проведена широтная линия, отделяющая ДДВ от области линейной складчатости Донбасса. Эта линия продолжается на восток Михайловско-Юрьевский разлом — субширотный отрезок Припятско-Маньчского бортового глубинного разлома, отделяющий Днепровский грабен от Новомосковско-Петропавловской моноклинали (склона Украинского щита). Амплитуда смещения поверхности фундамента по Михайловско-Юрьевскому разлому составляет 8 км [1]. Еще далее на восток линия, продолжающая Михайловско-Юрьевский разлом, совпадает с Ильичевским и Глубокинским надвигами, входящими в серию разрывных нарушений, развитых в зоне субширотного Лутугинского глубинного разлома [9]. Последний, по данным ГСЗ, пересекает всю земную кору, уходя своими корнями в мантию. Амплитуда смещения фундамента по нему между Ворошиловградом и Кадиевкой составляет 1—2 км [1]. Лутугинский разлом образует южную границу Преддонецкой ступени (северной зоны краевых брахиантиклинальных поднятий). Северной границей ступени, отделяющей ее от Старобельско-Миллеровской моноклинали (южного склона Воронежского кристаллического массива), служит Краснорецкий сброс [10]. Преддонецкая ступень, по мнению М. В. Чирвинской и В. Б. Соллогуба [16], является аналогом северной краевой части Днепровского грабена, частично перекрытым зоной надвигов и мелкой складчатости. Следовательно, зона краевых брахиантиклинальных поднятий, заключенная между платформенным склоном Воронежского массива и складчатым Донбассом, относится к продолжению ДДВ. Далее на восток она выклинивается в результате сопряжения Краснорецкого и Лутугинского разломов. В этой зоне расположены Капитановская, Лобачевская, Кружиловская, Славяносербская и другие брахиантиклинали, вмещающие газовые залежи [7]. Субширотный отрезок между Лутугинским и Михайловско-Юрьевским глубинными разломами, по-видимому, также представлен разрывным нарушением, которое предлагается именовать Краматорским разломом. На докайнозойской поверхности он находит отражение в субширотном простираении осей складок, контактов разновозрастных пород, разрывных нарушений (рис. 2). С запада на восток Краматорский разлом проходит южнее субширотного Гавриловского поднятия, затем по северной субширотной границе отложений нижней юры, далее между Троицким куполовидным поднятием, свод и северное крыло которого осложнены субширотными разрывными нарушениями, и северо-западным замыканием Дружковско-Константиновской линейной антиклинали. Затем линия предполагаемого Краматорского разлома прохо-

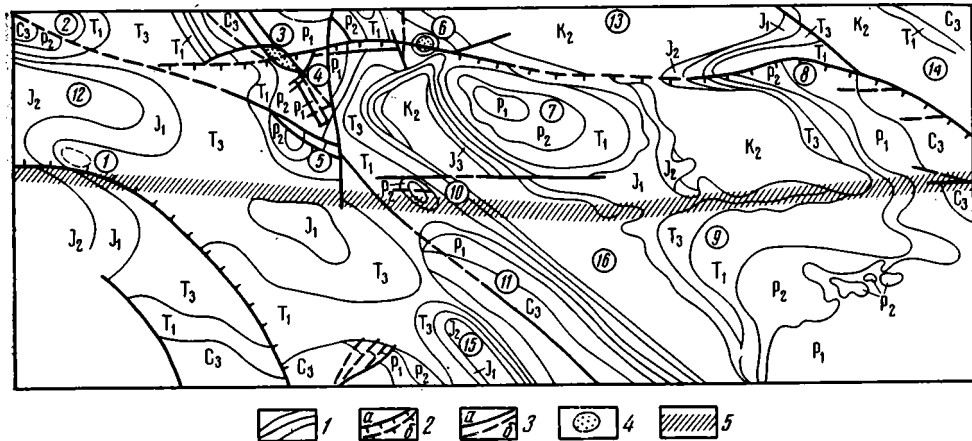


Рис. 2. Фрагмент геологической карты северо-западной части Донецкого бассейна, до-кайнозойский срез [10]

1 — геологические границы; 2 — основные надвиги: а — установленные, б — предполагаемые; 3 — прочие разрывные нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; 4 — надсолевая диапировая брекчия; 5 — зона предполагаемого Краматорского разлома. Названия плинквативных структур (в кружках): 1 — Горловское поднятие, 2 — Мечбиловское поднятие, 3 — Новодмитриевский купол, 4 — Корульский купол, 5 — Бантышевское поднятие, 6 — Адамовский соляной шток, 7 — Славянский купол, 8 — Дроновский антиклинальный выступ, 9 — Артемовский антиклинальный выступ, 10 — Троицкое поднятие, 11 — Дружковско-Константиновская антиклиналь, 12 — Лозовская синклиналь, 13 — Криволукско-Маякская мульда, 14 — Белогоровский прогиб, 15 — Кальмиус-Торецкая синклиналь, 16 — Краматорско-Часовъярская синклиналь

дит по крутому северному крылу Артемовского антиклинального выступа, отделяя отложения триаса от развитых севернее отложений юры и мела. Далее разлом следует вдоль оси субширотной Горской антиклинали, совпадая с серией надвигов. К северу от Краматорского разлома, в пределах Бахмутской котловины, мощность земной коры 42—42,5 км, тогда как к югу от него 45, а в районе Дружковско-Константиновской антиклинали 48 км [7]. Краматорский, а также продолжающие его на запад Михайловско-Юрьевский и на восток — Лутугинский разломы входили, по-видимому, в систему субширотного трансрегионального разлома докембрийского заложения (Андрушевский линеамент Украинского щита). При формировании грабенов в девоне этот линеамент испытал обновление, причем Михайловско-Юрьевская часть его стала южным, а Лутугинская — северным бортовыми разломами, падающими в направлении оси авлакогена под углом 70—80°. Следовательно, в Краматорской части линеамента происходит изменение падения северного на южное. Можно предположить, что здесь плоскость разлома субвертикальна. Амплитуда перемещения по Краматорскому разлому, по-видимому, неоднократно изменялась, так как по нему происходили тектонические движения возвратного характера. Некоторые факты свидетельствуют в пользу того, что Краматорский разлом в палеозойскую эру служил не только структурной, но и формационной границей. На ранних стадиях развития авлакогена в среднем и позднем девоне по Краматорскому разлому был опущен северный блок, в пределах которого накопилась мощная толща (6—7 км) девонских терригенных, галогенно-эвапоритовых и вулканогенных образований, содержащая пачки соли мощностью 1—2 км [7]. Граница распространения мощных отложений соли проводится по северо-восточному крылу Мечбиловского поднятия в юго-восточном направлении на с. Барвинково, далее соленосные отложения распространены в районе Бантышевского поднятия, граница их проходит по юго-восточной периклинали Славянской антиклинали и по юго-западному крылу Криволукско-Камышевахской синклинали [11]. Предполагается, что граница эта связана с расположением девонского солеродного бассейна, конфигурация которого зависит

от вертикального перемещения блоков фундамента. Далее на юг от перечисленных структур мощность девонских соленосных отложений резко уменьшается [7, 11]. Вероятно, южной границей распространения соленосной осадочной формации является Краматорский разлом. Поэтому к северу от него в ДДВ распространены брахиформные и солянокупольные структуры, а к югу развита линейная складчатость. Южный (Донецкий) блок в среднем и начале позднего девона был приподнят. Здесь накопилась терригенно-вулканогенная фбрмация мощностью 3—4 км [4], причем пласты соли здесь не установлены [9]. В южном направлении, вблизи Приазовского блока Украинского щита, мощность терригенно-вулканогенных отложений уменьшается до 800 м. В позднем девоне начала погружаться южная часть Донецкого бассейна, где откладывалась толща известняков [11]. Это погружение продолжалось в каменноугольном периоде, что привело к накоплению южнее Краматорского разлома угленосных отложений мощностью до 10 км [4]. К северу от разлома мощность отложений карбона вдвое меньше. Вместе с тем, судя по палеогеографическим построениям [7], описываемый разлом не оказывал существенного влияния на фаціальную обстановку осадконакопления в каменноугольный период. К началу инверсии в позднем карбоне наметилось формирование линейных складок. Проявилась Главная антиклиналь Донбасса северо-западного простирания, а в южном блоке Лутугинского разлома — субширотные антиклинали, оси которых параллельны разлому. Резко обособились Бахмутская и Кальмиус-Торецкая впадины [7]. Краматорский разлом не влиял на распределение мощностей каменноугольных отложений, но уже в позднепермское время он явился границей между опущенным блоком Днепровско-Донецкой впадины и инверсионным блоком Донбасса. Таким образом, инверсия охватила блок с максимальной мощностью осадочных отложений, накопившихся в палеозойскую эру. С учетом амплитуд вертикальных движений Донецкого блока относительно блока Днепровско-Донецкой впадины в девонский (+3 км), каменноугольный (—6 км) периоды, а также в позднем палеозое — кайнозое (+3 км) становится ясным, почему результирующая амплитуда вертикального перемещения по разлому весьма незначительна. Тектонические перемещения блоков происходили также по другим субширотным разломам, параллельным Краматорскому разлому. К северу от него это Жмеринско-Старобельская зона разломов [5], Петровско-Кременской и Корульско-Дроновский (Южный) разломы, к югу — Дзержинский (между Дружковско-Константиновской и Горловской антиклиналями), Артемовский, Горловский, Байракский и Булавинский субширотные разломы (см. рис. 1). Можно предположить, что тектонический переход от Донецкого блока к Днепровскому (ДДВ) имеет ступенчатый характер.

Граница между Днепровско-Донецкой впадиной и складчатым Донбассом оказала большое влияние на распределение месторождений углеводородов. В ДДВ и ее продолжении на восток (Преддонецкая ступень) широко распространены газовые месторождения и крупные пластовые проявления твердых, вязких и нефтеподобных жидких битумов (см. рис. 1). Южнее Михайловско-Юрьевского, Краматорского и Лутугинского разломов установлены только незначительные нефте- и битумопоявления, большинство из которых тяготеет к зонам этих разломов и приурочено к тектоническим трещинам. В складчатом Донбассе природные битумы в небольшом количестве встречаются в продуктах гидротермальной деятельности вместе с кинварью, кальцитом, диккитом, сульфидами железа и минералами мышьяка на Дружковско-Константиновской антиклинали, с кальцитом, диккитом, пиритом в прожилках — на северо-западной периклинали Горловской антиклинали (шахта «Торецкая»), с кальцитом, флюоритом, кварцем, сульфидами свинца, цинка, ртути, железа — вблизи Волновахского разлома на юге Донбасса (рис. 1). В ДДВ размещение месторождений и проявлений углеводородов контролируется прежде всего разрывными нарушениями, брахиформными и купольными антиклиналями. Создается впечатление, что

наибольшая газо- и битумоносность характерна для площади развития мощных соленосных девонских отложений. Это как будто находит подтверждение в распространении среди диапировых брекчий соляных штоков обломков битуминозных глинистых и карбонатно-глинистых пород девона [6]. Однако в нефтях, добытых из девонских и каменноугольных отложений Днепровского грабена, обнаружены споры из отложений рифея и нижнего палеозоя, мощная толща которых (до 12 км) предполагается, по данным глубинной геофизики, под отложениями девона [13]. Кроме того, проявления твердых битумов в ассоциации с карбонатами, флюоритом, сульфидами свинца и железа встречаются в кристаллических породах Украинского щита, где они также контролируются разломами [17]. Это может свидетельствовать о более глубинном, чем обычно принято считать, происхождении углеводородов.

Подводя итоги изложенному выше, можно заключить, что структурно-формационной границей между Днепровско-Донецкой впадиной и Донецким складчатым сооружением является субширотный Краматорский разлом, образующий единую тектоническую линию с Михайловско-Юрьевским и Лутугинским разломами. Краматорский разлом разделяет области распространения соленосной и терригенно-вулканогенной формаций девона, ограничивает с севера площадь, на которой развиты каменноугольные отложения максимальной мощности. Он отделяет также Днепровско-Донецкую впадину с типичными для нее соляными куполами и брахиформными антиклиналями от инверсионного блока — Донецкого складчатого сооружения с антиклиналями линейного типа.

Литература

1. Белоконь В. Г. Глубинное строение Донбасса.— Геол. журн., 1975, т. 35, № 5, с. 11—27.
2. Белоцерковец Ю. И., Бородулин М. И. О связи складчатости осадочной толщи Донецкого бассейна с глубинными разломами.— Геол. журн., 1977, т. 37, № 1, с. 30—36.
3. Бородулин М. И. Системы глубинных разломов Донбасса и их характеристика по данным глубинного сейсмического зондирования.— Геол. журн., 1974, т. 34, № 5, с. 88—96.
4. Брынза Н. Ф., Галабуда Н. И., Калюжная Л. Т. и др. Структура центральной части Днепровско-Донецкого авлакогена (по линии профиля ГСЗ Полтава — Ворошиловград).— Геол. журн., 1979, т. 39, № 5, с. 10—18.
5. Гавриш В. Н., Добрянский Л. А. Рудоконтролирующее значение некоторых широтных разломов в Донбассе.— Докл. АН УССР. Сер. Б. 1982, № 10, с. 3—6.
6. Галицкий И. В. Некоторые особенности строения и история развития солянокупольных структур юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины (укр).— Геол. журн., 1963, т. 23, № 3, с. 36—49.
7. Доленко Г. Н., Варичев С. А., Высочанский И. В. и др. Тектоника и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наук. думка, 1981. 228 с.
8. Китык В. И., Белоус И. Р., Долишний Б. В. и др. Ртугоносность соляных куполов Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наук. думка, 1981. 168 с.
9. Лазаренко Е. К., Панов Б. С., Груба В. И. Минералогия Донецкого бассейна, ч. 1. Киев: Наук. думка, 1975. 254 с.
10. Скаржинский В. И. Эндогенная металлогения Донецкого бассейна. Киев: Наук. думка, 1973. 204 с.
11. Смишко Р. М. О границе распространения отложений соленосного девона в пределах северо-западных окраин Донбасса (укр).— Геол. журн., 1967, т. 27, № 6.
12. Смишко Р. М., Кушнирук В. А. Роль глубинных разломов в формировании структуры кристаллического фундамента Донбасса.— Геол. журн., 1978, т. 38, № 2.
13. Соллогуб В. Б., Бородулин М. И., Чекунов А. В. Глубинная структура Донбасса и смежных регионов (укр).— Геол. журн., 1977, т. 37, № 2, с. 23—30.
14. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Калюжная Л. Т. и др. Глубинное строение земной коры Днепровско-Донецкого авлакогена.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы/Ред. Соллогуб В. Б., Гутерх А., Просен Д. и др. Киев: Наук. думка, 1978, с. 158—169.
15. Тектоническая карта Русской платформы и сопредельных регионов. М-б 1 : 1 500 000/ Гл. ред. Спичарский Г. Н. Л.: Мингео СССР, 1974. 16 л.
16. Чирвинская М. В., Соллогуб В. Б. Глубинная структура Днепровско-Донецкого авлакогена по геофизическим данным. Киев: Наук. думка, 1980. 180 с.
17. Шумлянский В. А. Киммерийская металлогеническая эпоха на территории Украины. Киев: Наук. думка, 1983. 220 с.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24.052(571.56)

ЛАВРОВ Г. Д., ОТМАС А. А.

О СВЯЗИ ЛОКАЛЬНЫХ ПОДНЯТИЙ С РЕГИОНАЛЬНЫМИ УКЛОНАМИ

Познание закономерностей размещения локальных структур, изучение характера изменчивости их параметров, выявление зависимости последних от влияния различных региональных факторов — важные условия исследования тектоники любого региона.

При изучении характера складок ряда платформенных прогибов СССР В. В. Белосудов отмечает [1], что их интенсивность связана не вообще с большой мощностью осадков и соответственно с большим погружением, а с резким нарастанием погружения. Того же мнения придерживается В. Е. Хаин, считая, что интенсивность складчатости определяется характером перехода от поднятия к прогибу или иначе — градиентом мощности отложений; чем резче этот переход, чем больше градиент мощности, тем интенсивнее складчатость [7]. На связь размеров локальных поднятий с величиной наклона структурной поверхности указывают Е. В. Герман [2] при изучении пликативных структур Западно-Сибирской плиты, В. С. Лазарев, В. В. Грибков, А. В. Лобачев [5] — при изучении истории развития локальных структур Мангышлака и др.

Приведенные примеры свидетельствуют о существовании определенной зависимости между характером локальных поднятий и региональным наклоном структурной поверхности, в то же время ряд общегеологических задач, а также задачи нефтяной геологии (необходимость исследования локальных поднятий как структурных ловушек нефти и газа, прогнозирование параметров структурных ловушек и т. д.) требуют дальнейшего, в том числе и количественного, изучения этой зависимости.

Данные исследования проводились на примере выявленных сейсморазведкой и бурением локальных поднятий наиболее изученных регионов Западной Якутии: Приверхоанского прогиба, Вилюйской синеклизы и Непско-Ботубобинской антеклизы. В качестве параметров были выбраны площадь структуры, амплитуда и интенсивность; последняя характеризует контрастность проявления структуроформирующих движений и измеряется отношением амплитуды структуры в метрах к ее площади в км² [4].

Измерение параметров, характеризующих локальное поднятие, и сопоставление их со значениями региональных уклонов проводилось по подошве мезозоя (для Приверхоанского прогиба и восточной части Вилюйской синеклизы) и кровле венда (для Непско-Ботубобинской антеклизы и западной части Вилюйской синеклизы). Выбор горизонтов был обусловлен их региональным распространением и достаточно уверенной прослеживаемостью в пределах рассматриваемой территории.

При изучении количественных закономерностей изменения параметров локальных поднятий особое внимание уделялось выбору самих объектов исследования. Для корректного проведения работ важно, чтобы эти объекты являлись объектами одного класса, одного генезиса. Выделяемые в пределах Якутской АССР эндогенные пликативные структуры III—IV порядков характеризуются значительным разнообразием размеров. Наблюдается почти непрерывный ряд от мельчайших куполов с площадью 3—5 км² (Дженкюндейская, Андылахская, Эймская и др.) до структур, площадь которых превышает 1000 км² (Верхневиллючанская, Среднеботубобинская и др.). Однако при рассмотрении крупных структур с площадью многие сотни квадратных километров, как правило, обнаруживается, что они осложнены поднятиями более мелких размеров и по структурному контролю, равно как и по площади, должны относиться к структурам II порядка. Проведенные авторами исследования показывают, что максимальная площадь хорошо изученных локальных поднятий, не осложненных более мелкими структурами, не превышает 600 км². Эта величина и была принята за верхний предел площади структур III порядка.

Нижним (по площади) пределом существования локальных поднятий принято считать 20 км² [6]. Отнесение к структурам III порядка поднятий меньшей площади на исследуемой территории будет нерациональным, тем более, что оконтуривание сейсморазведкой таких мельчайших поднятий в пределах Западной Якутии в большинстве случаев затруднено в связи с малой плотностью разведочной сети и недостаточной разрешающей способностью сейсморазведки, что в конечном счете снижает достоверность существования и точность определения параметров таких поднятий. Учитывая вышеизложенное, а также принимая за основу определение, данное В. С. Лазаревым [4], авторы под локальным поднятием понимают ограниченный участок земной коры, характеризующийся антиклинальным строением, замкнутыми контурами (по одному или нескольким горизонтам), по площади находящийся в интервале 20—600 км² и не вклю-

чающий в себя структуры, осложняющие рассматриваемую. Исходя из такого определения локального поднятия, для анализа было отобрано 84 структуры.

Величина регионального уклона для каждого локального поднятия определялась по построенным во ВНИГРИ картам региональных уклонов Западной Якутии [3 и др.], отражающих суммарные значения уклонов от начала исследуемого стратиграфического уровня до настоящего времени.

Сравнение карт региональных уклонов со структурными картами показало, что малыми значениями градиентов региональных уклонов (0—10 м/км), как правило, характеризуются внутренние части платформы. Сюда в первую очередь следует отнести почти всю площадь Непско-Ботуобинской антеклизы. Градиентами 10—30 м/км связываются с центральными частями сводов (Сунтарским) и мегавалом (Хапчагайским), днищами впадин (Линденской, Тангнаринской, Лунгхинско-Келинской), южным бортом Приверхоанского прогиба и др. Повышенные градиенты региональных уклонов (30—50 м/км) отмечаются в зоне перехода от Хапчагайского мегавала к Линденской впадине, на южном борту Тангнаринской впадины и др. Высокими градиентами (50—80 м/км и выше) характеризуются бортовые части Кемпендэйской впадины, северо-западный борт Вилюйской синеклизы (район Хоргочумской флексуры), борта Лунгхинско-Келинской впадины.

Зависимость параметров локальных поднятий от величины региональных уклонов

Значение региональных уклонов, м/км	Всего локальных поднятий	Распределение локальных поднятий									Суммарная площадь районов с данными градиентами региональных уклонов, км ²	Плотность локальных поднятий, 100 000 км ²
		по площади, количество			по амплитуде, количество			по интенсивности, количество				
		%			%			%				
		до 50 км ² (малые)	50—100 км ² (средние)	свыше 100 км ² (большие)	до 50 м (малые)	50—100 м (средние)	свыше 100 м (большие)	до 1,5 м/км ² (малые)	1,5—3,5 м/км ² (средние)	свыше 3,5 м/км ² (большие)		
0—10	41	14/34	17/42	10/24	31/76	8/20	2/4	37/90	4/1	—	89 800	46
10—30	28	1/36	1/36	8/28	8/28	7/25	13/46	15/54	11/38	2/8	81 710	35
30—50	12	5/42	4/33	3/25	2/17	4/33	6/50	5/42	5/42	2/16	55 100	22
50—80	3	2/75	1/25	—	—	—	3/100	—	—	3/100	15 600	13
80—130	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1 800	—
	84	31	32	21	41	19	24	57	20	7	244 000	34

Результаты сопоставления параметров локальных поднятий с градиентами региональных уклонов сведены в таблице. Учитывая, что суммарные площади, занимаемые районами с различными значениями региональных уклонов не одинаковы, в таблицу помимо этих параметров введен еще один показатель — плотность локальных поднятий. В данном случае под плотностью локальных поднятий авторами понимается число поднятий, расположенных в районах с определенными значениями градиентов региональных уклонов, приходящихся на 100 000 км².

Исследования показали, что локальные поднятия существуют в районах с градиентами региональных уклонов от 0 до 80 м/км, причем с повышением региональных уклонов наблюдается уменьшение как общего числа, так и плотности локальных поднятий. В районах с градиентами региональных уклонов свыше 80 м/км (около 2% рассматриваемой территории) локальные поднятия отсутствуют. Данные наблюдения целиком согласуются с представлениями об отрицательной роли региональных уклонов в формировании пликативных платформенных структур [5].

При изучении распределения поднятий по размерам отмечается, что в районах с малыми значениями градиентов региональных уклонов (от 0 до 10 м/км) преобладают средние и крупные структуры (65% от общего числа локальных поднятий этих районов). С повышением региональных уклонов в целом уменьшается доля средних и крупных поднятий и соответственно возрастает доля структур малых размеров (от 34% для районов с градиентами 0—10 м/км до 75% для районов с градиентами 50—80 м/км).

Абсолютное большинство (86%) крупных локальных поднятий приходится на районы с градиентами региональных уклонов от 0 до 30 м/км, причем значительная часть этих поднятий приурочена к центральным (осевым) частям сводов и впадин. В качестве примеров можно привести такие крупные положительные структуры, как Средневилюйскую, Мастахскую и Нежелнинскую, вытянутые вдоль осевой части Хапчагайского мегавала, Среднетюнскую (Хоргочумская флексура), Усть-Меискую и Сыгдахскую (осевая часть Ыгыатинской впадины) и др.

Отчетливая связь с величиной региональных уклонов обнаруживается и у других параметров локальных поднятий. В районах с градиентами региональных уклонов 0—

10 м/км 76% локальных поднятий являются малоамплитудными. С повышением региональных уклонов доля малоамплитудных поднятий снижается; в свою очередь возрастает доля средне- и высокоамплитудных поднятий (соответственно от 20 и 4% при градиентах 0—10 м/км до 33 и 50% при градиентах 30—50 м/км). В районах с градиентами региональных уклонов 50—80 м/км наблюдаются только высокоамплитудные поднятия.

Малоинтенсивные поднятия тяготеют к районам с градиентами 0—10 м/км, где их доля в общем количестве структур составляет 90%. В этих же районах не выявлено высокоинтенсивных поднятий; они появляются лишь при градиентах региональных уклонов свыше 10 м/км. С повышением значений региональных уклонов уменьшается доля малоинтенсивных поднятий и возрастает доля структур средне- и высокоинтенсивных. При градиентах 50—80 м/км наблюдаются только высокоинтенсивные поднятия.

Отмеченные закономерности подтверждают связь платформенных эндогенных локальных поднятий с региональными уклонами и позволяют сделать следующие выводы.

1. С возрастанием региональных уклонов происходит постепенное расформирование локальных поднятий, что выражается в уменьшении их плотности, увеличении доли поднятий малых размеров по каждому из районов рассмотренных градаций региональных уклонов и соответственно уменьшению доли средних и крупных поднятий.

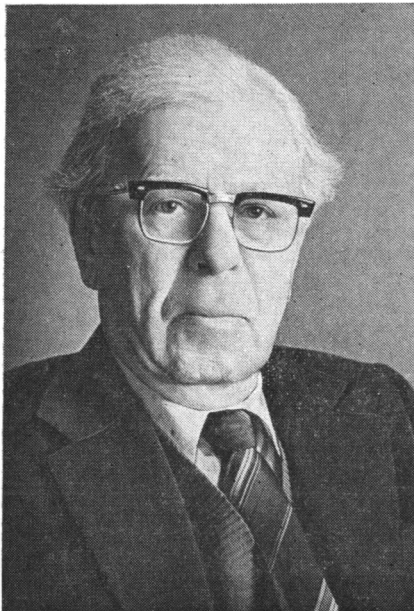
2. Возрастание региональных уклонов приводит к уменьшению доли малоамплитудных и малоинтенсивных поднятий и в свою очередь к увеличению доли структур средних и больших значений амплитуд и интенсивности.

Литература

1. Белоусов В. В. Общая геотектоника. М.—Л.: Госгеолгиздат, 1948, 598 с.
2. Герман Е. В. Морфология и пространственное размещение пликативных структур и разрывные нарушения осадочного чехла Западно-Сибирской плиты в связи с ее нефтегазоносностью: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-минер. наук. Л.: ВНИГРИ, 1973.
3. Лавров Г. Д., Забалуев В. В., Грубов Л. А. и др. Об условиях формирования залежей газа и нефти в Вилюйской синеклизе и Приверхоянском прогибе.—Тр. ВНИГРИ. Л., 1976, вып. 385, с. 6—20.
4. Лазарев В. С. Локальные структуры эпигерцинских платформ (на примере Западно-Сибирской, Туранской и Скифской плит): Автореф. дис. на соискание уч. степ. канд. геол.-минер. наук. Л.: ВНИГРИ, 1968.
5. Лазарев В. С., Грибков В. В., Лобачев А. В. К методике изучения истории развития локальных структур платформы.—В кн.: Геология месторождений полезных ископаемых. Региональная геология, № 19. М., 1968, с. 45—50.
6. Решение совещания по классификации платформенных структур (март, 1963 г.). Л.: Госгеолком СССР, ВНИГРИ, 1963.
7. Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку: Азнефтеиздат, 1954. 692 с.

ВНИГРИ
Ленинград

Поступила в редакцию
17.IV.1984



ПЕТР НИКОЛАЕВИЧ КРОПОТКИН
(К 75-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)

24 ноября 1985 г. исполняется 75 лет Петру Николаевичу Кропоткину, одному из ведущих советских геологов-тектонистов и геофизиков, члену-корреспонденту АН СССР, заведующему лабораторией структурной геофизики Геологического института АН СССР, вице-президенту Московского общества испытателей природы.

Геологические исследования П. Н. Кропоткина начались с 1929 г., еще в студенческие годы, и ведутся им уже более полувека в различных регионах нашей страны, а также на зарубежных территориях. С 1936 г. и по настоящее время П. Н. Кропоткин работает в Геологическом институте АН СССР, где руководит созданной им в 1960 г. лабораторией структурной геофизики. В 1941 г. он защитил кандидатскую диссертацию, в 1952 г. — диссертацию на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук и в 1966 г. был избран членом-корреспондентом АН СССР. Всего П. Н. Кропоткиным опубликовано более 200 научных работ (в их числе шесть монографий), из которых более 20 напечатаны в зарубежных журналах и в материалах международных научных конференций по геологии и геофизике. Эти работы относятся к широкому спектру геологических проблем: к региональной геологии, генезису изверженных пород, металлогении, генезису нефти и газа, механизму и энергетике тектонических процессов, происхождению складчатости, строению, формированию и эволюции земной коры, глубинной дегазации Земли и др.

В области региональной геологии работы Петра Николаевича были посвящены изучению Северо-Востока и Дальнего Востока СССР, КНДР и Тихоокеанского пояса в целом (монографии, опубликованные в 1936—1965 гг.), а также Центрального Казахстана. В каждой из обобщающих работ рассматривались закономерности размещения рудных месторождений и других полезных ископаемых. Сделанные в них прогнозы подтвердились (угленосность бассейна р. Индигирки, металлогенические зоны Приморья). Открытие П. Н. Кропоткиным месторождений олова в Магаданской области, вольфрама и каменного угля — в Казахстане было отмечено правительственными наградами в 1935—1945 гг.

В области геотектоники и геодинамики П. Н. Кропоткин опубликовал ряд теоретических исследований, показавших первостепенную роль горизонтальных движений земной коры в формировании ее структур. Первое в мировой литературе глобальное обобщение гравиметрических и сейсмологических данных о толщине и строении земной коры (1958 г.), статьи о результатах палеомагнитных исследований, реконструкция прежнего расположения всех материков (1964 г.) показали высокую степень обоснованности мобилистской концепции в геологии за несколько лет до того, как она получила признание в мировой науке. Но в отличие от чисто конвекционных моделей «тектоники литосферных плит» Петр Николаевич подчеркивает необходимость синтеза мобилизма с пульсационной геотектонической теорией Обручева и рассматривает в предложенной им новой геодинамической модели (1983 г.) возможные причины знакопеременных изменений радиуса Земли. С этих же позиций П. Н. Кропоткиным изучались проблемы происхождения гранитной магмы.

В лаборатории структурной геофизики Геологического института АН СССР под руководством П. Н. Кропоткина выполнен ряд исследований в области палеомагнетизма, интерпретации результатов магнитной и гравиметрической съемки для познания струк-

туры фундамента и земной коры в целом, обобщение мировых геофизических данных о толщине и строении земной коры и др. В геофизических работах П. Н. Кропоткина рассматривались сейсмичность островных дуг, глобальное поле напряжений в земной коре с целью выяснения механизма движений земной коры, П. Н. Кропоткиным установлено существование глобального поля сжимающих тектонических напряжений и выяснены основные его характеристики. Последняя проблема имеет не только теоретическое, но и важное практическое значение, так как с тектоническими напряжениями связаны разрушительные горные удары в рудниках и шахтах. Ее анализу были посвящены доклады П. Н. Кропоткина на всесоюзных конференциях 1977 и 1983 гг. В ряде работ П. Н. Кропоткин рассмотрел проблему возможных изменений размеров радиуса Земли, на которые, по-видимому, указывают вариации скорости вращения и сейсмичности, и оценил возможную роль космических факторов в геотектонике.

На протяжении последних 30 лет Петр Николаевич развивает также идеи о связи процессов нефтегазонакопления с глубинной дифференциацией и дегазацией Земли. В его работах обоснована роль глубинных разломов в нефтегазонакоплении, изучена природа аномально высоких пластовых давлений в залежах нефти и газа, залегающих на глубинах более 3—5 км. Из работ П. Н. Кропоткина по проблемам нефтегазонакопления следует, что помимо тех углеводородов, которые выделяются из биогенного органического вещества при повышении температур и давлений, необходимо учитывать поступление метана, тяжелых углеводородов и водорода из подкоровых слоев в процессе дегазации Земли.

Даже самый краткий итог основных работ показывает, сколь широки интересы П. Н. Кропоткина, сколь велик его вклад в геологическую науку. Работам П. Н. Кропоткина всегда был свойствен комплексный геолого-геофизический (а в решении проблем глубинной дегазации — и геохимический) подход к решению поднимаемых вопросов и проблем, и это закономерно, поскольку они затрагивали стыки наук. Другой главной чертой работ П. Н. Кропоткина является их новаторский дух: творческий синтез разноплановых данных неоднократно позволял П. Н. Кропоткину одному из первых привлечь внимание к новым перспективным научным направлениям (идеи о ведущей роли горизонтальных движений, о роли глубинной дегазации в геологическом процессе и др.).

Обширна и многообразна научно-организационная и общественная деятельность П. Н. Кропоткина, большой вклад сделан им в популяризацию геологической науки. В Московском обществе испытателей природы П. Н. Кропоткин с 1960 г. возглавляет подсекцию геофизики и с 1978 г. является вице-президентом этого старейшего научного общества нашей страны. П. Н. Кропоткин является членом многих научных комитетов (Межведомственного тектонического комитета, Межведомственного геофизического комитета, Совета по сейсмологии, Советской гравитационной комиссии, Научного совета по геомагнетизму и др.) и редколлегий журналов (Бюл. МОИП, отд. геол.; «Знание—сила», геологической редакции Большой советской энциклопедии, нашего журнала — «Геотектоника»).

Заслуги П. Н. Кропоткина перед советской геологической наукой были высоко оценены Советским правительством — Петр Николаевич награжден орденами Трудового Красного Знамени и Красной Звезды, медалями, а также различными дипломами и почетными грамотами.

П. Н. Кропоткин встречает свой большой юбилей в напряженной работе. Сердечно поздравляем Петра Николаевича и от всей души желаем ему доброго здоровья и свершения больших творческих замыслов на благо нашей науки и Родины.

*Межведомственный тектонический
комитет
Редколлегия журнала
«Геотектоника»*

НИКОЛАЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ ШТРЕЙС (К 75-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)

27 ноября 1985 г. исполняется 75 лет со дня рождения и 50 лет научной деятельности профессора, доктора геолого-минералогических наук Николая Александровича Штрейса, выдающегося геолога-тектониста, представителя московской геологической школы А. П. Павлова, А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского.

Николай Александрович Штрейс принадлежит поколению талантливых ученых — теоретиков широкого профиля, многие идеи которого получили признание и развиваются его учениками и последователями. В настоящее время Н. А. Штрейс возглавляет самостоятельное научное направление в тектонике по изучению строения земной коры континентов в докембрии. Свойственная ему широта постановки проблемы, всесторонний охват различных ее аспектов, стремление связать решение тектонических задач с достижениями смежных наук, огромная научная эрудиция — все это позволило ему сделать ряд интересных оригинальных обобщений о становлении гранитно-метаморфического слоя в процессе геосинклинального развития земной коры и выявить важные пространственные и временные закономерности его зарождения и развития.

Научная деятельность Н. А. Штрейса началась в 1932 г. в Институте минерального сырья (ВИМС). Еще студентом он проводил полевые работы на восточном склоне Урала, где изучал стратиграфию палеозойских отложений, вмещающих месторождения бокситов. В результате этих исследований была разработана детальная биостратиграфическая схема силурийских и девонских толщ зеленокаменной полосы Среднего и Северного Урала, сохранившая свое значение до настоящего времени.

С мая 1936 г. и по настоящее время Н. А. Штрейс работает в Геологическом институте АН СССР. С этого времени все его научное творчество посвящено решению проблемы, раскрывающей связи между явлениями магматизма и структурообразования.

Николай Александрович впервые поднял вопрос о большой роли вулканизма при формировании структур, вмещающих рудные тела, и выяснил природу медистых колчеданов (1938) зеленокаменной полосы Среднего и Северного Урала и железисто-марганцевых руд огромной провинции Центрального Казахстана (1937—1939), приуроченных к стратиформным структурам. Совместно с А. В. Пейве Н. А. Штрейс предложил новую для того времени гипотезу о вулканогенном источнике глинозема при образовании бокситов геосинклинального типа. Многолетние работы в районах месторождений Казахстана и Урала позволили Н. А. Штрейсу сформулировать ряд общих структурно-формационных закономерностей размещения полезных ископаемых, получивших широкое признание среди подавляющего большинства геологов (1941—1944).

В трудах Н. А. Штрейса теоретические вопросы тектоники тесным образом сочетаются с его региональными полевыми исследованиями. Разработка гипотезы о происхождении уральских и казахстанских стратиформных месторождений привела его к идее о существовании в земной коре своеобразных «зон проницаемости», по которым осуществляется связь между глубинными и поверхностными структурами. Понятие о зонах проницаемости прочно вошло в геологическую литературу.

В 1949 г. Н. А. Штрейс завершил монографическое описание стратиграфии и тектоники зеленокаменной полосы Среднего Урала. За эту работу ему была присуждена степень доктора геолого-минералогических наук без защиты кандидатской диссертации, а также премия имени А. П. Карпинского (1952).

С 1956 г. Н. А. Штрейс заведует отделом общей и сравнительной тектоники и магматизма, а с 1969 г. — лабораторией сравнительной тектоники и магматизма. Широкое внедрение историко-геологического сравнительно-тектонического методов исследования структуры складчатых областей и древних платформ с использованием данных петрологии и геофизики привело к новым интересным обобщениям о длительности процесса структурообразования, предшествующего интрузивному магматизму — процесса, неизмеримого по времени с осадконакоплением.

Особое внимание Н. А. Штрейс посвятил разработке теории геосинклиналей. В ряде статей и монографий (1947, 1964—1969) он обобщил огромный материал о строении складчатых поясов Советского Союза и предложил четкую, предельно ясную классификацию геосинклинальных структур. На основании всестороннего исследования докембрийского этапа геологической истории эвгеосинклиналей Центрального Казахстана высказал важное теоретическое положение о том, что не только в Казахстане, но и в других палеозойских складчатых областях Земли становление гнейсового основания происходило в рифее, а не в архее, как считали тогда многие геологи. Это обобщение, получившее широкое признание в настоящее время, было сделано задолго до появления радиологических датировок, полностью подтвердивших его справедливость.

Теоретические представления Николая Александровича основаны на глубоком и разностороннем личном знании не только крупных геологических регионов Советского Союза — Урала, Казахстана, Средней Азии, но и многих зарубежных территорий Западной Европы, Канады, а также на проработке обширных литературных источников

по геологии Африки и Австралии. Огромная эрудиция способствует глобальному охвату геологических данных, выявлению важных общих особенностей строения и развития лика Земли. Стремление раскрыть закономерности распространения складчатых систем разного возраста на континентах Лавразийского и Гондванского рядов привело Н. А. Штрейса к выводу о биполярном и необратимом развитии земной коры Лавразийских и Гондванских складчатых поясов и открытию закономерной периодичности становления гранитно-метаморфического слоя в разных полушарах — периодичности, совпадающей по времени с крупными мегахронами. Это явление Николай Александрович связывает с различной скоростью формирования гранитно-метаморфического слоя, возникновение которого приводит к замыканию геосинклинальных систем. В статье В. В. Меннера и Н. А. Штрейса (1971) «периодичность» предложена в качестве общего принципа для построения геохронологической шкалы докембрия и фанерозой. Современные материалы о возрастах горных пород и корреляции докембрийских комплексов разных континентов подтверждают справедливость расчленения геологической летописи Земли на четыре мегахрона (архей, нижний и верхний протерозой, фанерозой).

В течение 60-х — 70-х годов с наступлением нового этапа в разработке геосинклинальной теории в свете идеи о заложении эвгеосинклиналей на коре океанического типа Н. А. Штрейс активно участвует в создании общей концепции о развитии оболочек земной коры. Он изучает офиолитовые ассоциации Урала, Казахстана, Средней Азии. Совместно с А. В. Пейве и другими тектонистами исследует вопросы формирования покровных структур, строение зон меланжа. Большое внимание Н. А. Штрейс уделил проблеме преобразования в ходе геосинклинального процесса коры океанического типа в кору континентальную и показал, что главная особенность геосинклинального процесса состоит в формировании гранитно-метаморфического слоя.

Применение нового принципа структурного анализа, разработанного при составлении тектонической карты Евразии, к раннедокембрийским образованиям позволило Н. А. Штрейсу по-новому рассмотреть вопросы созидания и развития континентальной коры в раннем докембрии и выявить ряд важных закономерностей распространения пород океанического типа в фундаментах древних платформ. Он показал, что для всех эпох докембрия кора океанического типа является первичной по отношению к коре континентальной; формирование последней происходит в процессе геосинклинального развития; процесс этот неравномерно охватывает во времени и в пространстве различные сегменты земной коры; рост оболочек земной коры тесно связан с горизонтальными движениями, обуславливающими как прогрессивное разрастание континентальной коры, так и ее деструкцию.

В последние годы научные устремления Н. А. Штрейса связаны с поисками закономерных связей в развитии структурного лика Земли и формированием солнечной системы.

Таковы основные вехи творческого пути Н. А. Штрейса. Даже краткое рассмотрение его научной деятельности раскрывает перед нами образ крупного ученого, пытливого исследователя, оказывающего большое влияние на развитие актуальных проблем советской науки.

На протяжении ряда лет, до 1956 г. Николай Александрович руководил вместе с акад. Н. С. Шатским отделом тектоники, будучи его заместителем. Он во многом сохранил стиль руководства и научные традиции своего учителя — Н. С. Шатского. Поощряя творческую инициативу своих коллег, щедро делась с ними идеями и научными планами. Н. А. Штрейс воспитал многих молодых ученых, широко известных геологической общественности. В связи с этим в 1962 г. ему было присвоено звание профессора.

Научно-организационная деятельность Н. А. Штрейса не ограничивается заведыванием лабораторией сравнительной тектоники и магматизма. Он активный участник Научного совета по изучению докембрия при Отделении геологии, геофизики и геохимии, член Междугосударственного тектонического комитета, Междугосударственной стратиграфической комиссии по верхнему докембрию, Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. С 1954 по 1972 г. Н. А. Штрейс редактировал раздел «Тектоника» в реферативном журнале «Геология». С 1965 г. состоит членом редколлегии журналов «Геотектоника» и «Бюллетень МОИП, отдел геол.».

Перу Н. А. Штрейса принадлежит около 100 научных работ, посвященных различным вопросам региональной геологии, геологии полезных ископаемых и общим проблемам формирования земной коры. Талантливый ученый, один из ведущих тектонистов нашей страны, Н. А. Штрейс активно участвует в определении задач, направленных на выяснение общих закономерностей строения и развития земной коры и создание общей теории ее строения.

За заслуги перед советской наукой Н. А. Штрейс награжден орденом «Знак Почета», медалью «За доблестный труд в Великой Отечественной войне» и другими медалями.

Отличительная особенность Н. А. Штрейса — это его высокая общая культура. Он охотно делится своими обширными знаниями в области живописи, поэзии, литературы, пишет стихи.

Горячо желаем Николаю Александровичу доброго здоровья и долгих лет творческого горения во имя прогресса советской геотектоники.

*Междугосударственный тектонический комитет
Редколлегия журнала
«Геотектоника»*

ХРОНИКА

УДК 551.24.035+551.243

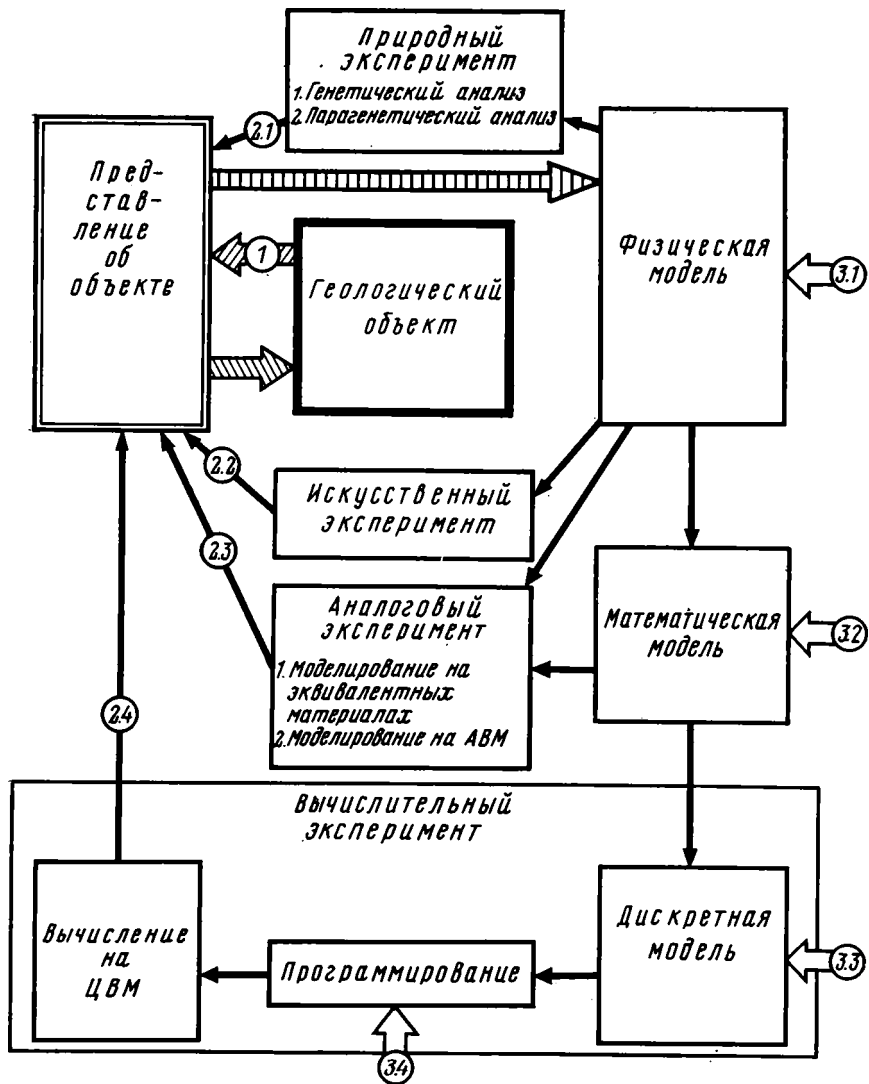
**МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ
(НАУЧНАЯ СЕССИЯ СЕКЦИИ «ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА
И СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ» МЕЖДУВЕДОМСТВЕННОГО
ТЕКТОНИЧЕСКОГО КОМИТЕТА)**

31 января и 1 февраля 1985 года в Москве состоялась научная сессия Секции «Экспериментальная тектоника и структурная геология» Междуведомственного тектонического комитета, посвященная обсуждению методологических основ экспериментальной тектоники. На сессии были заслушаны доклады В. И. Громина (КФ НИИМоргеофизики) «Соотношение структурной геологии и экспериментальной тектоники», В. Г. Гутермана (ИГ АН УССР) и А. В. Михайловой (ИФЗ АН СССР) «Современные представления о механизмах образования тектонических структур» и А. В. Лукьянова (ГИН АН СССР) «Эксперимент в тектонике». По докладам была проведена оживленная дискуссия, в которой приняли участие 15 ученых из разных организаций: М. А. Гончаров (МГУ), Л. М. Расцветаев (ГИН АН СССР), П. М. Бондаренко (ИГ СО АН СССР), Ф. Л. Яковлев (ИФЗ АН СССР), А. И. Шеменда (МГУ), А. В. Вихерт (МГУ), А. В. Михайлова (ИФЗ АН СССР), А. Н. Бокун (ИГГИ АН УССР), М. Г. Леонов (ГИН АН СССР), Ш. Д. Фатхуллаев (САИГИМС). Б. М. Чиков (ИГ СО АН СССР), Л. А. Сим (МГУ), В. С. Милеев (МГУ), Д. Н. Осокина (ИФЗ АН СССР), А. С. Григорьев (ИФЗ АН СССР).

В докладе «Соотношение структурной геологии и экспериментальной тектоники» В. И. Громин рассмотрел понятия «тектоника», «структурная геология» и «экспериментальная тектоника». Структурная геология призвана изучать 1) морфологию геологических тел, главным образом деформированных, 2) закономерности пространственного размещения таких тел и 3) механизм их образования. Большинство работ по экспериментальной тектонике связано с решением упомянутых задач, поэтому она по существу является экспериментальной структурной геологией. Коснувшись истории развития экспериментальной тектоники, В. И. Громин отметил, что она не полностью оправдала возлагавшиеся на нее надежды в решении практических задач. Причинами такого отставания являются недостаточно активное взаимодействие специалистов в области структурной геологии и в области тектонического эксперимента, ограниченные технические возможности и слабая насыщенность экспериментаторов на решение актуальных задач геологической практики. Призывая геологов расширить сферу применения экспериментов, докладчик среди перспективных направлений исследований назвал моделирование конденсационного структурообразования (в частности, для повышения точности интерпретации временных сейсмических разрезов) и моделирование процессов в земной коре, связанных со строительством и эксплуатацией крупных сооружений.

В докладе «Современные представления о механизмах образования тектонических структур» В. Г. Гутерман и А. В. Михайлова стремились показать, что трактовать понятие «механизм образования тектонических структур» можно с различной степенью углубленности в физическую сущность тектонических процессов. При этом было предложено выделить три ранга рассмотрения механизмов: геометрический (рассматривается действие сил на жесткие блоки с целью получения направления их перемещений в пространстве), механический (исследуется действие объемных сил, напряжений или перемещений на границах массива определенной формы, строения и свойств с целью выявления напряженного и деформированного состояния, морфологии и внутреннего строения геологических тел в последующие моменты времени) и физический (исследуются физические процессы, приводящие к изменению первоначального состояния тектонической системы с целью получения данных о напряженном и деформированном состояниях, фазовых изменениях, перемещениях, температуре и т. д.). В качестве примера были приведены результаты исследования некоторых механизмов на уровне разных рангов, отмечена целесообразность обращения в некоторых случаях к геометрическому рангу, информативность и плодотворность исследований на уровне механического ранга. Особый интерес вызвали примеры, приведенные для иллюстрации подхода к исследованию механизмов на уровне физического ранга — задачи в наиболее глубокой постановке, но и наиболее трудные, особенно в части обеспечения адекватности моделей реальным тектоническим системам.

В докладе «Эксперимент в тектонике» А. В. Лукьянов сформулировал и систематизировал некоторые особенности эксперимента в тектонике, имеющие методологическое значение. Под экспериментом следует понимать «научно-поставленный опыт, наблюдение исследуемого явления в точно учитываемых условиях, позволяющих следить за ходом



Эксперимент в геологии. 1 — исследование природного объекта, 2.1 — условия, соответствующие некоторым объектам, 2.2 — условия, в некоторой мере соответствующие природным объектам, 2.3 — условия, в некоторой мере подобные природным объектам, 2.4 — идеализированные условия, соответствующие сильно упрощенным моделям, 3.1 — 3.4 — данные физики, математики и некоторых других наук

явления и воссоздавать его при повторении этих условий» (Словарь иностранных слов, 1954). Эксперимент в таком понимании в тектонике невозможен, так как тектоника — наука историческая и не допускает специального повторения свершившихся в прошлом событий. Поэтому эксперимент проводится не с самим геологическим объектом, а с его моделями. Такая подмена объекта исследования в экспериментальной тектонике неизбежна и предъявляет ряд жестких требований к построению моделей и интерпретации результатов эксперимента. Модель создается на базе современных представлений о геологическом объекте (рисунок), причем даже эти представления воплощаются в модели неполно (например, исследуется механическая модель, в которой не учитываются тепловые, метаморфические, химические и другие процессы). Несмотря на строгое применение теории подобия, одному объекту может соответствовать множество моделей. Результат эксперимента никогда не является доказательством того, что в природе явление развивалось именно так. Однако познавательное значение эксперимента велико: он, во-первых, очищает представления от фантастических несуразностей и, во-вторых, подсказывает новые решения, помогает находить рациональные пути дальнейшего целенаправленного изучения геологического объекта. В экспериментальной тектонике существует несколько видов эксперимента: природный, искусственный, аналоговый, вычислительный (рисунок). Они дополняют друг друга, каждый из них имеет свои преимущества и недостатки. В работах по экспериментальной тектонике нередко встречаются два типа серьезных ошибок: 1) «игнорация эленхи» (когда результат моделирования

принимается за доказательство такого же происхождения природного явления) и 2) «заикливание» (когда развитие представлений об объекте осуществляется в основном за счет моделирования и использования математической физики, а связь с геологическим изучением объекта ослабевает или даже обрывается). Освобождение от этих ошибок и укрепление связей с полевой геологией является насущной задачей дальнейшего развития экспериментальной тектоники.

Дискуссия показала заинтересованность геологов и специалистов-экспериментаторов в совместном обсуждении проблем дальнейшего развития экспериментальной тектоники и структурной геологии. Механизмы структурообразования в литосфере выяснены еще недостаточно. Они сложны и многообразны. Поэтому от взаимной информации и согласованности усилий специалистов разного профиля зависит успех в разработке этой проблемы. Результаты работ в области экспериментальной тектоники следует систематически публиковать в журнале «Геотектоника».

А. В. Лукьянов

ГОДОВОЙ УКАЗАТЕЛЬ ЖУРНАЛА «ГЕОТЕКТОНИКА» ЗА 1985 г.

Белов А. А., Гатинский Ю. Г., Моссаковский А. А. Индосиниды Евразии	6
Белоусов В. В., Павленкова Н. И. Типы земной коры	1
Бочарова Н. Ю., Мирлин Е. Г., Попов К. В. О закономерностях взаимного расположения океанических рифтов и трансформных разломов	4
Генштафт Ю. С., Юханян А. К., Вегуни А. Т., Салтыковский А. Я., Геворкян Р. Г. Об особенностях эндогенного режима Армянского вулканического нагорья в кайнозое	2
Добрецов Н. Л. О покровной «тектонике» Восточного Саяна	1
Ельников И. Н., Зоненшайн Л. П. Строение осадочного чехла Красного моря по сейсмическим данным	4
Енцова Ф. И. Триасовый тафрогенез на Урале	1
Ждан А. В. О природе некоторых рудных проявлений Алайского хребта	2
Закономерности формирования структуры континентов в неогее (расширенный пленум Междудементственного тектонического комитета)	3
Зоненшайн Л. П., Кориневский В. Г., Матвеев В. В., Хаин В. В. Разрез палеозойской океанической коры в Южных Мугуджарах: реконструкция спрединга и палеорельефа	3
Кара В. И., Мамошина К. Н., Шлезингер А. Е. Структура осадочного чехла и фундамента подводной возвышенности Сьерра-Леоне по данным МОГТ (экваториальная Атлантика)	3
Книппер А. Л. Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: характер проявления, последствия и возможные причины	2
Коган Л. И., Зоненшайн Л. П., Сорохтин О. Г. Особенности строения некоторых глубинных разломов Атлантики и Тихого океана (по данным ГСП—МОВ)	2
Кожурин А. И. Четвертичная тектоника хр. Кумроч и полуострова Камчатский (Восточная Камчатка)	2
Копп М. Л. Генетические связи глиняных диапиров, грязевых вулканов и структур горизонтального сжатия (на примере Алятской гряды Юго-Восточного Кавказа)	3
Копп М. Л., Щерба И. Г. История позднеальпийского развития Восточного Кавказа	6
Крятов Б. М., Прокофьев С. С., Макстенок И. О., Мамедов В. И., Хаин В. Е. Этапы тектонического развития и металлогенические особенности запада Леоно-Либерийского щита (Западная Гвинея и Гвинея-Бисау)	6
Косыгин Ю. А., Кулындышев В. А. Принципы тектонического районирования и описания структурных элементов на тектонических картах акваторий	5
Курчапов А. М. Зональность девонского орогенного вулканизма Казахстана и Средней Азии	6
Левченко О. В., Мерклин Л. Р., Непрочнов Ю. П. Складчатые структуры в Центральной котловине Индийского океана	1
Леонов М. Г. Южный Тянь-Шань. Геологические условия проявления зеленосланцевого метаморфизма и модель геотектонического развития	5
Мазарович А. О., Рихтер А. В. Палеотектоника и палеогеография юга Дальнего Востока в триасе	6
Нагибина М. С. О позднепалеозойском и раннемезозойском этапах тектоно-магматического развития Монголии	4
Непрочнов Ю. П., Седов В. В., Мерклин Л. Р., Зинкевич В. П., Левченко О. В., Баранов Б. В., Рудник Г. Б. Тектоническое строение хребта Ширшова (Берингово море)	3
Никишин А. М. Строение рифтовой системы Долин Меринер планеты Марс	2
Перфильев А. С., Коптева В. В., Куренков С. А. Особенности развития зон спрединга в современных и палеотектонических структурах	5
Петрищевский А. М. О гранитах, гранитизации и природе региональных разуплотнений земной коры на Дальнем Востоке	5
Прозоровский В. А. Роль киммерийских движений в формировании структур территории запада Средней Азии	6
Пушаровский Ю. М. Академик Николай Сергеевич Шатский (к 90-летию со дня рождения)	4
Пушаровский Ю. М., Ельников И. Н., Перфильев А. С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю. ш.	5
Пэк А. В., Снежко Е. А. О формировании структуры Тырнаузского рудного поля (Передовой хребет Северного Кавказа)	5
Разициин Ю. Н., Хубуна С. А., Цуканов Н. В. Тектоника восточной части Кроноцкого полуострова и формационная принадлежность базальтов (Камчатка)	1
Решение тектонического совещания «Закономерности формирования структуры континентов в неогее»	3

Рудаков С. Г. Корреляция основных тектонических рубежей в доальпийской эволюции Карпат и Восточных Альп	5
Руженцев С. В., Бадарч Г., Вознесенская Т. А. Тектоника Заалтайской зоны Монголии	4
Румянцева Н. А., Остроумова А. С. Сопоставление вулканических ассоциаций континентов и океанов в целях палеогеодинамических реконструкций	5
Савельева Г. Н., Денисова Е. А. Структура и петрология массива Средний Крака на Южном Урале	4
Самыгин С. Г., Хаин Е. В. Южный Урал и Северный Кавказ в палеозое — опыт сравнения	2
Сборщиков И. М., Руденко М. В. Структура рифтовой зоны хребта Рейкьянес и исландская термальная аномалия	2
Смишко Р. М. Главные разломы Донецкого бассейна и связанные с ними сдвиги	2
Соловьев Г. А. К вопросу о происхождении трещин отдельностей в каменноугольных отложениях Донецкого бассейна	5
Трифонов В. Г. Особенности развития активных разломов	2
Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б., Соловьев В. В., Хахалев Е. М. Тектоника Черноморской впадины	6
Устрицкий В. И. О соотношении Урала, Пай-Хоя, Новой Земли и Таймыра	1
Уткин В. П. Геодинамика растяжения земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану	1
Флоренский И. В., Трифонов В. Г. Новейшая тектоника и вулканизм Восточной вулканической зоны Камчатки	4
Фонсека Е., Залепугин В. Н., Эредиа М. Особенности строения офиолитовой ассоциации Кубы	4
Херасков Н. Н., Блажко В. М., Жамсран М., Лазуткин В. П., Чагнадорж Д., Эрхэмбатор Н. Кольцевые структуры Монголии	4
Хуторской М. Д. Тепловой поток, модель строения и эволюции литосферы Южного Урала и Центрального Казахстана	3
Чайкин С. И. Тектоническая природа и структурные особенности железисто-кремнистой формации КМА	1
Шекинский Э. М., Исаев Б. М., Али-заде С. А., Кенгерли Т. Н. Хаотические комплексы северного склона Юго-Восточного Кавказа	4
Шумлянский В. А. О границе между Днепровско-Донецкой впадиной и Донецким складчатым сооружением	6

Краткие сообщения

Жемеричко М. И. К вопросу образования разрывных нарушений континентальных рифтов	1
Лавров Г. Д., Отмас А. А. О связи локальных поднятий с региональными уклонами	6
Рослый И. С. Формирование структур Днепровско-Донецкой впадины в карбоне	5

Рецензии

Белов А. А., Рудаков С. Г. Гемерикум — сегмент рифтогенного бассейна Палеотетиса (о монографии П. Грещулы, вышедшей в издательстве технической и экономической литературы «Альфа» в г. Братислава, 1982. 263 с.)	4
Гатинский Ю. Г., Хаин В. Е. О новой тектонической карте Азии	5
Леонов Ю. Г. Геологическое строение Австрии	3
Хаин В. Е. Новое обобщение по тектонике Казахстана (о тектонической карте Восточного Казахстана м-ба 1:2 500 000 и объяснительной записке к ней, 1982)	1

Критика и дискуссии

Кириллова Г. Л., Турбин М. Т. К проблеме мезозойд Монголо-Охотской складчатой области	1
Петр Николаевич Кропоткин (К 75-летию со дня рождения)	6
Николай Александрович Штрейс (К 75-летию со дня рождения)	6

Хроника

Вопросы тектоники и региональной геологии на пятом конгрессе по геологии, минеральным и энергетическим ресурсам Юго-Восточной Азии (Куала-Лумпур, апрель 1984 г.)	2
Методологические основы экспериментальной тектоники (Научная сессия Секции «Экспериментальная тектоника и структурная геология» Межведомственного тектонического комитета)	6
Офиолиты во времени (Ежегодный симпозиум проекта № 195 МПГК)	5
Проблемы геологии офиолитов на Кубе	4
Совещание по тектонике, фациям и формациям Белоруссии и Прибалтики	1
20 лет журналу «Геотектоника»	5
40 лет Великой Победы	3
Годовой указатель журнала «Геотектоника» за 1985 г.	6

Редакционная коллегия:

Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

Ответственный секретарь М. С. МАРКОВ

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН,
Л. И. КРАСНЫЙ, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, А. А. МОССАКОВСКИЙ,
А. В. ПЕЙВЕ, В. Е. ХАИН**

Адрес редакции

**109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР
Телефон 230-81-77**

Зав. редакцией Б. Д. Гриль

Технический редактор Т. М. Кроткова

Сдано в набор 06.09.85	Подписано к печати 23.10.85	Т-17249	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}
Высокая печать	Усл. печ. л. 11,2	Усл. кр.-отт. 19,2 тыс.	Уч.-изд. л. 12,8
		Тираж 1684 экз.	Бум. л. 4,0
		Зак. 4586	

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

Цена 1 р. 40 к.
Индекс 70228

В 437
ОСТРОВИТЯНОВА 17-1-116
БАЛУЕВУ А С
70228

7

Геотектоника, 1985, № 6



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»