Академия наук СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

1

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1976

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ МОСКВА № 1, 1976

СОДЕРЖАНИЕ

Советская геотектоника в канун XXV съезда КПСС 3

Г. М. Власов. Островные дуги и новая глобальная тектоника 5

Ю. П. Непрочнов, Ю. Д. Евсюков, Л. К. Затонский, В. Н. Москаленко, Г. А. Семенов. Строение центральной части Восточно-Индоокеанского хребта по данным детальных исследований в 54-м рейсе НИС «Витязь» 17

Н. А. Афоничев, Л. И. Боровиков, А. В. Доливо-Добровольский, Н. В. Скублова, С. И. Стрельников, Н. А. Яковлев. Значение результатов дешифрирования космических фотоснимков 30

К. Эбблин. О катакластической деформации 45

М. А. Черноморский, В. И. Васильева. Опыт расшифровки псевдомоноклинали в монотонных гнейсовых толщах раннего докембрия (на примере Кольского полуострова) 51

В. А. Разницын. Тектоническое районирование и генезис структур северной зоны мелкой складчатости Донецкого бассейна 57

Ю. Н. Нагорный, В. Н. Нагорный. Особенности геологического развития Донецкого бассейна 74

А. С. Прокопченко. К вопросу методики палеотектонического анализа в условиях Донецкого бассейна 87

Д. Я. Ахбер, И. В. Мушкин. Кызылкумо-Нуратинский глубинный разлом (Тянь-Шань) 95

В. А. Шугин. Тектонические структуры западной части области сближения Памира и Тянь-Шаня 103

Т. П. Белоусов. К истории развития вертикальных тектонических движений Памира в плейстоцене и голоцене 111

М. Н. Шапиро. О северо-восточном продолжении Восточно-Камчатского синклинория 125

Краткие сообщения

В. М. Моралев, Б. М. Шмакин. Тектонические и физико-химические условия формирования докембрийских пегматитовых полей Индии 130

Критика и дискуссии

Я. Ф. Канана. О роли тектоники при образовании региональной зональности в некоторых рудных провинциях (по поводу статьи Г. И. Князева «Геотектоническое положение телетермального медного и свинцово-цинкового оруденения») 134

© Издательство «Наука», «Геотектоника», 1976 г.

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOTECTONICS

JANUARY — FEVRUARY MOSCOW № 1, 1976

CONTENTS

Soviet geotectonics on the eve of the XXV Congress of the Party of the Soviet Union 3
G. M. Vlasov. Island arcs and new global tectonics 5
Yu. P. Neprochnov, Yu. D. Evsyukov, L. K. Zatonsky, G. A. Semenov. Structure of the central part of the East Indo-Ocean Range based on the data of thorough studies carried out by «VITYAZ», Leg 54 17
N. A. Afonichev, L. I. Borovikov, A. V. Dolivo-Dobrovolsky, N. V. Skublova, S. I. Strelnikov, N. A. Yakovlev. Results of deciphering of cosmic photographs. 30
K. Ebblin. On cataclastic deformation 45
M. A. Chernomorsky, V. I. Vasilieva. Experience in deciphering a pseudomonocline in Early Precambrian monotonous gneiss strata (on the example of the Kola-Peninsula) 51
V. A. Raznitsin. Tectonic zonation and genesis of structures in the northern zone of minor folding of the Donets Basin 57
Yu. N. Nagorny, V. N. Nagorny. Peculiarities of geological development of the Donets Basin 74
A. S. Prokopchenko. On methods of the paleoclimatic analysis under conditions of the Donets Basin 87
D. Ya. Akhber, I. V. Muschkin. Kyzil-Kum-Nur-Ata deep fault (Tien-Shan) . . 95
V. A. Shugin. Tectonic structures of the western part of the convergence area of the Pamirs and Tien-Shan 103
T. P. Belousov. On the history of development of vertical tectonic movements of the Pamirs in Pleistocene and Holocene 111
M. N. Shapiro. On the north-eastern continuation of the East Kamchatka synclinorium 125

Short communications

V. M. Moralev, B. M. Shmakin. Tectonic and physico-chemical conditions of formation of Precambrion pegmatite fields of India 130

Critics and discussion

Ya. F. Kanana. On the role of tectonics in the formation of regional zonation in some ore provinces (relative to the article by G. I. Knyazev «Geotectonic position of telethermal copper and plumbum-zircon mineralization») . . . 134

СОВЕТСКАЯ ГЕОТЕКТОНИКА В КАНУН XXV СЪЕЗДА КПСС

Советский народ встречает 1976-ой год в обстановке большого подъема. Успешно выполнен девятый план развития народного хозяйства нашей страны, намечен план десятой пятилетки, созывается XXV съезд Коммунистической партии Советского Союза, которому предстоит наметить дальнейшие шаги в направлении достижения великой цели — построения коммунистического общества.

Советские геологи могут с удовлетворением отметить, что ими внесен большой вклад в развитие народного хозяйства СССР в девятой пятилетке. Это прежде всего относится к открытию новых залежей нефти и газа, приведшему к приросту их разведанных запасов и позволившему нашей стране выйти на первое место в ее добыче. Значительные успехи достигнуты и в разведке других видов полезных ископаемых.

Существенные сдвиги произошли и в развитии геологической науки. Одной из наиболее активно развивавшихся наук геологического цикла несомненно была и остается геотектоника. Регионально-тектонические исследования получили широкое распространение во всех регионах нашей страны от Белоруссии до Якутии и Северо-Востока, от Карелии до Кавказа и Средней Азии. Это выразилось, прежде всего, в создании новых тектонических карт — за эту пятилетку такие карты составлены и частично опубликованы для Кавказа, Украины, республик Средней Азии, Урала, Казахстана, Северо-Востока и некоторых других регионов. Советские тектонисты приняли активное участие в подготовке нового издания Международной Тектонической карты Европы и в работе по составлению тектонической карты Мира.

Принципиальное значение имел пересмотр фундаментального для геотектоники учения о геосинклиналях в свете новых данных, полученных при изучении дна океанов. Получили широкое признание представления о заложении геосинклиналей на коре океанического типа, о преобразовании этой коры в континентальную в ходе их развития. На этой основе начато создание тектонических карт нового типа, на которых должны быть отражены этапы развития и время образования континентальной земной коры.

Другие исследователи продолжали совершенствовать учение о тектонических режимах, которое переросло в учение об эндогенных режимах вообще. Обобщены данные по тектонике материков и слагающих их древних платформ и складчатых поясов.

Особое внимание привлекали к себе в последние годы рифтовые зоны как океанические, так и континентальные. Большие работы проведены советскими геологами в пределах крупнейших континентальных рифтовых систем Земли — Байкальской, а также Восточно-Африканской. Специальному изучению подверглась Исландия, традиционно рассматриваемая как выступающий на поверхность участок Срединно-Атлантического хребта.

Вместе с тем продолжали развиваться исследования по таким уже относительно хорошо изученным типам основных структурных элементов земной коры как древние и молодые платформы, эпигеосинклинальные и эпиплатформенные орогенные области. Были установлены новые особенности их структуры и развития, уточнены их соотношения в пространстве и во времени.

Материалы океанских экспедиций послужили мощным стимулом для развития исследований по тектонике океанов. Одним из наиболее важных результатов этих исследований явилось создание первой Тектонической карты Тихого океана. Предложена новая интерпретация строения Срединно-Атлантического хребта.

В работах советских тектонистов все шире и глубже используется геофизическая информация, объем и количество которой неизмеримо возросли за последнее десятилетие. Все теснее становится контакт с петрологами-магматистами и метаморфистами, с геохимиками, что в особенности проявляется в разработке столь важной комплексной проблемы, как проблема офиолитов.

В нашей стране в последние годы опубликовано несколько обобщающих монографий как по общей, так и региональной геотектонике.

Заметная роль в развитии тектонических исследований принадлежит Межведомственному Тектоническому комитету и его печатному органу — журналу «Геотектоника». Наш журнал, один из двух издаваемых в мире специализированных тектонических журналов, уже вступил в свое второе десятилетие. За первые десять лет своего существования «Геотектоника» завоевала определенный авторитет как у нас в стране, так и за рубежом, публикуя широкий спектр работ по самым различным вопросам структурной геологии, региональной и общей геотектоники. Ряд программных статей положил начало новым направлениям исследований в советской тектонической науке. На страницах журнала освещена большая дискуссия, которая ведется в настоящее время вокруг коренных вопросов теории тектогенеза. Традицией нашего журнала является публикация статей, отражающих различные представления и взгляды по принципиальным вопросам нашей науки.

Совершенно очевидно, что создание полноценной теории развития земной коры, учитывающей процессы в более глубоких недрах Земли и объясняющей весь круг эндогенных явлений на уровне современных знаний, было и остается важнейшей задачей нашей тектонической науки. В решении её одинаково вредны как поспешность и некритическое следование некоторым модным течениям, так и предвзятое отношение к уже оформившимся гипотезам.

В дальнейшем нашему журналу необходимо более активно отражать такие направления науки как тектоническая история докембрия, корреляция геологических процессов, связь геофизических черт строения земной коры и мантии с тектоническими структурами и особенностями их развития, связь тектоники и магматизма, тектоника океанов и изучение ранних стадий развития геосинклинальных систем.

В своей речи на торжественном заседании, посвященном 250-летнему юбилею Академии наук СССР Л. И. Брежнев сказал: «Идя навстречу своему XXV съезду, партия ждет от ученых все более глубокого и смелого исследования новых процессов и явлений, активного вклада в дело научно-технического прогресса, вдумчивого анализа возникающих проблем»...[1] Чтобы быть на высоте этих требований, внести максимальный вклад в общие усилия народа, необходимо всемерно повышать эффективность научных исследований, работать с полной отдачей сил и способностей, сконцентрировать силы и средства на решающих направлениях науки.

[1] «Правда», 8 октября 1975 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 1 Январь — Февраль 1976 г.

УДК 551.24.214:551.241.6

Г. М. ВЛАСОВ

ОСТРОВНЫЕ ДУГИ И НОВАЯ ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА

Признание островных дуг моделью геосинклинальных систем является положительной стороной глобальной тектоники. Но предполагаемый ее сторонниками механизм геосинклинального процесса не согласуется с особенностями островных дуг. Пытаясь объяснить эти противоречия, сторонники глобальной тектоники вынуждены признать периодичность геологических процессов, прерывистость расширения рифтов, существование глубоких «корней» в мантии у геосинклинальных структур и т. п. Глобальная тектоника, таким образом, эволюционирует, в значительной степени теряя свою механистичность. В качестве прогноза высказаны соображения о вероятных путях дальнейшего развития гипотез глобальной тектоники.

Несмотря на большой размах океанологических исследований, окраинно-материковые структуры изучены значительно детальнее, чем дно океана. Это, вместе со «свежестью» молодых островных дуг, возможностью наблюдать в их пределах многие современные процессы, делает островные дуги удобными «полигонами» для выяснения геологических закономерностей и проверки геотектонических гипотез. Насколько объяснимы с позиций глобальной тектоники особенности развития и строения молодых геосинклинальных систем окраин Тихого океана? В каком направлении будут развиваться в дальнейшем гипотезы глобальной тектоники? Анализ этих вопросов является главной темой настоящей статьи.

Наиболее отчетливо представления сторонников глобальной тектоники о механизме и последовательности развития островных дуг изложены в работах А. Митчелла, Х. Ридинга, Д. Белла (Mitchell, 1973; Mitchell, Reading, 1969, 1971; Mitchell, Bell, 1973), Д. Карига (Karig, 1971), У. Диккинсона и Т. Хатертона (Dickinson, 1968, 1970, 1971; Dickinson, Hatherton, 1967) и др. По А. Митчеллу и Х. Ридингу, изгиб и опускание движущейся со стороны океана литосферной плиты обусловливает образование зоны Беньофа и океанического желоба над ее выходом. На глубинах 120—150 *км* материал опускающейся плиты и верхней мантии плавится, образующаяся магма поднимается по вертикальным разломам, вызывая подводные извержения и рост вулканических островов. Вулканические процессы продолжаются **пока не прекратится движение литосферной плиты.** Тогда вследствие нарушения изостазии, вызванного прекращением литосферного опускания, над геосинклинальным трогом у выхода зоны Беньофа возникает поднятие (внешняя дуга). При возобновлении движения литосферной плиты перед поднятием внешней дуги образуется, уже несколько отступая в сторону океана, новая зона Беньофа и описанный процесс повторится снова.

Это, казалось бы, логичное объяснение встречается с противоречиями, если обратиться к условиям развития конкретных дуг, например Курильской. Согласно концепции тектоники плит, остановка «литосферного конвейера», дающего материал для выплавки андезитов, прекращает вулканическую деятельность во внутренней (вулканической) дуге и вызывает поднятие внешней, ближайшей к океану, дуги, т. е. сначала должна возникать цепь вулканических островов, а затем внешнее подня-

тие. Фактическая же последовательность образования поднятий в Курильской дуге (также как и в целом в Курило-Камчатской системе) обратная. В конце палеогена там сформировалось внешнее поднятие, а с неогена (местами, возможно, с позднего олигоцена) возникли вулканические острова внутренней дуги, которые и развивались в дальнейшем в течение всего неогена. Если бы внешнее поднятие и прекращение андезитового вулканизма во внутренней дуге действительно вызывались бы прекращением процесса субдукции, то длительный вулканизм в Большой Курильской дуге после поднятия Малой Курильской дуги был бы немыслим.

Можно указать другое противоречие. По концепции плит, накопление в океаническом желобе значительной толщи осадков возможно лишь после остановки литосферного конвейера (и вызванного этой остановкой прекращения андезитового вулканизма), так как движение литосферной плиты увлекает осадки на глубину, где они плавятся. Фактически же, как видно на примере Малой Курильской дуги, выполнение желоба осадками начиналось в позднем мелу сразу же после образования геоморфологически выраженной впадины желоба. Допустим даже, что процесс субдукции, образовав желоб, прекратился на длительное время (дав возможность накопления в желобе мощной толщи осадков) и возобновился лишь с начала миоцена (обусловив андезитовый вулканизм во внутренней островной дуге). В этом случае литосферный конвейер должен был при возобновлении движения перенести накопленные толщи на глубину, где они подверглись бы уничтожению (плавлению).

Маловероятность изгиба литосферной плиты у зоны Беньофа и плавления ее вместе с осадками желобов, увлекаемыми в глубину литосферным конвейером, показывает установленная сейсмическими исследованиями желобов спокойная горизонтально-слоистая структура их отложений.

Объяснение глобальной тектоникой образования андезитов преимущественно за счет плавления океанической коры (литосферных плит) приходит в противоречие с все большим числом данных, говорящих о непосредственной выплавке андезитов из вещества мантии (Горшков, 1967; Шейнманн, 1968; Kushiro, 1973, и др.).

Значительные трудности сторонники тектоники плит встречают при объяснении причин последовательного выдвижения зон Беньофа с фронтальными прогибами — океаническими желобами все далее в сторону океана. При общем движении литосферного конвейера от океана к континенту естественно было бы ожидать, что и геосинклинальные структуры будут перемещаться в том же направлении. Подобное перемещение предполагается А. Митчеллом, допускающим, что некоторые островные дуги, образовавшиеся внутри океана и мигрировавшие в течение периода расширения к их современному положению у края континента, имели обратный, чем сейчас, наклон зон Беньофа, т. е. в сторону океана. Нужно ли говорить о маловероятности подобного вращательного движения сейсмических зон, вертикальная глубина которых (до 700 *км*) выходит за пределы литосферы и астеносферы.

Наблюдающаяся периодичность в возникновении и развитии геосинклинальных систем, выраженных островными дугами, их последовательное отступание в сторону океана убедили А. Митчелла и многих других сторонников тектоники плит в невозможности непрерывного расширения дна океана. По А. Митчеллу, тихоокеанский литосферный конвеер работал (с перерывами) в течение позднего мела или эоцена, затем в позднем олигоцене или раннем миоцене и в период от плиоцена до настоящего времени. О невозможности экстраполяции модели постоянного спрединга на более раннее время, чем среднекайнозойское, пишут П. Липман и др. (Lipman et al., 1972). По Ж. Кулону (1973), распределение осадков в Ти-

хом океане совместимо лишь с прерывистым разрастанием дна океана. Р. Крумменахер (Krummenacher, 1973) устанавливает пятикратную смену условий растяжения (с подвиганием Тихоокеанской плиты под Американскую континентальную) сжатием (сопровождавшимся горообразованием) за время с палеозоя до неогена. Другие авторы (McKerrow, Ziegler, 1972) в течение лишь палеозоя выделяют 5 периодов сближения плит и замыкания располагавшихся между ними океанов. П. Фогт и др. (1972), анализируя магнитные аномалии, сделали вывод о неоднократных глобальных перерывах в разрастании дна в течение последних 200 млн. лет. Намечающиеся периоды изменений скорости разрастаний, по П. М. Рубинштейну (1967), совпадают с перерывами между фазами складчатости, гранитизации и метаморфизма. Скачкообразное перемещение зон Беньофа А. Митчелл объясняет, главным образом, утолщением коры на месте океанических желобов в результате накопления осадков, их смятия, поднятия и пр.

От периодичности процессов растяжения (спрединга) А. Митчелл естественно приходит к идее цикличности, выраженной в вулканогенных толщах островных дуг последовательным раскислением пород в каждом цикле растяжения. Все большее и большее раскисление пород предполагается им и от цикла к циклу. В конце концов, по А. Митчеллу, развивается мощная кора, отдельные участки которой по мощности, плотности и составу приближаются к континентальной коре.

Устанавливая скачкообразное (и в общем незначительное) перемещение зон Беньофа в сторону океана, А. Митчелл не исключает возможности, что некоторые зоны Беньофа существовали примерно на одном месте в течение очень продолжительного времени (например в районе Японских островов с палеозоя и доныне).

Периодичность тектоно-магматических процессов выявляется и при анализе истории позднемезозойско-кайнозойского вулканизма на западе Соединенных штатов Америки (Christiansen, Lipman, 1972; Lipman et al., 1972). Образование широкого мезозойско-кайнозойского вулкано-плутонического пояса на западе США сторонники тектоники плит связывают с выполаживанием зон Беньофа, вследствие чего их влияние распространилось на бóльшую площадь. Механизм субдукции обусловливал преимущественно известково-щелочной, андезитовый состав выплавок до конца палеогена. Начало миоцена явилось для запада США переломным моментом: андезитовый вулканизм почти повсеместно сменился базальтовым (с проявлением местами щелочной базальтоидной и контрастной базальт-липаритовой формаций). Прекращение выплавки андезитов американскими авторами связывается с нарушением механизма субдукции вследствие столкновения Американской плиты с Восточно-Тихоокеанским поднятием, при котором океанический желоб и, частично, зона Беньофа были разрушены. Механическое взаимодействие плит и влияние трансформных разломов создали условия растяжения, развитие систем сбросов, формирование седиментационных бассейнов, излияния базальтовых лав. В позднем неогене произошли поднятия обширных жестких блоков (например, плато Колорадо), что объясняется нарушением динамического равновесия, поддерживаемого ранее системой субдукции. Такова интерпретация с позиций глобальной тектоники причин, обусловливающих особенности мезозойско-кайнозойского магматизма для западной части США.

Трудно что-либо возразить против объяснения американскими исследователями большой ширины вулкано-плутонических поясов у побережья Северной Америки влиянием относительно пологих зон Беньофа. Действительно, для юрского и раннемелового времени, когда магматические процессы в Западной Америке локализовались в сравнительно узкой зоне Кордильер, угол наклона палеозоны Беньофа был определен,

по содержанию в магматических породах калия, в 50° (Dickinson, Hartherton, 1967). В палеогене, когда ареал магматизма значительно расширился, угол наклона зон Беньофа уменьшился до 25—15°. В конце палеогена проявилась тенденция к увеличению угла падения зоны Беньофа и соответственно произошло сокращение ареала андезитового вулканизма, который в плейстоцене ограничился лишь областью Каскадных гор. Реконструкция плейстоценовой зоны Беньофа под штатами Орегон и Вашингтон показывает ее падение в сторону материка под углом в 40—50° (Lipman et al., 1972). В Алеутской дуге крутые углы зоны Беньофа после причленения дуги к Аляскинскому полуострову уменьшаются до 15—20°. Контраст между узкими эвгеосинклиналями с начальным базальтовым магматизмом и широкими орогенными вулкано-плутоническими поясами объясним, таким образом, выполаживанием зон Беньофа по мере роста континентальной коры. Однако объяснение причин столь большого влияния зон Беньофа на магматизм огромных территорий механизмом субдукции, предлагаемым сторонниками тектоники плит, не может быть принято, так как оно опять-таки встречается с неразрешимыми противоречиями.

Начало миоцена было переломной эпохой не только для запада США, но и для всей Восточной Азии. В это время и в Азии большой масштаб получили излияния базальтовых и андезито-базальтовых лав, также местами имевших субщелочной характер и дававших контрастные по составу кислые дифференциаты (Власов, 1957). Процессы растяжения обусловили развитие сбросов, формирование крупных бассейнов с подводным вулканизмом (например, в Северо-Восточной Японии в районах распространения зеленых туфов). Конечно, местные движения субплит у Американского континента, столкновение Восточно-Тихоокеанского поднятия с Американской плитой (если даже допустить, что эти явления имели место) не могли вызвать подобную ломку тектонических условий и резкое изменение характера магматизма в пределах всего Тихоокеанского пояса. Причина специфичности условий раннемиоценового времени в Тихоокеанском секторе Земли, очевидно, какая-то более общая.

Процессы раннего миоцена хорошо объясняются общим растяжением в это время земной коры. Другими, кроме раннего миоцена, эпохами растяжения и базальтового магматизма в мезозойско-кайнозойской истории Восточной Азии были конец мела, конец среднего—начало позднего эоцена, поздний миоцен, конец плиоцена — начало плейстоцена (Власов, 1972, 1973). Позднеплиоценово-плейстоценовые излияния базальтов непосредственно предшествовали значительным поднятиям крупных блоков (с амплитудами до 1000 *м* и более)[1]. Естественно возникает вопрос: проявились ли в эти эпохи условия растяжения и базальтовый магматизм в западных районах США? Анализ материалов американских исследователей дает положительный ответ на этот вопрос. При определении времени базальтового магматизма на западе США исследователи (Lipman et al., 1972; Christiansen, Lipman, 1972, и др.) столкнулись с рядом обстоятельств, противоречащих их взглядам о развитии базальтового магматизма лишь с миоцена и о продолжении его в течение всего неогена: 1) базальтовые излияния начались местами (например, в юго-восточных районах) раньше начала миоцена, 2) в большинстве районов базальтовые излияния, начавшись в раннем миоцене, неоднократно повторялись затем в неогене и плейстоцене, 3) общая амплитуда колебаний времени начала базальтовых излияний от 1,5—3,0 млн. лет до 37

[1] В более раннее геологическое время глобальные проявления растяжения земной коры и массовых базальтовых излияний отмечались в средней и поздней юре, конце перми — начале триаса, девоне, позднем ордовике — раннем силуре, позднем протерозое — раннем кембрии, среднем протерозое, позднем архее — раннем протерозое (Власов, Попкова, 1974).

млн. лет, 4) местами базальтовые покровы чередуются с известково-щелочными (андезитовыми) лавами, 5) выявляется довольно много «аномалий» с временем начала базальтовых излияний (например, устанавливается присутствие эоценовых базальтов). П. Липман и другие исследователи, стремящиеся уложить возраст базальтов запада США в «прокрустово ложе» их представлений о начале базальтового магматизма в раннем миоцене, встретились во многих районах США с фактами многократности вулканических процессов. По материалам А. Уотерса (Woters, 1961), базальтовое плато р. Колумбии сложено разновозрастными эоценовыми, миоценовыми и плейстоценовыми базальтами. Возраст базальтов других районов часто совпадает с указанными выше эпохами растяжения. Определение абсолютного возраста щелочных базальтоидов юго-западной Невады показало их формирование в позднем миоцене — плиоцене (16—6 млн. лет). Позднемиоценовый же возраст имеют высокоглиноземистые базальты плато Орегон. Вулканиты Калифорнии преимущественно плиоценовые и плейстоценовые, частично миоценовые. Базальты Северной Сьерра-Невады изливались в позднем плиоцене (непосредственно перед поднятием блока Сьерры-Невады). Тот же плиоценово-четвертичный возраст имеют базальты Йеллоустонского плато (Christiansen et al., 1972).

Все это показывает существование в США (как и в Восточной Азии) разновозрастных базальтов. Намеченные А. Митчеллом и Х. Ридингом (Mitchell, Reading, 1971), причем как «одновременные» не только для США, но и для других районов Тихоокеанского пояса, эпохи спрединга и образования океанических желобов (позднемеловое или эоценовое, раннемиоценовое и плиоцен — современное время) как раз и соответствуют периодам общего растяжения коры и излияния базальтовых лав. Опускания и излияния базальтов происходили как на континентах, так и на дне океана. Бурение на дне Индийского океана не подтвердило существования крупных литосферных плит, двигающихся в стороны от океанического хребта (Пущаровский, Безруков, 1973). Оно показало крупные погружения некоторых участков дна (с мелового времени на 6—6,5 тыс. *м*), причем в тех случаях, когда имелась возможность определить начало опусканий, оно датировалось поздним мелом, эоценом или миоценом; такой же возраст имеют и погребенные осадками базальты.

Существование нескольких эпох базальтовых излияний, как в Восточной Азии, так и на западе США, периодичность излияний базальтов, перемежающихся с вулканическими породами другого состава, в том числе известково-щелочными, лишают убедительности заключения сторонников глобальной тектоники о непрерывности процесса субдукции по крайней мере с позднего мела до начала миоцена и о местных столкновениях субплит, как причине развития на западе США базальтового магматизма. Многократные излияния базальтов в конце мезозоя и в кайнозое были связаны, очевидно, с былыми эпохами растяжения коры, общими для всего Тихоокеанского пояса.

По представлениям сторонников глобальной тектоники плит, срединно-океанические хребты с рифтами и островные дуги являются взаимосвязанными структурами, обусловленными конвекционными течениями в астеносфере, вызывающими растяжение в центральных частях океана и сжатие у окраин континентов. Мы видим из ранее сказанного, что растягивающие напряжения неоднократно проявлялись в мезозое-кайнозое и у окраин континентов, в островных дугах и краевых вулканических поясах. С другой стороны, изучение магнитных аномалий дна океана показывает, что растяжение проявлялось в рифтах прерывисто и временами сменялось сжатием (Деменицкая, Карасик, 1971; Avery et al., 1968; Girdler, 1969; Фогт и др., 1972; Кнопов, 1972). На проявления сжатия в рифтовых структурах указывают результаты измерения напряженного состояния пород к западу и востоку от центрального рифта Исландии:

вопреки ожиданиям там зарегистрировано существование в настоящее время значительного горизонтального сжатия (Кропоткин, 1973). Гранитоидные породы, обнаруженные в Срединно-Атлантическом хребте (Аументо и др., 1973), вероятно, образовались в условиях сжатия. С позиций глобальной тектоники трудно объяснить прерывистость спрединга, остановки литосферных плит, движение которых обусловлено глубинными конвекционными течениями. В то же время смена в рифтах условий растяжения напряжениями сжатия вполне естественна при учете периодичности этих явлений, проявленной повсеместно в Тихоокеанском поясе.

Обращает внимание примерная одновременность образования Восточно-Тихоокеанского поднятия, Восточно-Индийского океанического хребта и эвгеосинклинальных прогибов внешних дуг Восточной Азии. Время их образования приурочено к переломной для Тихого океана позднемеловой — раннепалеогеновой эпохе. Восточно-Индийский океанический хребет, по заключению Ю. М. Пущаровского и П. Л. Безрукова (1973), сформировался в течение относительно короткого интервала времени — с конца позднего мела до среднего эоцена. Описывая результаты бурения на дне Индийского океана, эти авторы подчеркивают, что при разновременности базальтовых излияний Индийского, Тихого и Атлантического океанов возраст большинства базальтовых формаций укладывается в рамки позднего мезозоя — палеогена и что «движения, которые удается установить в разрезах дна океана, по времени в общем коррелируются с движениями, известными на суше (например альпийскими и ларамийскими)» (1973, стр. 9).

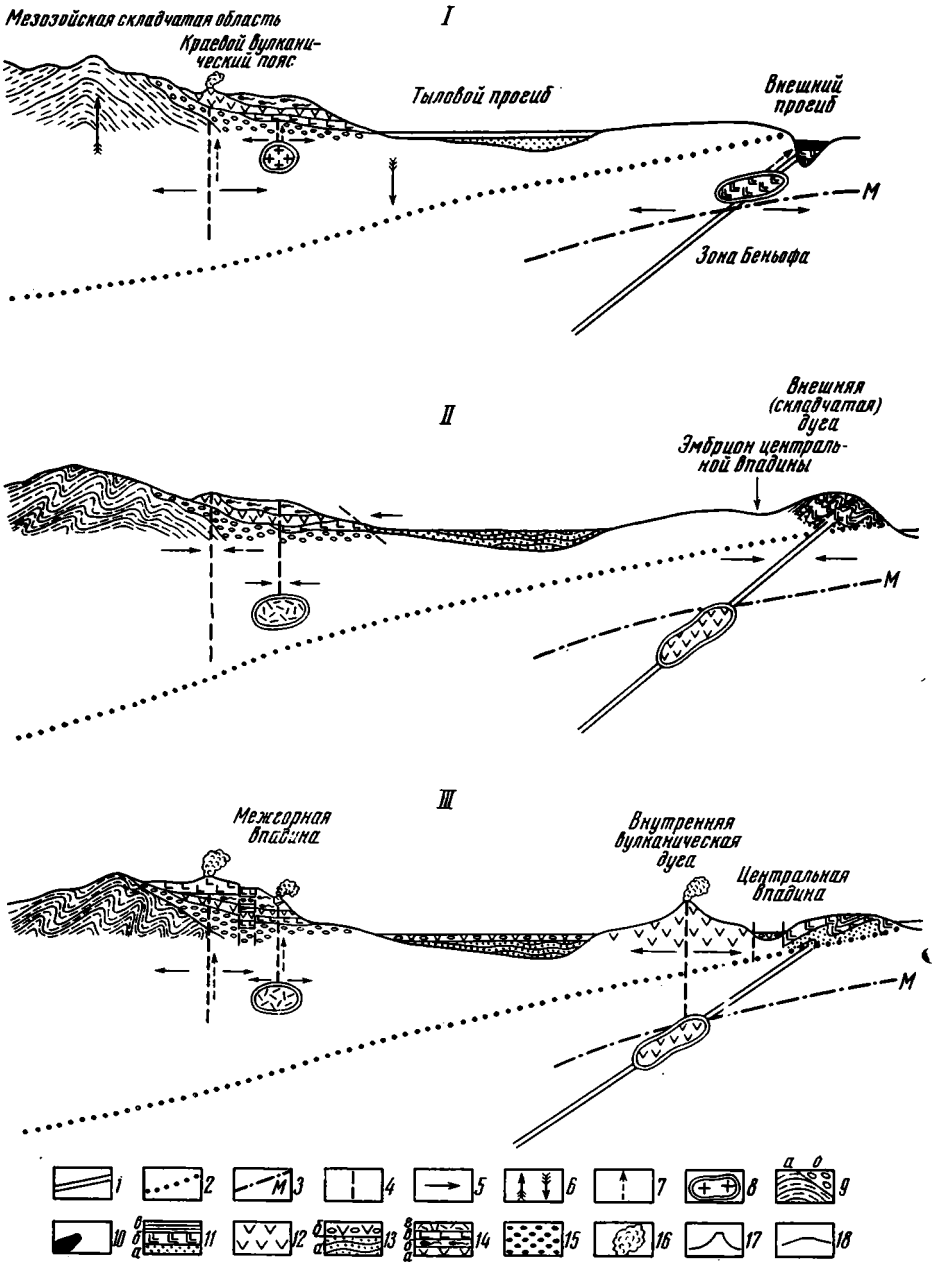
Срединно-океанические рифты и эвгеосинклинали не только синхронны по развитию, но и сходны по составу магматических продуктов, постмагматическим газогидротермальным процессам, геохимии рудных проявлений и пр. Из срединно-океанических рифтов известны толеитовые базальты, ультрабазиты, амфиболиты и другие зеленокаменные породы, т. е. комплекс пород, характерный для ранних стадий развития эвгеосинклиналей. Наиболее молодые островные дуги (например, Южно-Сандвичевы острова) характеризуются распространением толеитовых базальтов, очень сходных по низкому содержанию калия с базальтами срединно-океанических хребтов. В пользу возможности рассматривать срединно-океанические хребты как эмбрионы геосинклиналей говорит, по мнению А. А. Маракушева и Т. И. Фроловой (1972), понижение возраста базальтов океанического ложа с приближением как к срединно-океаническим хребтам, так и к современным геосинклинальным структурам дуг (например, Алеутской). К выводу о близком соответствии океанического и рифтового магматизма магматизму начальных стадий развития эвгеосинклиналей пришел П. Е. Бевзенко (1973) после сравнения петрохимических особенностей их магматических продуктов. По мнению С. В. Москалевой (1972), особенности распределения гипербазитов в геосинклинальных толщах хорошо согласуются с рифтогенным происхождением первичных геосинклинальных прогибов. По данным В. И. Злобина и др. (1971), А. Е. Дж. Энгель и Ц. Г. Энгель (1968), базальты рифтовых зон Индийского, Тихого и Атлантического океанов и Курильской островной дуги оказываются тождественными по содержанию меди (относительно равномерному с колебаниями в пределах 80—150 *г/т*), тогда как континентальным базальтам присущи резко колеблющиеся содержания меди (от 40—70 до 300—400 *г/т*). Эвгеосинклинальные и рифтовые зоны характеризуются примерно одинакового порядка тепловыми потоками (Lee, Ueda, 1965; Смирнов, 1966) и сходными гравиметрическими характеристиками (Кулон, 1973).

Попытка А. Миясиро и др. (1973) противопоставить метаморфизм магматических пород срединно-океанических хребтов и орогенических поясов кажется неудачной. Цеолитовая, зеленосланцевая и амфиболито-

вая фации метаморфизма, установленные в срединно-океанических хребтах, широко распространены и в эвгеосинклиналях (позднее преобразующихся в орогенные пояса). Причем в большинстве случаев эти зеленокаменные изменения связаны как в эвгеосинклиналях, так, видимо, и в океанических хребтах с очень ранними по существу постмагматическими процессами, накладывающимися на вулканиты основного и среднеосновного состава вслед за их излиянием. На последнее указывает, в частности, «ретроградный» характер метаморфизма, поскольку изменения подводных вулканитов происходят в условиях остывания и кристаллизации магматических пород.

Таким образом, в сходстве срединно-океанических рифтов с эвгеосинклиналями (в ранних стадиях их развития) вряд ли можно сомневаться. Мнение Л. П. Зоненшайна (1971), что эвгеосинклинальные зоны в начале их развития представляют океанические рифты кажется достаточно обоснованным. Однако на вопрос: разовьются ли впоследствии все океанические рифты в геосинклинальные системы подобные островным дугам? — нельзя ответить утвердительно. Часть океанических рифтов может превратиться в эвгеосинклинали, некоторые же из них, возможно, не будут эволюционировать так далеко. Наряду с чертами сходства с эвгеосинклиналями океанические рифты отличаются от последних значительно меньшей глубиной сопряженных с ними эпицентров землетрясений, меньшей мощностью слоя с пониженными сейсмическими скоростями, т. е. меньшей глубиной магмогенерирующих структур (Горшков, 1967). Это, а также расположение систем дуг преимущественно вблизи континентов и определяют в основном различия в развитии островных дуг и океанических хребтов. Высокие давления в глубинных структурах островных дуг обусловливают выплавку из верхней мантии андезитовых магм, что является важнейшим этапом формирования коры переходного, а затем континентального типа. В структурах же океанических хребтов процесс генерации магм преимущественно базальтовых развивается в самых верхах мантии и существенной перестройки земной коры не вызывает. В прогибы островных дуг приносится масса обломочного материала сиалического состава с расположенных вблизи континентов, что также способствует формированию сиаля. Срединно-океанические же рифты лишены этого дополнительного источника кремнекислого материала. Эти обстоятельства, видимо, определили относительную консервативность структур океанических рифтов, почему они, зародившись одновременно, или почти одновременно с близконтинентальными эвгеосинклиналями, продолжают до настоящего времени рифтовое развитие с образованием коры океанического типа. Тем не менее в случае углубления магмогенерирующих структур возможен последующий переход рифтов в эвгеосинклинали. Распространенность калиевого метасоматоза в эвгеосинклиналях в сравнительно поздние этапы их развития указывает на то, что это развитие происходит в условиях углубления магмогенерирующих структур.

Следовательно, эвгеосинклинальные зоны и срединно-океанические хребты являются не столь уж контрастными образованиями в отношении времени образования и развития, характера магматизма и метаморфизма, условий сжатия — расширения. Механизм как рифтообразования, так и заложения эвгеосинклиналей связан с растяжением земной коры, а последующее развитие тех и других структур — с чередованием периодов растяжения и сжатия. И в рифтах и в эвгеосинклиналях образование магм (в рифтах преимущественно базальтовых, в эвгеосинклиналях преимущественно базальтовых и андезитовых) осуществляется, очевидно, за счет частичного плавления вещества мантии. В целом молодые геологические структуры окраин континентов представляются в виде общего сложного позднемелового—кайнозойского комплекса, в составе которого имеются структуры догеосинклинальные или начальногеосинкли-



Стадии развития молодой геосинклинальной системы Тихоокеанского пояса
I, II, III — стадии развития

1 — зона Беньофа; *2* — нижняя граница континентальной (и переходного типа) коры; *3* — нижняя граница океанической коры; *4* — глубинные разломы (трещины растяжения); *5* — направления растягивающих и сжимающих усилий; *6* — общие поднятия и опускания; *7* — пути подъема магмы; *8* — магматические очаги (гранитоидной и других магм); *9* — мезозойские складчатые породы (*а* — собственно геосинклинальные формации, *б* — орогенные молассы); *10* — ультрабазиты; *11* — отложения внешних прогибов: *а* — песчано-сланцевая формация, *б* — спилито-диабазовая серия формаций, *в* — флиш; *12* — вулканиты внутренней дуги (геоантиклинали); *13* — отложения краевых прогибов: *а* — морская (нефтеносная) и континентальная (угленосная) молассы, *б* — вулканогенная моласса; *14* — вулканиты краевого вулканического пояса: *а* — трахиандезитовая формация, *б* — игнимбритовая формация, *в* — платобазальты, *г* — трахилипаритовая формация; *15* — отложения межгорных впадин; *16* — субаэральная вулканическая деятельность; *17* — андезитовые стратовулканы; *18* — базальтовые щитовидные вулканы

нальные (океанические рифты), геосинклинальные (островные дуги) и постгеосинклинальные (молодые складчатые области).

Представления автора о главных стадиях развития позднемелового—кайнозойского комплекса островных дуг Тихого океана схематически представлены на рисунке (рисунок). Процессы растяжения в позднемеловое время обусловили образование внешних эвгеосинклинальных прогибов с начальным базитовым и ультрабазитовым вулканизмом (рисунок, I). Последующее продолжительное сжатие земной коры в палеогене вызвало интенсивную складчатость отложений внешних прогибов, появление на месте последних поднятий, формирование мантийных очагов андезитовой и коровых очагов трахилипаритовой магмы (рисунок, II). При растяжении в начале миоцена эти магмы получили доступ к поверхности, сформировались внутренние вулканические дуги, а в пределах краевых поясов развилась базальт-трахилипаритовая ассоциация пород, связанных с разноглубинными очагами (рисунок, III).

Отсутствие предполагаемой сторонниками глобальной тектоники контрастности в характере напряжений в срединно-океанических рифтах и геосинклиналях (рифты — структуры растяжения, геосинклинали — структуры сжатия) делает сомнительным механизм субдукции, связанный с передачей напряжений через океан от срединно-океанических хребтов к континентам. В этом случае источником энергии геосинклинального процесса было бы изменение глобального поля напряжений вследствие динамического взаимодействия океанической и континентальной плит (Хаин, 1974). Второй возможный случай — питание геосинклинального процесса энергией из мантии через интенсивный тепловой поток, поднимающийся главным образом вдоль глубинных разломов — зон Беньофа (Шейнманн, 1968). Эти случаи подразумевают существенные вариации общего хода геосинклинального процесса. В первом варианте при «рождении» геосинклинали поднятие вулканической дуги происходит одновременно с развитием прогиба «или даже должно опережать возникновение сопряженного с ней прогиба» (Хаин, 1974, стр. 12). Зона Беньофа может развиться в относительно позднюю стадию геосинклинального процесса на границе тектонической неоднородности. Во втором варианте, поскольку геосинклинальное развитие вызывается мантийными процессами, для возникновения геосинклинали необходимо, чтобы уже существовал «проводник» мантийной энергии, т. е. зона Беньофа. На выходе зоны образуется эвгеосинклинальный (внешний) прогиб, а поднятие внутренней вулканической дуги представляет уже относительно позднее явление (знаменующее переход от собственного геосинклинальной к орогенной стадии). В тихоокеанских островных дугах наблюдаются последнего вида возрастные взаимоотношения между эвгеосинклинальными прогибами и геоантиклинальными поднятиями внутренних вулканических дуг. Это говорит в пользу второго варианта, т. е. мантийного источника энергии геосинклинального процесса.

Следует сказать, что сторонниками глобальной тектоники роль зон Беньофа отнюдь не преуменьшается. Эти зоны правильно характеризуются ими как определяющие в основном зональное распределение магматических пород и различного состава руд в окраинноконтинентальных областях. Но очевидно, что выплавка магмы у зон Беньофа возможна за счет глубинного тепла и без участия тепла от трения океанической и материковой плит. Механизм субдукции здесь, таким образом, оказывается излишним, и не случайно некоторыми сторонниками глобальной тектоники высказываются соображения о том, что зоны Беньофа могут быть объяснимы и без привлечения больших горизонтальных перемещений крупных плит литосферы (Kuttina, 1973, и др.). Глубоководные впадины краевых морей (например, Южно-Охотская) могли образоваться вследствие растяжения земной коры в одну из последних эпох общего расширения Земли (возможно позднеплиоценово-плейстоценовую?). Наиболь-

шим растягивающим напряжениям естественно подвергались тыловые части геосинклинальных систем, тогда как у фронта их могли сохраняться вследствие малоамплитудного подвигания океанической коры условия сжатия. Последние проявлялись во внешних дугах изоклинальной складчатостью, надвигами в сторону океана, метаморфизмом давления, образованием олистостром, меланжа. Неравномерность растяжения вдоль протяженных эвгеосинклиналей и рифтов обусловливала образование поперечных («трансформных») разломов с сдвигами.

Признание прерывистости процесса раздвижения океанических рифтов и перемещения литосферных плит влечет за собой изменение представлений о больших перемещениях плит, которые допускались сторонниками глобальной тектоники. Очевидно, скорости рассчитанные для отдельных периодов раздвижения рифтов нельзя экстраполировать на все геологическое время, большая часть которого приходилась на эпохи сжатия. К этому можно добавить, что природа аномальных магнитных масс на дне океанов пока не выяснена и синхронизация океанических магнитных аномалий делается в значительной степени условно (Кулон, 1973). По мнению Г. Вундерлиха (Wunderlich, 1974), эти палеомагнитные данные скорее отражают перемещение фронта охлаждения лав (ниже точки Кюри), чем расширение дна океана. К отказу от крайних мобилистских представлений ведет также и признание сторонниками тектоники плит существования в течение длительного времени на одном месте сверхглубинных разломов — зон Беньофа. Противоречит мобилизму также и устойчивость, продолжительное развитие на одном месте многих металлогенических зон (Радкевич, 1974). Объяснение рядов вулканов последовательным прохождением движущихся литосферных плит над «горячими точками» в мантии (Morgan, 1972; Clague, Jarrard, 1973, и др.) неудовлетворительно. Эти ряды в вулканических областях континентов и островных дуг обычно составляют системы из взаимно пересекающихся линий вулканов различных направлений (например, в Курило-Камчатской дуге северо-восточного, северо-западного и субмеридионального). На дне океана линии вулканов располагаются вдоль трещин растяжения, обычно перпендикулярных направлению предполагаемых конвекционных потоков мантии (Менард, 1966). Линейное расположение вулканов на разломах естественно объясняется в различных случаях последовательным развитием разломов по простиранию, перемещением вулканических центров вдоль трещин вследствие закупорки вулканических каналов (Власов, 1960), углублением с течением времени магматических очагов вдоль зон Беньофа (Мархинин, Стратула, 1971).

Появление в построениях сторонников глобальной тектоники «субконтинентальных» и еще более мелких океанических плит (например, ограниченных трансформными разломами) отмечает по существу отказ от ограниченного числа (шести) литосферных плит, переход к представлениям об общем блоковом строении земной коры. Проявления сейсмичности Средиземноморской зоны также лучше согласуются с относительными движениями мелких блоков, чем крупных плит (McKenzie, 1972).

Таким образом, глобальная тектоника постепенно отходит от своих крайних механистических представлений. Переход на «рельсы» периодичности геологических процессов, учет чередования в истории Земли эпох сжатия и периодов расширения — заставит, вероятно, сторонников тектоники плит в конце концов отказаться от предложенного ими механизма образования геосинклиналей и дать другое более правильное решение. Поскольку планетарное или космическое происхождение явлений сжатия и расширения Земли обусловливает их глобальное и почти синхронное проявление, новое объяснение механизма, управляющего движениями литосферы, вероятно, будет таким же всеобъемлющим и привлекательным для геологов, как и пропагандируемые сейчас движения и столкновения плит.

Можно думать, что эволюция взглядов сторонников глобальной тектоники приведет к тому, что основу этой концепции в конечном счете составят следующие положения:

1) океанические рифты — эмбрионы эвгеосинклиналей; часть их может преобразоваться в геосинклинальные системы;

2) островные дуги — модель геосинклинальной системы;

3) геосинклинальные (включая орогенные) процессы связаны с сверхглубокими разломами, проникающими в мантию;

4) геосинклинальные системы в ранние стадии их развития питаются мантийными магматическими продуктами;

5) источником энергии геосинклинальных процессов являются тепловые потоки, идущие из мантии вдоль зон Беньофа;

6) основой механизма движений литосферы является периодическая смена условий сжатия и расширения земной коры, обусловленная планетарными или космическими причинами;

7) закономерные движения литосферы значительно усложняются общим блоковым строением земной коры;

8) горизонтальные движения участков литосферы сравнительно ограничены как по скорости движения, так и по суммарным перемещениям.

Если этот прогноз оправдается, глобальная тектоника приобретет многочисленных новых сторонников. Действительно ли будет так, или это только желаемое — покажет будущее.

Литература

Аументо Ф., Ланкаревик Б. Д., Росс Д. И. Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с. ш.).— В сб.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.

Бевзенко П. Е. Типы ассоциаций и химическая эволюция океанических базальтов.— В сб.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, «Наука», 1973.

Власов Г. М. История кайнозойского вулканизма Тихоокеанских окраин СССР.— Тр. 20 сессии междунар. геол. конгресса. Проблема «Кайнозой», Мехико, 1957.

Власов Г. М. Особенности кратерно-озерных отложений.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1960, т. 35, № 6.

Власов Г. М. Некоторые особенности развития Тихоокеанского подвижного пояса в позднемеловое и кайнозойское время.— Сов. геология, 1972, № 4.

Власов Г. М. Минерагенические особенности вулканических зон различных типов в Тихоокеанском поясе.— В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. X. М., «Наука», 1973.

Власов Г. М., Попкова М. И. Эпохи расширения и массовых базальтовых излияний в истории Земли.— В сб.: Геодинамика вулканизма и гидротермальные процессы, Петропавловск-Камчатский, 1974.

Горшков Г. С. Островные дуги и океанические хребты — вулканизм и геофизические поля.— В сб.: Вулканизм и геохимия его продуктов. Тр. Ин-та вулканологии, вып. 34, М., «Наука», 1967.

Деменицкая Р. М., Карасик А. М. Проблема генезиса Северного Ледовитого океана.— В сб.: История мирового океана. М., «Наука», 1971.

Злобин Б. Н., Леонова, Л. Л., Дмитриев Л. В. Геохимические аномалии меди в базальтах из различных типов земной коры.— В сб.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971.

Зоненшайн. Л. П. Геосинклинальные процессы и «новая глобальная тектоника».— Геотектоника, 1971, № 6.

Кнопов А. Дрейф материков и конвекция.— В сб.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.

Кропоткин П. Н. Тектонические напряжения в земной коре по данным непосредственных наблюдений.— В сб.: Напряженное состояние земной коры. М., «Наука», 1973.

Кулон Ж. Разрастание океанического дна и дрейф континентов. М., «Недра», 1973.

Мархинин Е. К., Стратула Д. С. Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли.— В сб.: Вулканизм и глубины Земли, «Наука», 1971.

Маракушев А. А., Фролова Т. И. Достижения и проблемы региональной петрологии.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1972, № 12.

Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.

Миясиро А., Сидо Ф., Юинг М. Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта для 24—30° с. ш.— В сб.: Петрология изверженных и магматических пород дна океана. М., «Мир», 1973.
Москалева С. В. Проблема гипербазитов.— В сб.: Проблемы геологии, петрологии, рудогенеза. Свердловск, 1972.
Пущаровский Ю. М., Безрикова П. Л. О тектонике восточной части Индийского океана.— Геотектоника, 1973, № 6.
Радкевич Е. А. Современная концепция глобальной тектоники в свете металлогенических данных.— Геол. и геофиз., 1974, № 7.
Рубинштейн М. М. Орогенические фазы и периодичность складкообразования в свете данных абсолютной геохронологии. Геотектоника, 1967, № 2.
Смирнов Я. Б. Тепловой поток на дне акватории.— Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 2.
Фогт П. Р., Шнейдер Э. Д., Джонсон Г. Л. Кора и верхняя мантия под океанами.— В сб.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
Хаин В. Е. Учение о геосинклиналях на новом этапе развития геологической науки.— Вестн. Моск. ун-та, 1974, № 2.
Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.
Энгель А. Е. Дж., Энгель Ц. Г. Горные породы ложа океана.— В сб.: Основные проблемы океанологии. М., «Наука», 1968.
Avery O. E., Burton G. D., Heirtzler J. R. An aeromagnetic survey of the Norwegia Sea.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, No. 14.
Christiansen R. L., Lipman P. W. Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the Western United States., 11, Late cenozoic. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A-271. Printed in Great Britain, 1972.
Clague D. A., Jarrard R. D. Tertiary Pacific plate motion deduced from the Hawaiian-Emperor chain.— Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 84, No. 4.
Dickinson W. R., Hatherton T. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific.— Science, 1967, v. 157, No. 4.
Dickinson W. R. Circum-Pacific andesite types.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73.
Dickinson W. R. Relations of andesites, granites and derivative sandstones to arc-trench tectonics.— Rev. Geophys. and space phys., 1970, v. 8, No. 4.
Dickinson W. R. Plate tectonics of geosynclines. Earth Planet.— Sci. Lett., 1971, v. 10, No. 2.
Girdler R. W. The Red Sea- A geophysical back ground.— In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. N. Y. Springer verlag, 1969.
Karig D. E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 11.
McKenzie D. Active tectonics of the Mediterranean region. Geophys.— J. Roy. Astron. Soc., 1972, v. 30, No. 2.
McKerrow W. S., Ziegler A. M. Palaeozoic oceans.— Nature, 1972, v. 240, No. 100.
Krummenacher R. Sur la formation des Andes Colombienues.— Eclog. geol. helv., 1973, v. 66, No. 2.
Kushiro J. Origin of some magmas in oceanic and circum-oceanic regions.— Tectonophysics, 1973, v. 17, N.o 3.
Kuttina J. Structural control of volcanic ore deposits in the context of global tectonics. Simposium.
Lee W., Ueda S. Review of heat feow data terrestrial heat flow. Geoph. Monogr. Amer. Geoph. Union, 1965.
Lipman P. W., Prostka H. J., Christiansen R. L. Cenozoic Volcanism and plate-tectonic evolution of the Western United States. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A-271, part I. Early and middle cenozoic, 1972.
Mitchell A. H. Metallogenic belts and angle of dip of Benioff zones.— Nature Phys. Sci., 1973, v. 245, No. 143.
Mitchell A. H., Reading H. G. Continental margins, geosynclinales, and ocean floor spreading.— J. Geol., 1969, v. 77, No. 6.
Mitchell A. H., Reading H. G. Evolution of Island arcs,— J. Geol. 1971, v. 79, No. 3.
Mitchell A. H., Bell J. D. Island-arc evolution and related mineral deposits.— J. Geol. 1973, v. 81, No. 4.
Morgan W. J. Deep mantle convection plumes and plate motions.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, v. 56, No. 2.
Woters A. S. Stratigraphic and litology variation of basalt rives Colombia.— Amer. J. Sci., 1961, v. 259, No. 8.
Wunderlich H. G. Тектоника плит в критическом свете. РЖ Геология, 1974, № 2.

Институт тектоники и
геофизики ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Статья поступила
28 июня 1974 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 1 Январь — Февраль 1976 г.

УДК 551.242.2(267)

Ю. П. НЕПРОЧНОВ, Ю. Д. ЕВСЮКОВ, Л. К. ЗАТОНСКИЙ, В. Н. МОСКАЛЕНКО, Г. А. СЕМЕНОВ

СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ИНДООКЕАНСКОГО ХРЕБТА ПО ДАННЫМ ДЕТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В 54-м РЕЙСЕ НИС «ВИТЯЗЬ»

В 54-м рейсе НИС «Витязь» выполнены геоморфологические и сейсмические исследования в районе Восточно-Индоокеанского хребта. Построены детальные карты рельефа дна, поверхности акустического фундамента и мощностей осадков. На вершинной поверхности хребта в осадочной толще выделены три основные отражающие границы, разделяющие породы разного возраста и состава. На основе сопоставления с материалами глубоководного бурения верхний слой осадков (100—200 *м*) отождествлен с органогенными илами (плейстоцен — верхний миоцен), второй (200—400 *м*) — с аналогичными отложениями, но обогащенными в верхней части фораминиферами (средний миоцен — эоцен), третий (100—400 *м*) — с пачкой мергелей, лагунных и вулканических отложений (верхний палеоцен), акустический фундамент (глубина 400—1000 *м*) — с базальтовыми породами.

Выявлено сильно расчлененное, блоковое строение хребта, обнаружены многочисленные разломы разного возраста. Полученные в рейсе донными сейсмографами данные о локальной сейсмичности свидетельствуют о современной тектонической активности Восточно-Индоокеанского хребта.

ВВЕДЕНИЕ

Восточно-Индоокеанский хребет представляет собой одну из крупнейших тектонических структур Индийского океана (Безруков, Канаев, 1963; Удинцев, 1965; Тектоника Евразии, 1966; Тектоническая карта Евразии, 1966). Он протянулся в меридиональном направлении по 87—90° в. д. почти на 5000 *км*. Поверхность гребня хребта расположена в среднем на глубинах 2,0—2,5 *км*, ширина его основания составляет около 200 *км*.

По особенностям морфологии Восточно-Индоокеанский хребет относится к глыбовым хребтам, имеющим характерную линейную ориентировку и резко возвышающимся над прилегающей поверхностью дна океанического ложа. Вершинная поверхность хребта относительно выровнена, а склоны раздроблены многочисленными уступами значительной крутизны (Канаев, 1964, 1972).

Как показали рекогносцировочные сейсмические исследования методом отраженных волн (МОВ) и непрерывное сейсмическое профилирование (НСП), вершинная поверхность хребта покрыта слоем неуплотненных осадков мощностью 0,4—0,5 *км*, тогда как в прилегающих котловинах (южнее 10° ю. ш.) их мощность составляет всего лишь 0,1—0,2 *км* (Непрочнов и др., 1964; Непрочнов, 1973; Ewing et al., 1969). Это повышение мощностей осадков на хребте большинство исследователей связывают с карбонатным осадкообразованием (Безруков, 1964; Ewing et al., 1969).

Сведения о глубинном строении земной коры Восточно-Индоокеанского хребта пока недостаточно детальны: на нем было расположено только три профиля ГСЗ (рис. 1) — профиль 24 — английской экспеди-

ции на «Челленджере» (Gaskell et al., 1958), профиль 53 — американской экспедиции (Francis, Raitt, 1967) и профиль 15 — экспедиции на НИС «Витязь» (Непрочнов и др., 1967). На всех трех профилях под неуплотненными осадками обнаружены породы со скоростями 3,9—5,2 *км/сек*, мощностью 3—5 *км*, которые подстилаются породами со скоростями 6,6—6,8 *км/сек*, характерными для основного, третьего слоя коры океанического типа. Общая мощность земной коры на профиле 15 около 10 *км* (неуверенное определение), на профиле 24 она не опреде-

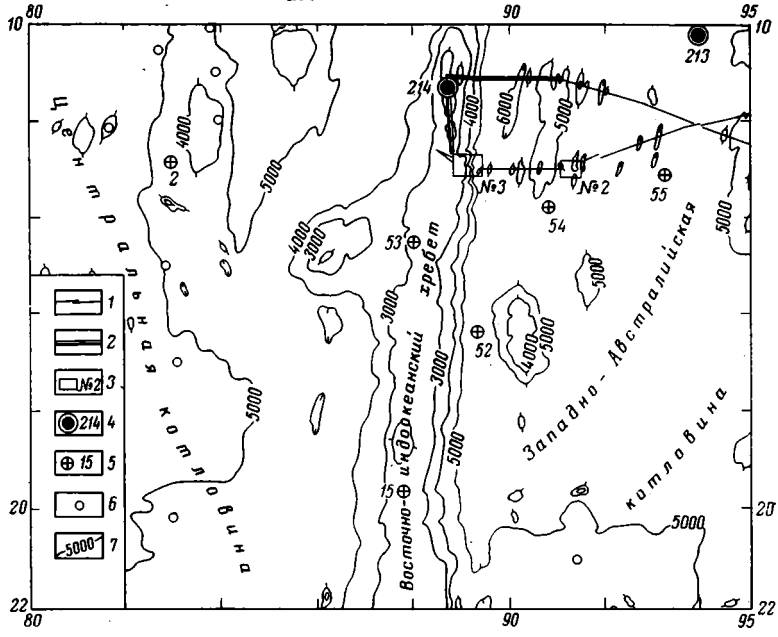


Рис. 1. Схема расположения полигонов, профилей геофизических работ и буровых скважин. *1* — маршрут 54-го рейса НИС «Витязь»; *2* — профили НСП; *3* — полигоны детальных исследований; *4* — буровые скважины судна «Гломар Челленджер»; *5* — профили ГСЗ; *6* — станции точечного зондирования МОВ; *7* — изобаты, *м*. Рельеф дна показан по карте «Индийский океан» (1965) с исправлениями по данным 54-го рейса

лена, а на профиле 53 вместо обычной для поверхности Мохоровичича скорости 8,1 *км/сек* получено значение 7,1 *км/сек* при мощности коры около 20 *км* (также неуверенные определения).

По данным региональной сейсмологической сети (Stover, 1966), Восточно-Индоокеанский хребет в целом является асейсмичным. В районе хребта расположено лишь несколько эпицентров землетрясений, относящихся к полосе повышенной сейсмичности, которая протягивается к юго-востоку от о. Шри Ланка. На хребте было пробурено пять скважин, в 22-м и 26-м рейсах судна «Гломар Челленджер» (Von der Borch et al., 1972, 1974; Luyenduk et al., 1973).

Данная статья посвящена результатам геоморфологических и сейсмических исследований, выполненных в центральной части Восточно-Индоокеанского хребта в начале 1973 г. в 54-м рейсе НИС «Витязь» (Безруков, Непрочнов, 1974).

В пределах рассматриваемого района хребта был расположен один полигон детальных исследований (полигон 3) и маршрутные профили эхолотирования и НСП (см. рис. 1). НСП выполнялось с помощью аппаратуры с электроискровым излучателем, разработанной в Институте океанологии АН СССР (Сагалевич и др., 1972), а ГСЗ — с применением донных сейсмографов и пневматического излучателя большой мощности (суммарный объем камер 28 *л*) (Непрочнов и др., 1974).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ПОЛИГОНЕ

Полигон 3 имел форму прямоугольника размером 48×18 *км*², ориентированного в направлении с северо-запада на юго-восток. Он охватывал части вершинной поверхности, склона и подножья хребта. Работы

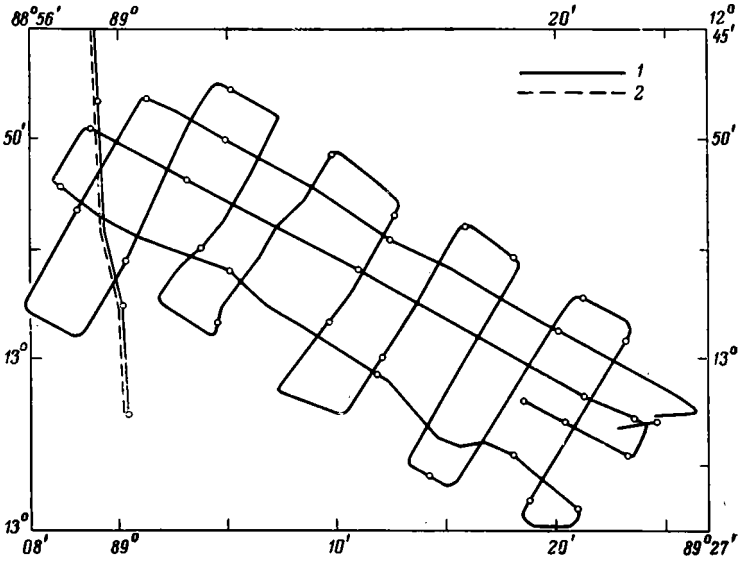


Рис. 2. Схема расположения галсов эхолотирования и НСП (*1*) и профиля ГСЗ (*2*) на полигоне 3

на полигоне включали эхолотирование и НСП по сетке продольных и поперечных галсов через 3—7 *км* и ГСЗ по профилю вдоль гребня хребта (рис. 2). Координирование работ осуществлялось по двум заякоренным буям.

РЕЛЬЕФ ДНА

На батиметрической карте полигона (рис. 3) хорошо выражены следующие основные элементы рельефа: вершинная поверхность, склон и подножье хребта.

Вершинная поверхность хребта представляет собой полого наклонную равнину, распространяющуюся до глубин около 2600 *м*. В пределах этой поверхности в самой западной части полигона расположен линейно ориентированный (вдоль общего простирания хребта) гребень с минимальной отметкой глубины на вершине 2030 *м*. Общий наклон поверхности гребня в сторону больших глубин составляет 2—3°. На глубинах 2400—2500 *м* в области вершинной поверхности имеется участок выровненного дна с уклоном всего лишь 0°40′ — 1°.

Склон хребта охватывает область глубин от 2600 до 5100 *м*. В его пределах выделяется несколько ступеней и уступов. Наиболее значительным из них является средний уступ, расположенный на глубинах 3100—4400 *м* и имеющий крутизну свыше 10°. Участки наибольшей крутизны (15—40°) наблюдаются на глубинах 3400—4400 *м*. Поверхность уступа относительно ровная. В его пределах имеется четко выраженный выступ склона, ориентированный вкрест его общего простирания.

Область подножья представляет собой волнистую равнину, расположенную на глубинах свыше 5100 *м*. В ее пределах имеются холмы и гряды, ориентированные параллельно простиранию хребта.

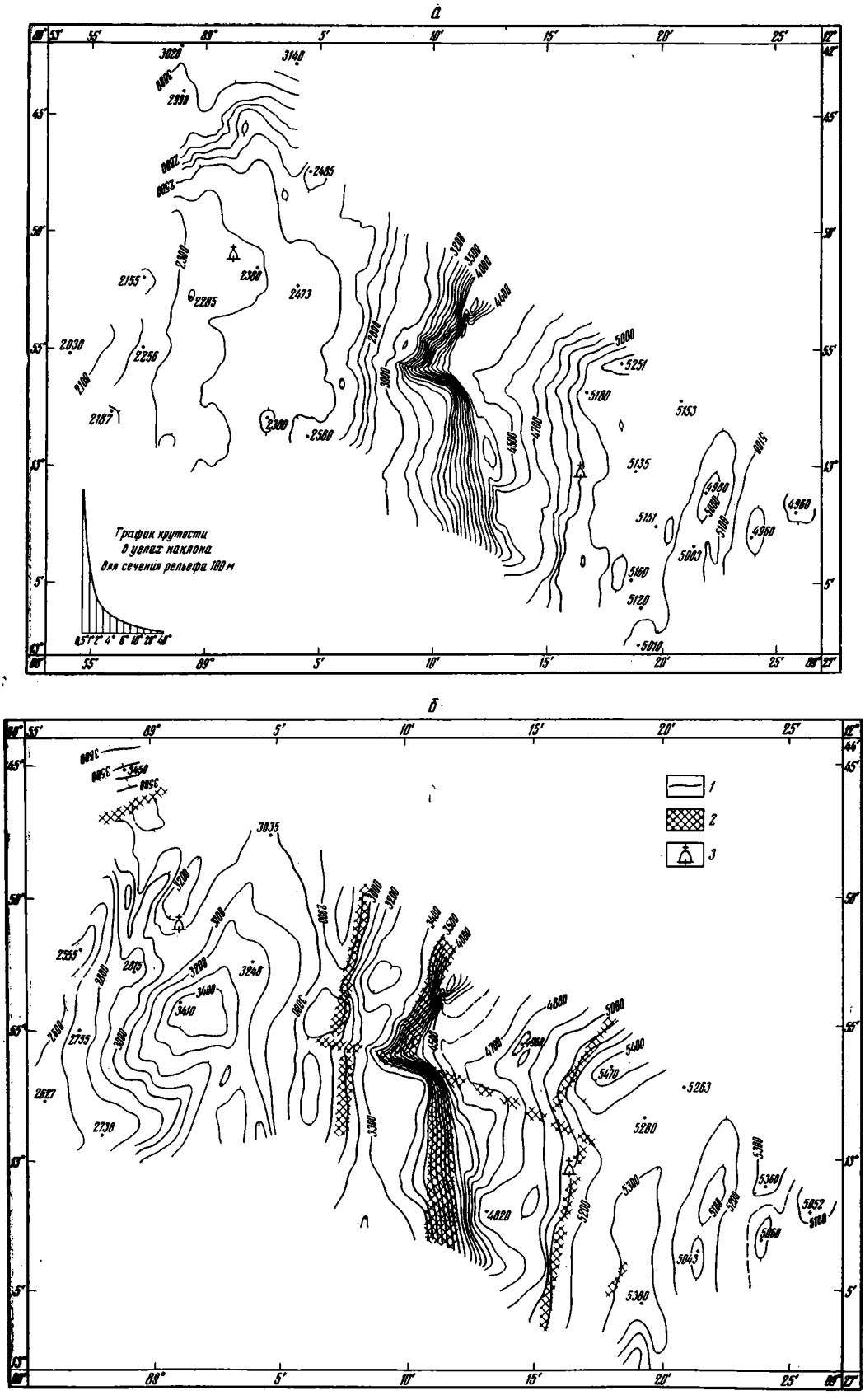


Рис. 3. Карты рельефа дна (*а*) и рельефа фундамента (*б*) на полигоне 3. *1* — изобаты и изолинии глубин фундамента; *2* — тектонические нарушения; *3* — местоположение заякоренных буев

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ

Рассмотренные выше основные геоморфологические структуры четко различаются по характеру сейсмических записей и по строению осадочной толщи.

Под **вершинной поверхностью** хребта выделены и прокоррелированы по площади три доминирующие отражающие границы (рис. 4). Граница 1 имеет плавные формы рельефа, в общих чертах повторяющие рель-

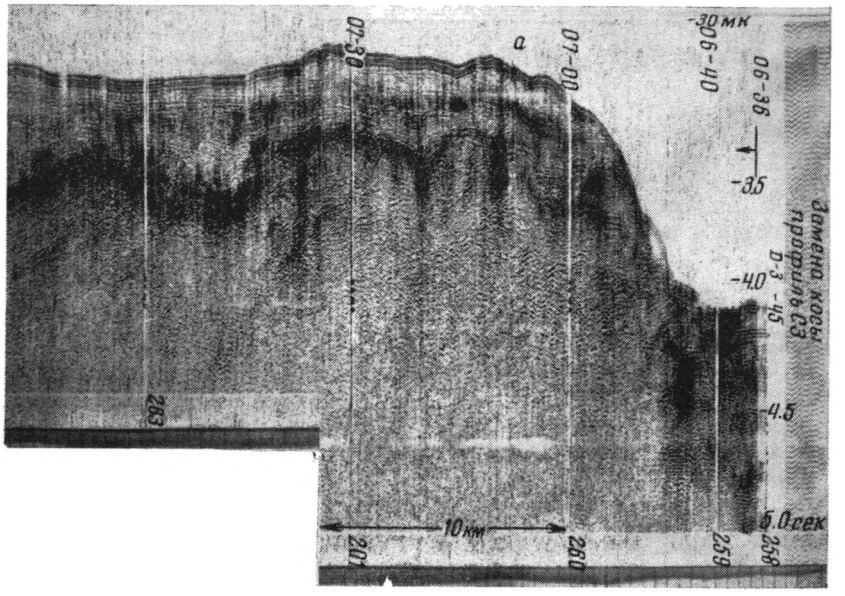


Рис. 4. Пример записи НСП по меридиональному профилю на вершинной поверхности хребта (*а*) и сейсмический разрез поперек хребта (*б*) на полигоне 3. *1* — границы, *2* — нарушения

еф дна. Выше залегает почти однородный (акустически прозрачный) слой осадков мощностью 100—200 *м*; только на некоторых небольших участках полигона внутри этого слоя обнаружена промежуточная граница раздела. Отражающая граница 2 залегает на глубине от 250 до 500 *м* ниже поверхности хребта и характеризуется сложным сильно расчлененным рельефом. Она имеет наибольшую акустическую жесткость среди поддонных границ и хорошо выделяется по интенсивности записи (рис. 4, *а*). Внутри второго слоя осадков, расположенного между границами 1 и 2, имеется несколько слабо отражающих границ, которые внизу залегают почти согласно с границей 2 и постепенно выполаживаются вверх по разрезу, по мере заполнения осадками неровностей этой границы. Отражающая граница 3 (акустический фундамент) характеризуется еще более резкими формами рельефа, чем вышележащие границы. На некоторых участках она в общих чертах повторяет форму границы 2, но с бо́льшими амплитудами, а в других местах приближается или даже смыкается с ней. Глубина границы 3 варьирует от 400 до 1000 *м*. Эта граница не на всех участках полигона выделяется достаточно надежно, по-видимому, из-за экранирующего влияния вышележащих резких границ.

Область склона хребта разделяется на несколько участков, соответствующих уступам и ступеням. Верхний уступ резко сечет осадочные слои, слагающие вершинную поверхность, и, вероятно, сформирован молодым сбросом, по которому опущена верхняя ступень (рис. 4, *б*). Эта ступень покрыта отложениями мощностью до 300—500 *м*, которые содержат границы, по-видимому, аналогичные границам 1, 2 и 3. На крутых втором и третьем уступах склона осадочные отложения либо отсутствуют, либо их мощность невелика. Нижняя почти горизонтальная ступень по рельефу, мощности и строению осадков очень похожа на прилегающую область подножья, что может свидетельствовать о сбросовой природе разделяющего их уступа.

В **области подножья** хребта акустический фундамент расположен на глубинах 100—280 *м* ниже поверхности дна и имеет более расчлененный рельеф, чем эта поверхность. Покрывающий его слой неуплотненных осадков почти везде акустически прозрачен. На одном из профилей вблизи подножья обнаружено молодое тектоническое нарушение—сброс амплитудой около 100 *м*.

В северо-западном углу полигона профилем НСП пересечена долина с крутым южным склоном. Эта долина образована сбросом (грабеном) амплитудой около 700 *м*. Все слои отложений, покрывающих вершинную поверхность, обнажаются на склоне и далее прослеживаются уже под дном долины (правая часть рис. 4, *а*).

КАРТЫ МОЩНОСТЕЙ ОСАДКОВ

По данным НСП построены карты мощностей отложений, покрывающих акустический фундамент и две вышележащие сейсмические границы (рис. 5). Интересно сравнить эти карты, отражающие разные этапы геологической истории, с современным рельефом дна.

Поведение изопахит верхнего слоя осадков (рис. 5, *а*) в основных чертах соответствует батиметрии. Вместе с тем на карте мощностей под современной слабо наклонной на восток вершинной поверхностью четко вырисовывается крупный прогиб, оконтуренный изопахитой 150 *м*. Сбросы, по которым опущены осадочные породы в восточной и северо-западной частях рассматриваемого участка, хорошо выражены уступами современного рельефа.

Карта мощностей осадков выше второй сейсмической границы (рис. 5, *б*) отражает еще более сложный рельеф поверхности подстилающих пород (по сравнению с современным). На фоне общего меридионального простирания появились структуры, протягивающиеся с юго-

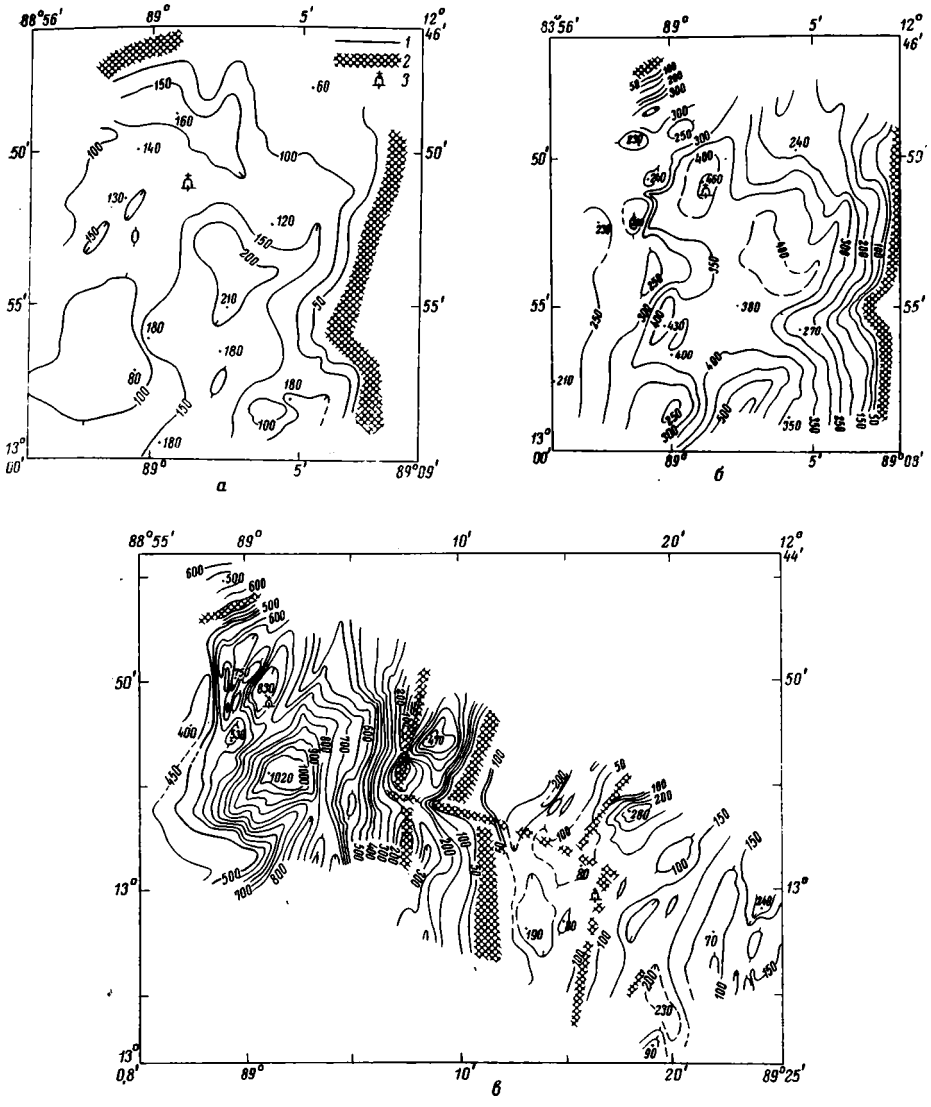


Рис. 5. Карты мощностей осадков для полигона 3: *а* — до границы 1, *б* — до границы 2, *в* — полная мощность осадков (до границы 3). *1* — изопахиты, *м*; *2* — нарушения; *3* — местоположение заякоренных буев

запада на северо-восток. В юго-восточной части рассматриваемой вершинной поверхности изопахитой 350 *м* вырисовывается крупный широтный выступ, который лежит на продолжении резкого излома изобат, выявленного в пределах среднего уступа склона хребта (см. рис. 3, *а*).

Карта суммарной мощности осадочного покрова (рис. 5, *в*) в основных чертах определяется поведением поверхности фундамента, поэтому мы не будем сопоставлять эту карту с современным рельефом, а перейдем непосредственно к карте рельефа фундамента.

СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА

Карта рельефа фундамента (рис. 3, *б*) построена по батиметрическим данным и материалам НСП. Основные элементы рельефа фундамента исследованного участка Восточно-Индоокеанского хребта в целом соответствуют аналогичным элементам рельефа дна.

В **области вершинной поверхности** фундамента выделяются две гряды (западная и восточная) и центральная депрессия. Западная гряда простирается в меридиональном направлении примерно вдоль 89° в. д. В пределы полигона входит только часть гребня гряды и ее восточный склон. Гряда поднимается над дном сопряженной с ней депрессии почти на 1000 *м*. Крутизна склона достигает 6—8°. Центральная депрессия ориентирована параллельно западной гряде. Максимальные глубины превышают 3200—3400 *м*. Восточная гряда представляет собой линейно ориентированное узкое поднятие фундамента асимметричной формы: крутизна западного склона 6—8°, восточного — до 10—12°. Над дном прилегающей центральной депрессии эта гряда поднимается на 500—600 *м*.

Отмеченные выше основные структурные особенности рельефа фундамента находят несколько замаскированное выражение в современном рельефе вершинной поверхности хребта. Западному гребню фундамента точно соответствует линейно ориентированный гребень современной поверхности. Центральной депрессии фундамента, заполненной почти километровой толщей отложений, в современном рельефе соответствует участок выровненной вершинной поверхности хребта. Как раз над гребнем восточной гряды фундамента располагается бровка, разграничивающая современную вершинную поверхность и склон хребта. Отметим, что кроме основных меридиональных простираний, несколько крупных структур фундамента протягивается с юго-запада на северо-восток.

Склон фундамента охватывает область глубин от 2880 до 5100 *м*. В его пределах отчетливо выявляется несколько ступеней и уступов.

Верхний уступ склона сформирован сбросом, по которому опущен на глубину 3200—3300 *м* краевой блок вершинной поверхности фундамента вместе с расположенными на нем осадками. Этот опущенный участок образует верхнюю ступень склона, которая имеет наклон 1,5—2°. Верхним уступу и ступени соответствуют аналогичные элементы современного рельефа.

Средний уступ склона также, по-видимому, имеет сбросовое происхождение и охватывает глубины от 3500 до 4500 *м*. В этой области склона породы фундамента обнажаются, вследствие чего изолинии глубин фундамента совпадают с изобатами. По данным эхолотирования и НСП, на широте 12°56′ средний уступ склона нарушен крупным разломом субширотного простирания. По этому разлому, вероятно, произошло горизонтальное смещение смежных блоков фундамента, которое образовало массивный выступ склона. Выступ резко очерчен сбросовыми поверхностями крутизной до 40—50°, хорошо выраженными не только в рельефе фундамента, но и в современном рельефе. Субширотный разлом, по-видимому, продолжается в область верхних и нижних ступеней, где также имеются аналогичные сдвиговые формы.

Нижняя ступень расположена на глубинах 4500—4900 *м* и имеет наклон в сторону внешнего края 3—5°. Как уже говорилось, по характеру осадочного покрова она тяготеет к прилегающему участку области подножья, опущенному по сбросу.

Нижний уступ охватывает глубины от 4700—4900 до 5200 *м*, его наклон в среднем составляет 6—10°, а местами достигает 20°. Этот уступ сформирован тектоническим нарушением (сбросом) субмеридионального простирания, который выражен в современном рельефе.

В области **подножья** глубина фундамента составляет 5200—5300 *м*. Для рельефа фундамента характерны линейные формы, ориентированные с юго-запада на северо-восток. Амплитуда рельефа примерно 200—300 *м*. Основные формы рельефа фундамента в несколько сглаженном виде выражены в современном рельефе дна.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГСЗ

На полигоне 3 были проведены работы методом ГСЗ с помощью двух донных сейсмографов. Профиль ГСЗ длиной около 30 *км* был расположен вдоль гребня хребта. Возбуждение упругих волн производилось с интервалом 0,5÷1,5 *км*. На записях ДС в интервале от 2 до 20 *км* в первых вступлениях выделены преломленные волны со скоростью 4,5—4,8 *км/сек*, а на больших расстояниях — волны со скоростью 6,6 *км/сек*. В результате интерпретации годографов преломленных волн получен следующий разрез верхней части земной коры. На глубине 200—400 *м* ниже поверхности дна расположена граница со скоростью 4,5 *км/сек*, совпадающая с отражающей границей 2 на разрезе НСП. На глубине около 4 *км* расположена граница со скоростью 6,6 *км/сек*.

Донные сейсмографы на полигоне 3 кроме сейсмических волн от пневматического излучателя зарегистрировали 9 землетрясений различной силы. Для большинства землетрясений разница времен прихода поперечных и продольных волн не превышает 10 *сек*, т. е. эпицентры землетрясений находятся примерно в радиусе 80 *км* от сейсмографов.

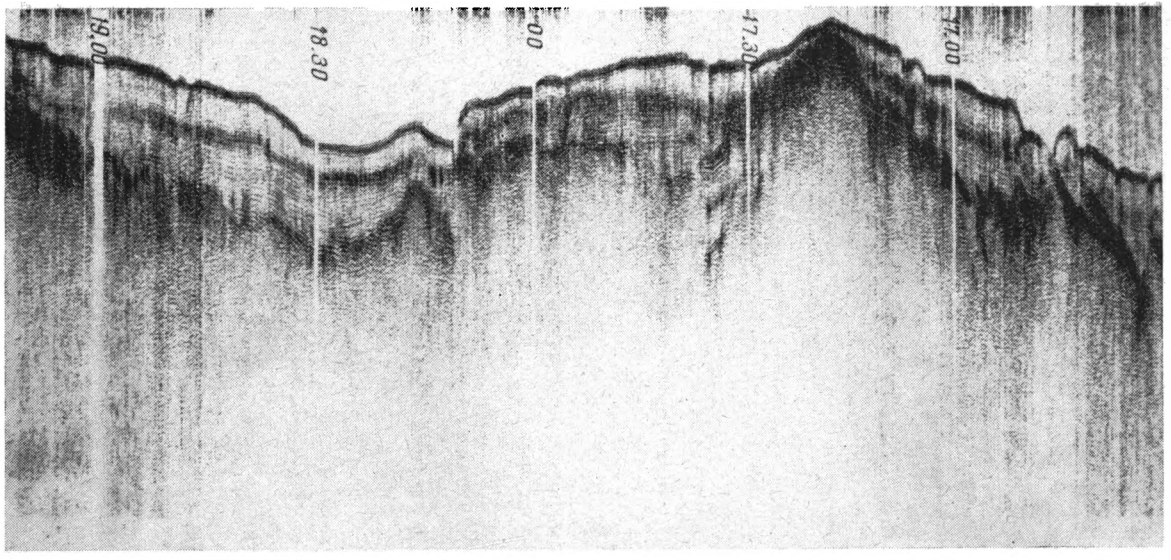
РЕЗУЛЬТАТЫ МАРШРУТНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Для сопоставления сейсмических материалов с данными глубоководного бурения был пройден специальный профиль НСП по вершине Восточно-Индоокеанского хребта от полигона 3 до скважины 214, который затем продолжен на восток в область склона и подножья хребта (см. рис. 1). Выявленные особенности морфологии и глубинного строения дна (рис. 6), по-видимому, в значительной степени отражают основные черты структуры хребта в целом. Это сложно построенное блоковое поднятие коры, разбитое многочисленными тектоническими нарушениями и, вероятно, пронизанное вулканическими и интрузивными образованиями.

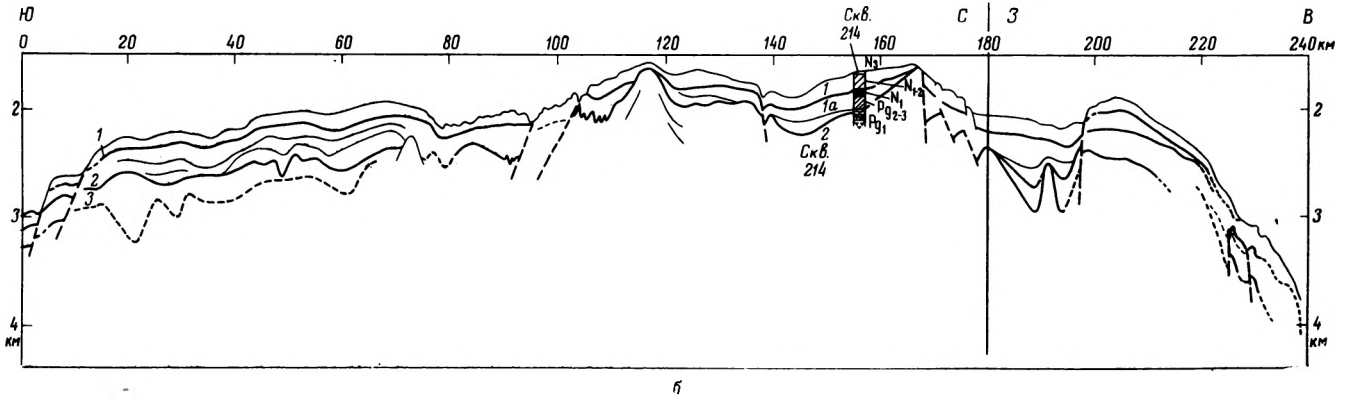
Южная часть профиля (интервал 10—70 *км*) характеризуется слабо холмистым рельефом дна и сравнительно простой тектоникой. Здесь уверенно выделяются и коррелируются те же основные отражающие границы 1 и 2, которые характерны для полигона 3 (область вершинной поверхности). Они залегают на глубинах соответственно 100—180 и 350—550 *м* ниже дна. Акустический фундамент (граница 3) имеет сложный рельеф и выделяется на записях недостаточно четко. Глубина его залегания колеблется в пределах от 600 до 900 *м*. Во второй пачке осадков (между границами 1 и 2) прослеживаются две промежуточные границы раздела. Верхние осадочные слои в сглаженном виде повторяют основные черты рельефа границы 2. На самой южной оконечности профиля в рельефе дна и в осадочных слоях отмечаются две ступени, опущенные по сбросам. Это северный склон долины, которая была обнаружена в северо-западном углу полигона 3.

Северная половина профиля (интервал 70—180 *км*) имеет более сложное строение. Рельеф хребта значительно расчленен; две вершины поднимаются до глубин 1500—1600 *м*. Для этой части разреза НСП характерны многочисленные нарушения, охватывающие либо всю исследованную толщу, либо ее нижнюю часть. Достаточно уверенно коррелируется подошва первого слоя осадков (граница 1). Его мощность равна в среднем 100—150 *м*. Граница 2 имеет сложный рельеф и залегает на глубинах от 70—100 до 300—400 *м* ниже поверхности хребта. На этом участке профиля она должна рассматриваться как акустический фундамент, так как граница 3 не выделена. По-видимому, она находится недалеко от границы 2, отраженные волны от этих двух границ интерферируют и образуют сложную и изменчивую запись.

Часть профиля (интервал 180—240 *км*) пересекает восточный склон Восточно-Индоокеанского хребта. Для этой части разреза характерны сильные колебания глубин дна: от 1800 *м* на гребне хребта до 4000 *м* у подножья склона. В интервале 180—210 *км* выделяются отражающие



а



б

Рис. 6. Пример записи НСП (*а*) и сейсмический разрез вдоль гребня хребта от полигона 3 до скважины 214 и поперек восточного склона хребта (*б*)

траницы 1 и 2, которые хорошо коррелируются и залегают на глубинах соответственно 100—180 и 850—550 *м* ниже поверхности дна. Здесь обнаружен крупный разлом, охватывающий всю исследованную толщу. Далее вниз по склону корреляция отраженных волн нарушается, протяженные отражающие границы отсутствуют.

ПРИРОДА СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРАНИЦ

Для выяснения состава и возраста выделенных отражающих границ и заключенных между ними отложений было проведено сопоставление материалов НСП с данными буровой скважины 214 «Гломара Челленджера». Для удобства сопоставления данные бурения в упрощенном виде нанесены на сейсмический разрез (рис. 6, *б*). Хотя из-за сложности структуры осадков не удалось осуществить непрерывную корреляцию отражающих границ вдоль всего профиля НСП от скважины до полигона 3, характер сейсмических записей и разрезы полигона и района скважины 214 оказались сходными. Это позволяет использовать указанную скважину для приближенной геологической интерпретации данных НСП полигона 3 (область вершинной поверхности).

Колонка скважины 214 (Von der Borch et al., 1972, 1974) включает верхнюю 350-метровую пачку пелагических органогенных илов возраста от верхнего плейстоцена до нижнего эоцена. В этой пачке в диапазоне глубин от 160 до 220 *м* обнаружен обогащенный фораминиферами слой наннопланктонных илов (средний и нижний миоцен), поверхность которого, по-видимому, соответствует отражающей границе 1.

Органогенные илы на глубине 350 *м* ниже поверхности дна сменяются глауконитовыми алевролитовыми известняками верхнепалеоценового возраста, подстилаемыми лагунными, лигнитовыми и вулканокластическими осадками, которые переслаиваются с базальтовыми лавами. Поверхность этой сложной пачки может быть отождествлена с границей 2. Грубые амигдалоидные базальты, встреченные в скважине на глубине 490 *м*, вероятно, соответствуют акустическому фундаменту (граница 3).

Для приближенной геологической интерпретации осадочного слоя и акустического фундамента области подножья хребта на полигоне 3 можно использовать колонку скважины 213 (Von der Borch et al., 1972, 1974), которая расположена в Кокосовой котловине примерно в 500 *км* северо-восточнее полигона. Осадочный разрез мощностью 154 *м* содержит слой радиоляриево-диатомовых илов (около 80 *м*) четвертичного — миоценового возраста, слой цеолитовых коричневых глин (около 50 *м*) и наннопланктонные илы нижнего эоцена — верхнего плиоцена (около 20 *м*). Переходы между этими слоями плавные. Осадки подстилаются выветрелыми подушечными лавовыми базальтами.

Таким образом, если правомерно использовать скважину 213, то осадочный покров в области подножья хребта состоит из пелагических илов и глин возраста от четвертичного до верхнепалеоценового, а акустический фундамент сложен базальтовыми лавами. Такую же природу, по-видимому, имеют осадки и фундамент нижней ступени склона хребта.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ опубликованных работ, посвященных тектонике и истории геологического развития восточной части Индийского океана, показывает, что по многим основным вопросам не существует единого мнения. Это обусловлено в первую очередь недостаточным количеством достоверных геолого-геофизических материалов, что открывает простор для различных гипотетических построений. Большинство зарубежных исследователей (McKenzie and Sclatter, 1971; Bowin, 1973; Von der Borch et al., 1974, и др.) пытаются объяснить все имеющиеся данные с позиций тектоники плит. В то же время Ю. М. Пущаровский и П. Л. Безруков

(1973) на основе анализа материалов глубоководного бурения и других геолого-геофизических данных пришли к выводу о сложных дифференцированных движениях в области Индийского океана, которые не укладываются в простую схему тектоники плит.

Остается пока во многом неясным и вопрос о глубинной структуре, природе и механизме образования Восточно-Индоокеанского хребта (Удинцев, 1965; Непрочнов, 1973; Пущаровский и Безруков, 1973; Francis and Raitt, 1967; McKenzie and Sclatter, 1971; Bowin, 1973; Von der Borch et al., 1974; Sclater and Fisher, 1974): является ли он структурой горстового типа, образован ли надвиганием одной океанической плиты на другую, является ли экструзией по трансформному разлому или же произошел в результате разуплотнения мантии. Последняя модель (Bowin, 1973) построена в результате совместной интерпретации гравиметрических и сейсмических данных, но и она требует существенного уточнения ввиду неоднозначности результатов ГСЗ о глубинных слоях коры хребта.

Сопоставление данных НСП и ГСЗ с материалами бурения дает возможность сделать вывод о природе 2-го слоя земной коры хребта, имеющего скорости 4,0—5,5 *км/сек*. Верхняя часть этого слоя представлена пачкой известняков, лигнитовых и вулканокластических осадков, переслаивающихся с базальтовыми лавами. Геологических данных о строении нижней части 2-го слоя пока нет; по-видимому, он состоит преимущественно из базальтовых пород. Ранее уже обращалось внимание (Непрочнов, 1973) на повышенную мощность этого слоя (3—5 *км*) по сравнению с земной корой прилегающих котловин (1—2 *км*). Этот факт, по нашему мнению, имеет большое значение для расшифровки природы хребта: он свидетельствует о существенной роли глубинных вулканических процессов в механизме образования хребта. Отметим, что превышение хребта над поверхностью океанического ложа примерно соответствует приросту мощности 2-го слоя коры.

Материалы бурения показали (Von der Borch et al., 1974; Luyenduk et al., 1973), что в позднем мелу и палеоцене вершинная часть хребта находилась недалеко от поверхности океана. Затем хребет стал быстро опускаться и в эоцене достиг примерно современного положения относительно уровня океана.

По данным 54-го рейса «Витязя» можно уточнить некоторые подробности этой общей схемы развития хребта.

Первый (предположительно меловой) период развития хребта характеризовался сильным вулканизмом и дифференцированными движениями, которые сформировали сложный резко расчлененный рельеф базальтового фундамента. В палеоцене неровности фундамента были в значительной степени засыпаны мелководными осадками и вулканитами, но тектоническая деятельность в пределах хребта продолжалась. Эти факторы отражаются, с одной стороны, в унаследованности основных форм рельефа фундамента рельефом сейсмической границы 2, а с другой стороны — в появлении дополнительных резких форм рельефа, нарушений и других усложнений структуры, в частичных изменениях структурного плана.

После опускания хребта в эоцене и в последующие геологические эпохи происходило интенсивное накопление на его вершине органогенных илов, которые постепенно сгладили все основные неровности более древних структурных этажей. Одновременно с опусканием хребта, вероятно, погружались прилегающие участки океанического ложа. Достаточно крупные блоковые опускания краевых участков хребта происходили сравнительно недавно, о чем свидетельствуют молодые сбросы, сформировавшие верхний и нижний уступы восточного склона.

О высокой современной тектонической активности исследованного участка Восточно-Индоокеанского хребта говорят также данные о локальной сейсмичности, полученные на полигоне 3.

Конечно, истинная история развития хребта была гораздо сложней и могла существенно различаться для разных его участков. Для окончательных выводов необходимы детальные геолого-геофизические исследования по всей длине хребта и бурение через породы фундамента.

Литература

Безруков П. Л. Осадки северной и центральной частей Индийского океана.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 64, 1964.

Безруков П. Л., Канаев В. Ф. Основные черты строения дна северо-восточной части Индийского океана.— Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 4.

Безруков П. Л., Непрочнов Ю. П. Геологическое изучение восточной части Индийского океана и Австрало-Азиатских морей.— Вестн. АН СССР, 1974, № 1.

Индийский океан. Карта. 1 : 15 000 000. Изд-во ГУГК ГГК СССР, 1965.

Канаев В. Ф. Геоморфология дна северо-восточной части Индийского океана — В кн.: Геология дна морей и океанов. Докл. сов. геол. к XXII сес. Междунар. геол. конгресса. М., «Наука», 1964.

Канаев В. Ф. Рельеф дна Индийского океана. Автореф. докт. дис. М., Ин-т океанологии АН СССР, 1972.

Непрочнов Ю. П. Особенности волновых полей и строение земной коры Индийского океана.— В сб.: Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов. М., «Наука», 1973.

Непрочнов Ю. П., Ковылин В. М., Михно М. Ф. Результаты сейсмических исследований строения земной коры и осадочной толщи в Индийском океане.— В кн.: Геология дна морей и океанов. Докл. сов. геол. к XXII сес. Междунар. геол. конгресса, М., «Наука», 1964.

Непрочнов Ю. П., Ельников И. Н., Холопов Б. В. Строение земной коры в Индийском океане по результатам сейсмических исследований в 36 рейсе э/с «Витязь».— Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 2.

Непрочнов Ю. П., Ельников И. Н., Холопов Б. В., Семенов Г. А., Москаленко В. Н., Евсюков Ю. Д., Ганбаров Ю. Г. Сейсмическое зондирование в океане с применением пневматических источников упругих волн.— Океанология, 1974, т. XIX, № 1.

Пущаровский Ю. М., Безруков П. Л. О тектонике восточной части Индийского океана.— Геотектоника, 1973, № 6.

Сагалевич А. М., Шехватов Б. В., Кузьмин В. В., Сорохтин О. Г. Система непрерывного сейсмического профилирования с электроискровым излучателем.— В сб.: Автоматизация научных исследований морей и океанов, ч. 1. Севастополь, Изд-во Морского гидрофизического ин-та, 1972.

Тектоника Евразии. Гл. ред. А. Л. Яншин. М., «Наука», 1966.

Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1 : 5 000 000. Изд-во АН СССР и МГ СССР, 1966.

Удинцев Г. Б. Новые данные о строении дна Индийского океана.— Океанология, 1965, № 6.

Bowin C. Origin of the Ninety East Ridge from studies near the Equator.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, No. 26.

Borch C. C. von der., Sclatter J. G., Veevers J. J., Gartner S., Hekinian Jr. R., Johnson, McGowran B., Pimm A. C., Thompson R. W. Deep-sea drilling project. Leg 22.— Geotimes, 1972, v. 17, No. 6.

Borch von der, Christopher C., Sclatter J. G. et al. Initial Reports of the Deep-sea Drilling Project, v. 22, Washington (U. S. Government Printing Office), 1974.

Ewing M., Eittreim S., Truchan M., Ewing J. Sediment distribution in the Indian ocean.— Deep-sea Res., 1969, v. 16, N 3.

Francis T. J. G., Raitt R. W. Seismic refraction measurements in the Southern Indian ocean. —J. Geophys Res., 1967, v. 72, No. 12.

Gaskell T. B., Hill M. N., Swallow Y. C. Seismic measurements made by H. M. S. «Challenger» in the Atlantic, Pacific and Indian ocean and in the Mediterranean Sea.— Philos. Trans. Soc. London, 1958, ser. A, No. 988.

Heezen B. C., Tharp M. Physiografic Diagramm of the Indian ocean, the Red Sea, South China sea, the Sulu sea and the Celebes sea. N. Y., 1964.

Luyenduk B. P., Davies T. A., Rodolfo K. S., Kempe D. R. C., McKelvey B. C., Leidy R. D., Horvath G. J., Hydman R. D., Theirstien H. R., Boltovskoy E., Doyle P. Leg 26, Deep Sea Drilling Project: Across the southern Indian Ocean aboard «Glomar Challenger».— Geotimes, 1973, v. 18, p. 16.

McKenzie D., Sclatter J. G. The evolution of the Indian ocean since the Late Cretaceous.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1971, v. 25, p. 435.

Stover C. W. Seismicity of Indian.— J. Geophys. Res., 1966, v. 71, No. 10.

Sclatter J. G., Fisher R. L. Evolution of the East Central Indian ocean, with emphasis on the tectonic setting of the Ninety East Ridge.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, v. 85, No. 5.

Институт океанологии
им. П. П. Ширшова АН СССР

Статья поступила
8 января 1975 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 1 Январь — Февраль 1976 г.

УДК 551.243.8(574)

Н. А. АФОНИЧЕВ, Л. И. БОРОВИКОВ,
А. В. ДОЛИВО-ДОБРОВОЛЬСКИЙ, Н. В. СКУБЛОВА,
С. И. СТРЕЛЬНИКОВ, Н. А. ЯКОВЛЕВ

ЗНАЧЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ДЕШИФРИРОВАНИЯ КОСМИЧЕСКИХ ФОТОСНИМКОВ

При анализе результатов дешифрирования космических фотоснимков Казахстана выделяется четыре основных направления разрывных нарушений (субширотное, субмеридиональное, северо-западное и северо-восточное). Разломы каждого из направлений имеют специфическое выражение в ландшафтах, за счет чего с различной четкостью изображаются на снимках и характеризуются определенной формой в плане. Выделяются также кольцевые разломы, ограничивающие крупные блоки.

Приведены схемы структурного дешифрирования и результаты детального дешифрирования района хр. Каратау, западного и северо-восточного Прибалхашья и хр. Тарбагатай. Совместный анализ результатов дешифрирования, геологических и геофизических данных позволил выявить ряд новых крупных разломов, в том числе и кольцевых, уточнить возрастные и пространственные взаимоотношения известных разломов и их систем.

Интенсивное изучение космоса открыло большие возможности получения новой информации о строении Земли. В этом процессе весьма существенную роль играет фотографирование земной поверхности с космических аппаратов, при котором удается зафиксировать то, что невозможно увидеть при наземных исследованиях, и то, что обычно изображается на различных картах земной поверхности с разной степенью точности и достоверности в итоге обобщения данных о небольших ее участках. В сочетании с достижениями других методов изучения Земли в познании геологического строения земной коры открылись необозримые в настоящее время дали, привлекающие геологов не только своей новизной, но и большими возможностями выявления многих пока еще не познанных закономерностей в формировании земной коры и ее минеральных ресурсов. Этим и объясняется то внимание, которое уделяется у нас и в других странах мира геологическому дешифрированию, получаемых с различных космических носителей (Аэрометоды ..., 1971; Исследование природной среды ..., 1972, 1973; Современные технические средства ..., 1972; Стрельников и др., 1973).

«Космофотографии» представляются документами более объективными, т. е. точнее и достовернее отражающими особенности снятого объекта. Кроме того, такие фотографии позволяют более широко использовать сравнительный анализ при сопоставлении разных земных объектов с целью выявления у них элементов сходства или различия и возможно более точной увязки между собой однородных, но удаленных друг от друга участков земной поверхности. Это существенно отражается на улучшении качества дешифрирования как космических, так и аэрофотографий и, конечно, на результатах геологической интерпретации получаемых фактических материалов. Это же нередко определяет новый подход к решению существующих геологических проблем. Таким образом, для районов сравнительно детально изученных с помощью наземных исследований, космические методы позволяют получать хорошую

основу для обобщений и, следовательно, более достоверных выводов. Космическая же орбитальная съемка слабоизученных и труднодоступных участков земной поверхности обеспечивает получение необходимых сведений об основных геоморфологических и геологических особенностях таких площадей. Во всех случаях, независимо от степени изученности того или иного участка, космическое фотографирование в сочетании с другими методами является новым и весьма ценным средством получения очень важной дополнительной информации при геологических исследованиях. Кроме того, анализ космических фотографий часто заставляет геологов по-иному подходить к оценке ранее добытого фактического материала и его значения для общих выводов, построений и создания рабочих гипотез, а иногда и определяет возникновение новых идей, существенно влияющих на изменение и улучшение ранее принятых концепций, а также на развитие новых путей геологических исследований.

Во всем этом авторы настоящей статьи смогли убедиться при дешифрировании космических фотографий территории Казахстана и Тянь-Шаня, полученных с советской орбитальной станции «Салют-1». При этом для геологического дешифрирования использовались два типа фотографий: плановые и перспективные. Первые из них имелись на относительно широкую полосу, протягивающуюся от хр. Каратау на западе до Алтая на востоке и проходящую севернее оз. Балхаш. Все остальные «космофотографии», охватывающие территорию Южного Прибалхашья, Джунгарский Алатау и восточной части Тянь-Шаня, были перспективными. Оба типа космических фотографий были получены при одинаковых условиях съемки. Тем не менее степень перспективности, а следовательно, и степень искажения, заметно возрастающая для более южных объектов, существенно отразилась на результатах дешифрирования последних, поскольку они располагаются в периферической части фотографий. Есть и другие особенности, оказывающие существенное влияние на информативность космических фотографий, но они носят иной характер и зависят уже от метеорологических условий в момент съемки. Так, например, заметно снижается качество некоторых снимков, имевшихся в нашем распоряжении, из-за наличия на них теней от облаков. Этим объясняется меньшая уверенность проведения многих разрывных нарушений и относительно слабая насыщенность ими некоторых районов Восточного Казахстана на общей схеме результатов дешифрирования космических фотографий (рис. 1).

Основное содержание схемы составляют разнообразные разрывные нарушения, проявляющиеся на современной поверхности земной коры и фиксируемые на фотографиях, полученных при съемке Земли из космоса. По характеру фотоизображения разрывные нарушения при дешифрировании расчленены на две группы: крупные и прочие, среди которых по степени четкости изображения выделены достоверные и предполагаемые (рис. 1). Понятия «крупные и прочие» отражают протяженность и величину разрывных нарушений, а дополнительное подразделение их на достоверные и предполагаемые — степень уверенности при дешифрировании. Попытки отображения на схеме по космофотографиям степени разверзания, глубины проникновения в земную кору и других особенностей разрывных нарушений не дали положительных результатов при дешифрировании фотоснимков. При анализе схемы по особенностям распределения разрывных нарушений на площади и их взаимного расположения выявляется четыре основные системы: широтная, северо-западная, почти меридиональная и северо-восточная (рис. 2). Кроме того, имеется серия замкнутых (кольцевых) и полузамкнутых разрывных нарушений разнообразно ориентированных по отношению к намечаемым четырем основным системам. Все это выявляется на космических фотографиях, также как и на аэрофотоснимках, по характеру рисунка фото-

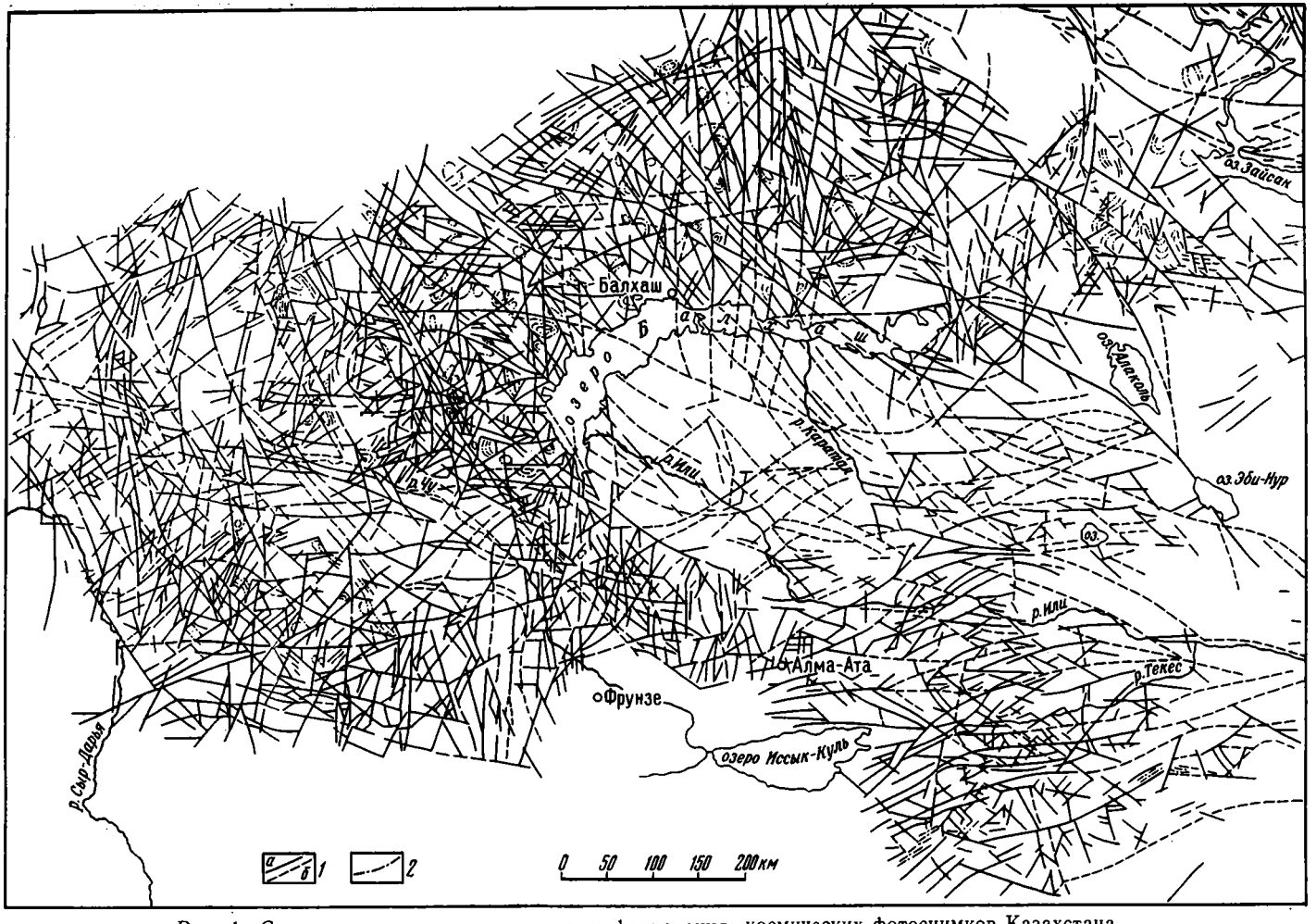


Рис. 1. Сводная схема структурного дешифрирования космических фотоснимков Казахстана. *1* — разрывные нарушения (*а* — достоверные и *б* — предполагаемые); *2* — структурные линии

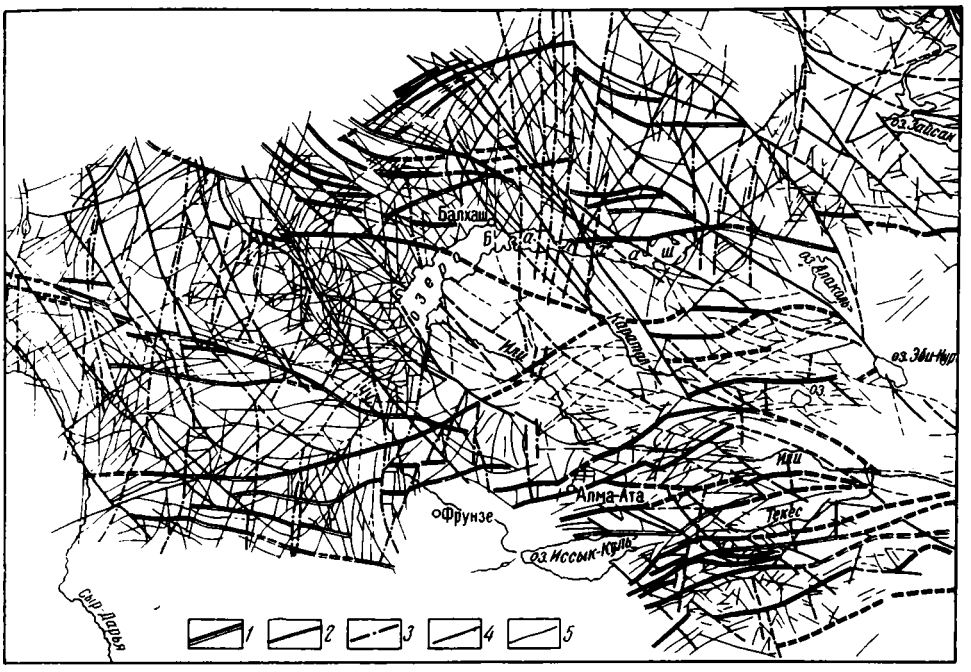


Рис. 2. Схема разрывных нарушений Казахстана (составлена по данным дешифрирования космических фотоснимков).
1 — наиболее крупные региональные разрывные нарушения широтного направления; *2* — региональные разрывные нарушения северо-западного направления; *3* — региональные разрывные нарушения меридионального направления; *4* — наиболее крупные разрывные нарушения северо-восточного направления; 5 — прочие разрывные нарушения

изображения благодаря различной его тональности, обусловливаемой ландшафтными, геоморфологическими и геологическими особенностями снятой территории. Но при этом четко проявляется очень важная особенность космических фотографий, заключающаяся в том, что на них отражаются обширные площади. Это определяет возможность обзора больших территорий и прослеживания на их площади различных элементов поверхности земной коры и, следовательно, выявления не только их линейной и площадной размерности, но и их взаимных связей. Наряду с большой протяженностью некоторых линий на фотографиях отчетливо видна прерывистость многих из них, что, вероятнее всего, определяется внешними и внутренними факторами фотогеничности того или иного объекта. Фиксируемое на космических фотографиях неравномерное распределение линий разрывных нарушений скорее всего отражает различие внутренних напряжений в разных участках земной коры, сказывающееся, несомненно, на внешних их особенностях, а следовательно, и на фотогеничности.

Учитывая все это при попытке структурного дешифрирования космических фотоснимков и отражения результатов на сводной схеме, все разрывные нарушения, показанные на ней, в соответствии с общей схемой разбиты на четыре основные группы (рис. 2). К первой из них отнесены наиболее крупные (они же и наиболее протяженные) региональные разрывные нарушения широтного направления. Во вторую включены разрывные нарушения северо-западного направления. Третья группа объединяет разрывные нарушения почти меридиональные. И, наконец, четвертая — наиболее крупные разрывные нарушения северо-восточного направления.

Разрывные нарушения отнесенные к первой группе, т. е. к широтным, обычно хорошо выражены в рельефе в виде узких зон относительных понижений. Для разрывных нарушений этой группы характерны плавные пологие изгибы, обращенные выпуклостью к югу в южных частях рассматриваемой территории или к северу в северной ее половине. Представляется, что такая конфигурация отражает характер напряжений, возникавших при движении масс земной коры при тектонических процессах, обусловливавших образование региональных разрывных нарушений типа крупных надвигов и сопряженных с ними зон сжатия или смятия.

Столь же четко выражены разрывные нарушения северо-западного направления. С разрывными нарушениями первой группы они имеют относительно сложные соотношения. Чаще всего в современном эрозионном срезе между ними наблюдается тупой или почти прямой угол или сочетание тех и других в плане отражается в виде дуг большого радиуса. На космических фотографиях отчетливо видно, что линии, отвечающие разрывным нарушениям этого направления, на севере и юге отклоняются к востоку, приобретая в первом случае почти меридиональное или даже северо-северо-восточное простирание, а во втором — меняя угол сопряжения с широтными разрывными нарушениями, как бы сливаются с ними (см. рис. 1, 2). Это подчеркивает их взаимную связь, что уже давно было отмечено многими исследователями Казахстана и Тянь-Шаня, а наиболее четко сформулировано в работах Н. А. Афоничева и Л. И. Боровикова (1970, 1975). Разрывные нарушения этих двух направлений — своеобразные динамо-пары, действующие в тесной связи друг с другом в определенной временной и пространственной последовательности. При этом разрывные нарушения северо-западного направления, так же как близширотные, отражают характер напряжений, возникавших при тектонических процессах и определявших образование региональных разрывных нарушений типа сдвигов в зонах растяжения.

Меридиональные разрывные нарушения дешифрируются хуже, что связано в первую очередь с менее резким отражением их в ландшафтах. На космических фотографиях они трассируются по прерывистым относительным понижениям рельефа, иногда используемых временными водотоками, по отдельным прямолинейным участкам уступов и другим меридионально ориентированным линиям. Но, несмотря на фрагментарное отражение таких разрывных нарушений на космических фотографиях, при дешифрировании удается выделить ряд ранее неизвестных меридиональных разломов, имеющих большое значение в общем плане геологического строения региона.

Значительно лучше дешифрируются разрывные нарушения северо-восточного направления. Они обычно хорошо выражены в формах рельефа и довольно четко прослеживаются на больших расстояниях. Однако они не образуют столь же густой сети, как разрывные нарушения близширотного, северо-западного и меридионального направлений и не очень резко отделяются от первого из них. Это позволяет допускать, что значительная часть линий широтного и северо-восточного простирания относится к тектоническим элементам одной группы и только какая-то часть разрывных нарушений северо-восточного направления составляет самостоятельную группировку. Отмеченные особенности довольно отчетливо видны на прилагаемых схемах (см. рис. 1, 2) и хорошо выявляются при сопоставлении их между собой.

Таковы общие черты структурного плана территории, выявляемые при дешифрировании космических фотографий. Они в целом согласуются с имеющимися геологическими и геофизическими материалами, а в ряде случаев дополняют их. Например, весьма интересной является выявленная А. В. Доливо-Добровольским новая зона разрывных нарушений меридионального простирания в западной части описываемого

района. На геологических и геофизических картах она до сих пор не находила достаточно полного отражения. Эта зона имея «антитяньшанское» направление (Борисов, 1962; Бухаро-Хив. нефт. обл., 1963; Резвой, 1962, 1965), пересекает хр. Каратау и делит его на две части: северо-западную и юго-восточную. Проходит она там, где видна граница между основными орографическими элементами Каратауской горной системы, т. е. между Б. и М. Каратау и фрагментарно подтверждается геофизическими данными. Прямолинейные контуры некоторых форм рельефа, вероятно, отражают особенности геологического строения и характер разрывных нарушений в пределах этой территории [1].

Наряду с обзорным дешифрированием, обеспечивающим получение общей информации о структурном плане региона, авторами статьи было проведено детальное дешифрирование отдельных наиболее интересных в структурном отношении участков, что позволило получить дополнительные данные об их геологическом строении. Учитывая некоторую неоднородность качества космических фотографий, нами для такого дешифрирования были выбраны три участка: на западе — район хр. Каратау (рис. 3); в центре — территория западного Прибалхашья (рис. 4, 4а)

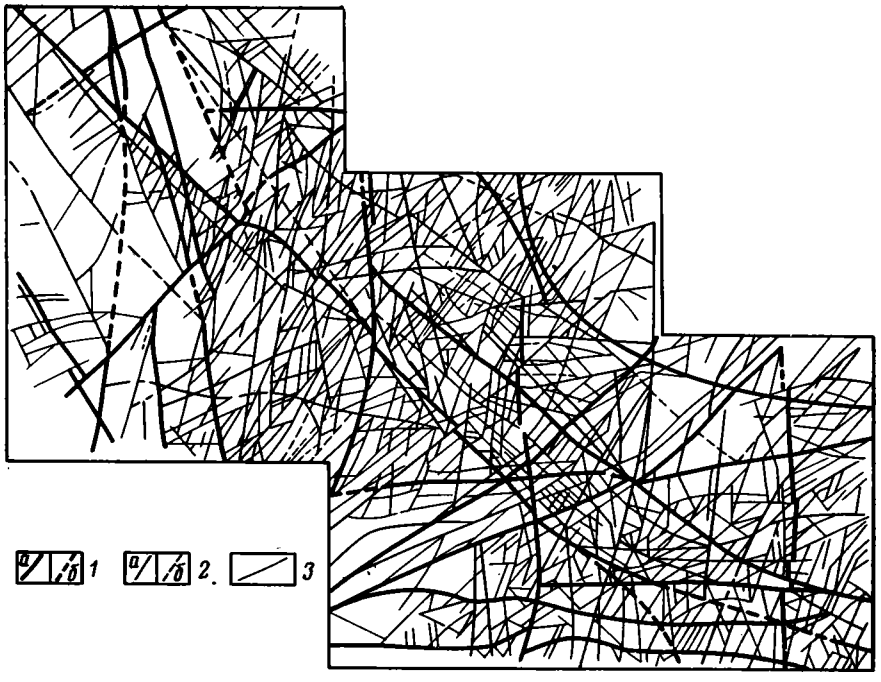


Рис. 3. Схема детального дешифрирования разрывных нарушений хр. Каратау.
1 — наиболее крупные региональные разрывные нарушения; *2* — менее крупные региональные разрывные нарушения; *3* — прочие разрывные нарушения.
Уверенно дешифрируемые разрывные нарушения проведены сплошной линией (*а*), менее уверенно (предположительно) — пунктирной (*б*)

и на востоке — площадь северо-восточного Прибалхашья (рис. 5). При этом, так же как и при общем дешифрировании, на прилагаемых схемах отражены не все выявленные структурные линии, а только те, которые соответствуют основным группам разрывных нарушений.

На космических фотографиях территории хр. Каратау отчетливо проявлена зона нарушений, отделяющая северо-западную и центральную

[1] Возможно, что эта зона составляет южную часть Обско-Гыданского линеамента (Особенности расположения и строения..., 1971).

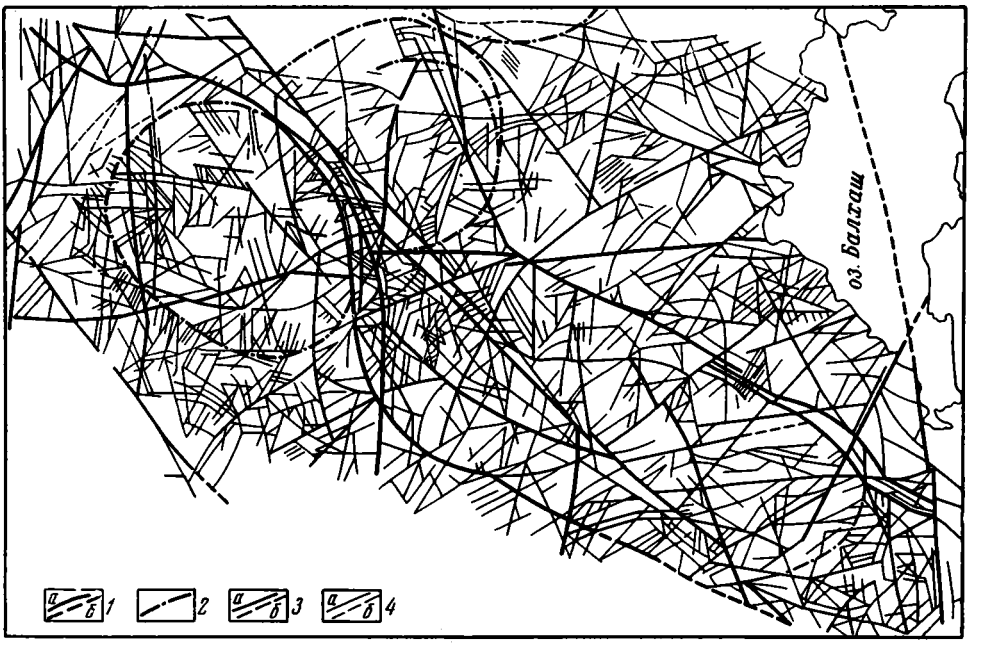


Рис. 4*а*.

части этой горной системы от Чу-Сарысуйской впадины. Это ничем не отличается от того, что обычно изображается на геологических картах и наблюдается непосредственно на местности. При продолжении на юго-восток отмеченная зона (рис. 3), судя по космическим фотографиям, расчленяется на две ветви, одна из которых при небольшом смещении в меридиональном направлении, почти не меняя простирания, продолжается на юго-восток, а вторая отклоняется к востоку. Отмеченное разветвление пространственно совпадает с западной границей хр. М. Каратау и с описанной выше зоной разрывных нарушений меридионального направления. Широко распространенное, ставшее обычным изображение юго-восточного продолжения Главного Каратауского разлома в качестве Талассо-Ферганского сдвига на космических фотографиях не отражается с той отчетливостью, какую можно было ожидать при такой трактовке сопряжения этих двух крупных структурных элементов. В связи с этим возникает сомнение в правильности существующей интерпретации их сочленения.

На космических фотографиях отчетливо дешифрируется большое количество разрывных нарушений, не находящих почему-то отражения на имеющихся геологических картах. Часть из них подтверждается геофизическими данными. Менее четко проявляются, а поэтому и дешифрируются с меньшей уверенностью, разрывные нарушения, параллельные или почти параллельные простиранию Главного Каратауского разлома. Объясняется это тем, что они морфологически сходны и часто совпадают с линиями на космических снимках, отражающими другие геологические границы, например контуры сопряжения толщ разных горных пород, образующих обычно узкие вытянутые складки.

При анализе таких линий были тщательно рассмотрены соотношения их между собой и в качестве разрывных нарушений северо-западного простирания выделены те линии, вдоль которых обнаруживаются признаки срезания ими других геологических объектов. Выявление таких разрывных нарушений облегчается немного тем, что на космических фотографиях довольно хорошо отражается общий характер складчатости пород в пределах хр. Каратау. Для северо-западной его части типичны узкие вытянутые складки, а в Центральном Каратау наиболее отчетливо проступают брахиформные складки. Все это хорошо известно по результатам наземных наблюдений. Однако только анализ космических фотографий позволяет выявить резкую границу между этими типами складок, которая пространственно совпадает с зоной разрывных нарушений почти меридионального простирания. Это позволяет высказать предположение о неодинаковом тектоническом режиме двух смежных частей хр. Каратау и об относительно большей приподнятости северо-западной.

Второй участок для детального дешифрирования выбран на территории западного Прибалхашья в пределах северо-западной части Джалаир-Найманской зоны. На прилагаемой схеме (рис. 4) отчетливо видно очень сложное строение этой части зоны, состоящей из ряда неодинаковых по величине и разноориентированных блоков, среди которых преоб-

Рис. 4. Схема детального дешифрирования разрывных нарушений на территории западного Прибалхашья.

1 — наиболее крупные региональные разрывные нарушения; *2* — крупные кольцевые разрывные нарушения; *3* — региональные разрывные нарушения; *4* — прочие разрывные нарушения. Уверенно дешифрируемые нарушения проведены сплошной линией (*а*), менее уверенно (предположительно) — пунктирной (*б*). Рис. 4*а*. Фрагмент схемы детального дешифрирования разрывных нарушений на территории западного Прибалхашья с показом структурных линий и отдешифрированных контуров. *1* — наиболее крупные региональные разрывные нарушения; *2* — крупные кольцевые разрывные нарушения; *3* и *4* — менее крупные региональные разрывные нарушения; *5* — структурные линии; *6* — границы отдешифрированных геологических контуров

ладают вытянутые в северо-западном и северо-восточном направлениях. Все они ограничены разрывными нарушениями, из которых наиболее четкими и протяженными являются те, которые имеют северо-западное простирание. На северо-западе рассматриваемого участка в пределах основной зоны хорошо дешифрируется система сопряженных с ней криволинейных дугообразных нарушений, образующих в плане круги или овалы. И те, и другие по существу являются проекцией на земную сферу сравнительно коротких разрывных нарушений, сочленяющихся между собой и с нарушениями главной зоны под острыми углами.

Столь же четко на космических фотографиях видно сложное строение Сарытумской зоны, образуемой серией сближенных между собой разрывных нарушений северо-западного простирания. На них же отчетливее видно сочленение ее с Джалаир-Найманской зоной. Северо-западнее Жильтауского массива Сарыттумская зона отклоняется к востоку, приобретая север — северо-западное направление и лишь одной из своих ветвей под острым углом сопрягается с Джалаир-Найманской зоной. На космических фотографиях эта особенность сочленения двух зон отображается значительно лучше и точнее, чем восстанавливается по непосредственным геологическим наблюдениям и имеющимся геофизическим данным.

Хорошо дешифрируемые и выделенные на схеме в качестве крупных региональных нарушений линии северо-восточного, почти широтного и меридионального направлений, так же как и основные северо-западного простирания, прослеживаются четко и за пределами рассматриваемого участка, что видно на общей схеме (см. рис. 1). Наряду с ними по космическим снимкам выделяется много других разрывных нарушений второстепенного значения и частично имеющих, вероятно, экзогенное происхождение, но отражающих внутренние особенности геологического строения тех участков земной коры, на которых они распространены.

Одной из наиболее интересных особенностей рассматриваемой территории являются хорошо дешифрируемые на космических фотографиях разрывные нарушения, образующие в плане овалы или круги. Наличие кольцевых форм на площади Центрального Казахстана отмечали уже давно многие исследователи этого края, но наиболее полно их охарактеризовала Г. З. Попова (1966). Они выявлены ранее и в других районах СССР. Однако хорошо изучены только относительно мелкие кольцевые структуры вулкано-плутонического типа. Крупные кольцевые формы делимости земной коры изучены пока недостаточно и оконтуриваются в основном предположительно по результатам геоморфологического анализа топографических карт и сопоставления этих результатов с некоторыми геологическими особенностями строения изучаемых участков земной коры. Космические фотографии являются прекрасным фактическим материалом для более детального анализа этих специфических структурных форм с целью выяснения их происхождения, а также для разработки методики изучения их.

На прилагаемой схеме участка Западного Прибалхашья (рис. 4) и более детальном изображении одной из отдешифрированных кольцевых структур (рис. 4а) хорошо виден характер сопряжения разрывных нарушений Джалаир-Найманской зоны с разрывными нарушениями, оконтуривающими эти структуры, которые выступают на современном эрозионном срезе в форме овальных «блоков». Создается впечатление, что нарушения в Джалаир-Найманской зоне при подходе к этим «блокам» отклоняются и как бы обтекают их, возвращаясь за ними к своему первоначальному северо-западному направлению. Вместе с тем видно, что овальные «блоки», расположенные юго-западнее и северо-восточнее осевой части линейной зоны, срезаются ее разрывными нарушениями (см. рис. 1, 2, 4, 4а). Это является основанием для предположения, что овальные «блоки» — структурные элементы более древние и существова-

ли до заложения Джалаир-Найманской геосинклинальной системы, а в процессе становления ее они были расчленены на части, из которых одни были полностью переработаны и уничтожены, а другие сохранились в качестве жестких глыб, представлявших собою фрагменты срединных массивов на площади Казахстанско-Тяньшаньской складчатой области.

На детальной схеме юго-западного овального «блока» (см. рис. 4а) четко вырисовываются и другие особенности его геологического строения. Многие структурные элементы горных пород от позднедокембрийского до девонского возраста, образующие этот «блок», имеют контуры, сходные с общими очертаниями самого «блока» или по конфигурации подчинены им. Такое сочетание их между собой позволяет говорить о возможном существовании на этом месте антиклинального поднятия еще в докембрии. Усиление вертикальных перемещений, по-видимому, привело к обособлению этого «блока», а последующая дифференциация тектонических движений к последовательному формированию на нем отдельных структурных элементов и становлению его как срединного массива. Такое предположение находит подтверждение в периферически-кольцевом расположении девонских эффузивных пород, представленных лавами и различными пирокластическими образованиями, а также в пространственном положении мелких изометричных гранитоидных девонских интрузий в пределах этого «блока».

Наложенные каменноугольные мульды, хорошо дешифрируемые на космических фотографиях этого участка, ведут себя несколько иначе. На северо-западе они имеют овальную форму, в какой-то мере подчиняющуюся общей конфигурации «блока», а на юго-востоке не обнаруживают видимой связи с его овальными контурами. Здесь же и структурные элементы в девонских отложениях приобретают довольно четко выраженную ориентировку, согласную с общим простиранием Джалаир-Найманской зоны, а также с направлением меридиональных нарушений. Все это позволяет делать вывод о последовательности возникновения и становления основных структурных элементов.

В геофизических полях рассматриваемый «блок» проявляется как овальная по форме в плане область повышения регионального гравитационного поля, что может быть доказательством неглубокого положения кровли кристаллического фундамента. Наконец, этот «блок» находит отражение и в современных формах рельефа, свидетельствующих о продолжающихся тектонических движениях по его периферии.

К характеристике первых двух участков следует добавить некоторые данные о Чу-Сарысуйской депрессии, получаемые при дешифрировании космических фотографий. На этой территории четко выделяются три системы нарушений северо-западного направления, в общем параллельные Главному Каратаускому разлому и Джалаир-Найманской зоне. Одна из них, наиболее восточная, ограничивает с востока саму депрессию, а две других проходят в ее пределах и оконтуривают Таласо-Тастинское поднятие. В районе Муюнкумов нарушения дешифрируются фрагментарно по некоторым геоморфологическим признакам, что особенно характерно для юго-восточной части, для которой эти зоны частично отдешифрированы предположительно. Более четко они дешифрируются в северо-западной части благодаря тому, что здесь резко проявляются мелкие формы рельефа, подчеркивающие наличие разрывных нарушений. Обе зоны ранее на тектонических схемах выделялись лишь предположительно по комплексу геологических и геофизических данных и о них имеются указания в геологической литературе (Боровиков, Борсук, 1961; Исследования природной среды..., 1972, 1973, и др.). Однако дешифрирование космических фотографий позволяет выявлять их в более отчетливом виде.

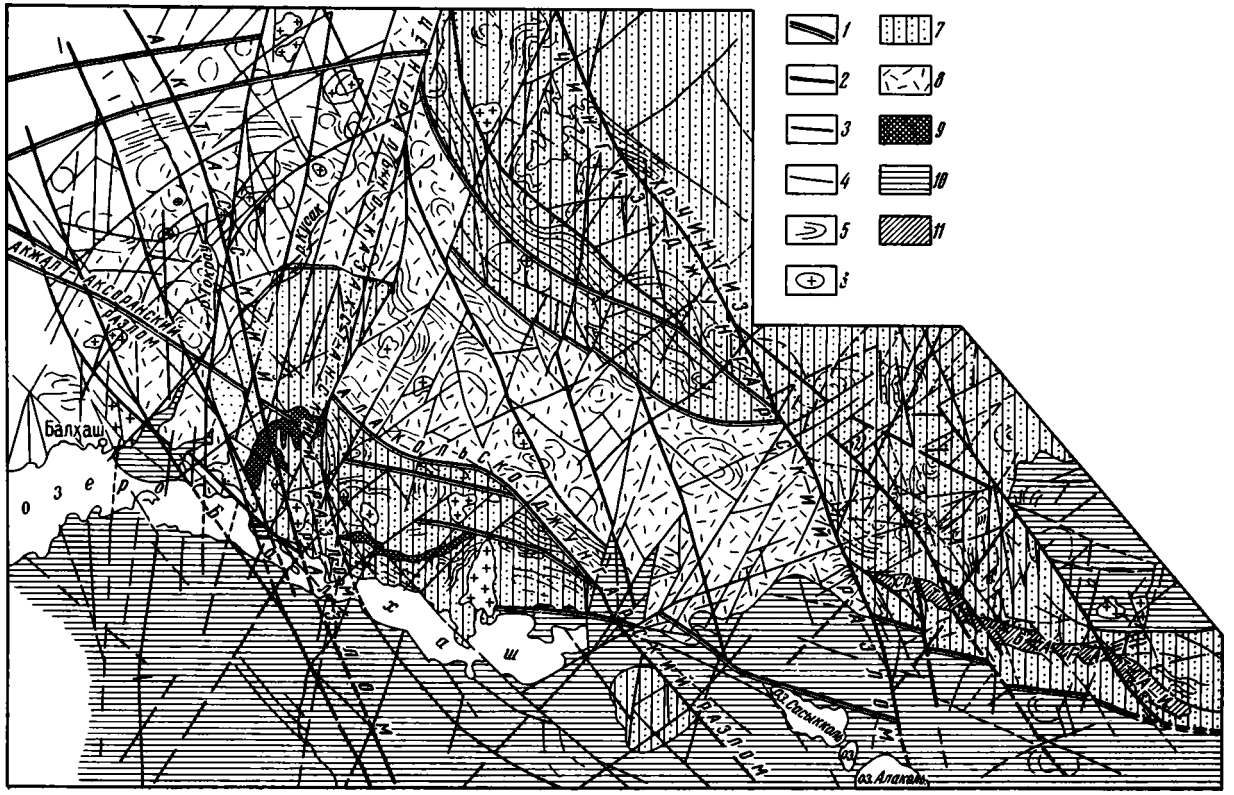


Рис. 5. Схема детального дешифрирования космических фотоснимков территории северо-восточного Прибалхашья.

1 — наиболее крупные региональные разломы широтного направления; *2* — региональные разломы северо-западного направления; *3* — наиболее крупные разломы меридионального и северо-восточного направления; *4* — прочие разрывные нарушения; *5* — структурные линии; *6* — массивы гранитов, выявленные при дешифрировании; *7* — области развития терригенно-осадочных формаций; *8* — области развития вулканогенных формаций; *9* — область развития яшмо-диабазовой формации; *10* — районы развития мощного чехла четвертичных отложений; *11* — заснеженные участки водоразделаных поверхностей выравнивания хр. Тарбагатай. Уверенно дешифрируемые разломы проведены сплошной линией, менее уверенно (предположительно) — пунктирной

То же следует заметить и относительно зоны разрывных нарушений почти широтного простирания, дешифрируемой вдоль долины р. Чу и ранее отмечаемой на картах с меньшей уверенностью главным образом по геоморфологическим данным (Боровиков, Борсук, 1961; Исследования природной среды..., 1973; Шлыгин, 1971, и др.).

Третий участок детального дешифрирования относится к площади северо-восточного Прибалхашья и Предчингизья (рис. 5). В его пределах, так же как и в других местах, на космических фотографиях отдешифрировано большое количество линий, отражающих разнообразные структурные элементы: простирание слоистых толщ, различные разрывные нарушения и другие особенности геологического строения. Но наиболее полная информация при дешифрировании относится к разрывным нарушениям, создающим основной каркас структурного плана. Хорошо выделяются известные важнейшие зоны: Центрально-Казахстанская, Актасская, Акжал-Аксоранская, Чингиз-Джунгарская, а также серия других разрывных нарушений. На детальной схеме, так же как и на общей (см. рис. 1), выделены четыре основные системы: широтная, северо-западная, почти меридиональная и северо-восточная и серия значительно более мелких разнообразно ориентированных разрывных нарушений. Существенно расширена по сравнению с имеющимися геологическими картами сеть разрывных нарушений северо-восточного направления. При дешифрировании космических фотографий в ряде наиболее протяженных разрывных нарушений северо-западного простирания выявляются плавные перегибы за счет отклонения нарушений в отдельных участках к западу. Вследствие этого такие разрывные нарушения в плане приобретают флексурообразную форму. При детальном же дешифрировании отчетливо вскрывается смещение широтных разрывных нарушений северо-восточными и северо-западными, что позволяет получать дополнительные фактические данные, подтверждающие последовательность формирования разрывных нарушений и более древний возраст широтных. Это согласуется с имеющимися геологическими и геофизическими материалами и с тем, что отражено на существующих картах и схемах тектонического районирования (Афоничев, Боровиков, 1970, 1974; Боровиков, Борсук, 1958, 1961). Хорошая дешифрируемость большинства нарушений широтного и северо-западного направлений несомненно свидетельствует о длительной истории их существования, многократном их обновлении и наибольшей их активизации в настоящее время. В силу этого они хорошо выражены во многих особенностях рельефа и поэтому наиболее четко фиксируются на космических фотографиях. По четкости изображения разрывных нарушений можно судить о последовательности активизации движений в их зонах и при этом говорить, что нарушения северо-западного направления активизировались позднее широтных. Наиболее поздней является активизация разрывных нарушений северо-восточного простирания. На это указывает наличие антецедентных участков долин рек Ащиозек, Токрау и др. в местах пересечения разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простираний. Об относительной молодости нарушений северо-восточного направления, четко выраженных на космических фотографиях, свидетельствует их секущее положение по отношению к палеозойскому структурному плану и слабое влияние на формирование основного каркаса структурного плана внутренней части Ц. Казахстана и Джунгарии. Этим, вероятно, объясняется то, что на существующих тектонических схемах и геологических картах они отражаются с меньшей четкостью и полнотой, чем широтные и северо-западные. Анализ результатов дешифрирования космических фотографий хорошо подтверждает существующие высказывания геологов о возрастных взаимоотношениях разрывных нарушений и унаследованном характере последовательности их активизации.

Новейшими движениями в Акжал-Аксоранской зоне относительно древнего заложения, по-видимому, можно объяснить такое аномальное явление, наблюдаемое на космических фотографиях, как «просвечивание» юго-восточного продолжения этой зоны сквозь мощную эффузивную толщу в Токрауском синклинории. Это явление пока не нашло четкого отражения в геологических материалах и созданных на их базе геологических картах.

Дешифрирование космических фотографий позволяет подтверждать сдвиговую природу ряда нарушений, выявленную ранее по геологическим данным. Например, на них хорошо видны правосторонние смещения отдельных частей гранитных массивов Бектау-Ата и Кызылрай системой разрывных нарушений северо-западного простирания на расстояния от 5 до 20 *км*. Столь же четко фиксируется на космических фотографиях правостороннее смещение верхнепалеозойских вулканогенных толщ и нижнепалеозойских вулканогенно-осадочных отложений в пределах Центрально-Казахстанской и Чингиз-Джунгарской зон нарушений. Судя по результатам дешифрирования, амплитуда сдвига в Центрально-Казахстанской зоне составляет 60—70 *км*, а в Чингиз-Джунгарской около 100 *км*. По системе нарушений северо-западного простирания фиксируется правосторонний сдвиг на 5—15 *км* отдельных участков хр. Тарбагатай. Однако это не может быть признано достоверным, так как дешифрирование осуществлено по космическим фотографиям, на которых смещенные участки покрыты снежниками. Разрывы в их контурах являлись одним из критериев опознания сдвига при дешифрировании. Сдвиги предполагаются и вдоль некоторых нарушений северо-восточного простирания, однако для утверждения этого данных оказывается недостаточно. Ценную информацию дают космические фотографии для выявления кольцевых структур, давно отмечаемых геологами, изучавшими территорию Центрального Казахстана, на площади развития палеозойских вулканогенных образований, вскрытых на современном эрозионном срезе. На космических фотографиях они дешифрируются по разным признакам, отражающим расположение интрузий, экструзивных куполов, отдельных вулканов, кольцевых и радиальных разрывных нарушений, многочисленных даек, систем концентрически вложенных куэст вулканогенных пород и т. д. По этим признакам дешифрируются многие кольцевые структуры с поперечником от 10 до 70 *км*, большая часть из которых представляет собою давно уже выявленные и изученные вулкано-тектонические кольцевые структурные элементы.

Как уже отмечалось в начале статьи, космические фотографии, захватывающие территорию восточной части Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау и Северного Тарима в значительной части являются перспективными. Поэтому качество дешифрирования их резко снижается, в связи с чем результаты анализа таких фотографий рассматриваются лишь в самом общем виде, а в выводах учитывается то, что дешифрирование имеет меньшую степень достоверности, убывающую с усилением перспективности. Особенно это ощущается для северных окраин Таримской платформы и отражается на попытках проанализировать по имевшимся в нашем распоряжении космическим фотографиям характер сопряжения Казахстанско-Тяньшаньской складчатой области с Таримом.

При дешифрировании снимков Тянь-Шаня также выявляются разрывные нарушения четырех основных направлений, но при этом отмечается, что почти меридиональные и северо-восточные имеют относительно слабое развитие. Кроме того, вследствие больших геометрических искажений, возникающих с усилением перспективности, отделение их друг от друга становится затруднительным.

Наиболее хорошо прослеживаются широтные разрывные нарушения, фиксируемые по наличию тектонических уступов и резкой смене типов рельефа, обусловленных сменой комплексов отложений. Выявлению их

при дешифрировании помогает соответствующая ориентировка речных долин. Менее четкими на космических фотографиях являются северо-западные разрывные нарушения, что, возможно, связано с различием истории развития этих систем нарушений и с неодинаковой степенью активизации их, особенно в неогене и в четвертичное время (Стрельников и др., 1973).

Из анализа космических фотографий вытекает, что основная информация касается разрывных нарушений, в основу дешифрирования которых могут быть положены: структурный контроль элементов ландшафта и речной сети, прямолинейность контуров различных по рисунку и тональности изображения разных геологических и геоморфологических объектов, отражающих разнообразие слагающих их горных пород. В этом отношении космические фотографии по существу ничем не отличаются от аэрофотографий. Но они имеют одно несомненное преимущество — это охват больших площадей, т. е. обеспечение широкой обзорности всех фиксируемых объектов и возможность визуального их изучения во всем (или почти во всем) их площадном отражении на земной поверхности. Это и есть то качество космических фотографий, которое позволяет по-новому построить процесс исследований земной поверхности и планеты в целом.

Благодаря ему при изучении по космическим фотографиям хорошо исследованных участков земной коры можно получить много дополнительных данных, позволяющих детальнее, точнее и достовернее вскрыть характерные особенности пространственного расположения различных геологических объектов и их связей между собой. Это же качество космических фотографий помогает более правильно определить линейные и площадные контуры этих объектов и оценить их размеры, а также выявить значительно лучше и полнее особенности узлов сопряжения разных объектов и особенно различно ориентированных разрывных нарушений. Космические фотографии, охватывающие большие площади земной поверхности, позволяют с большей уверенностью и обоснованностью выявлять общие связи и закономерности в распределении крупных разрывных нарушений в земной коре и в их влиянии на основной структурный план больших ее сегментов. С получением таких фотографий существенно расширяются возможности улучшения изучения областей развития вулканогенных пород, природы овально-кольцевых структурных элементов и выявления их в местах, где они не были известны. Благодаря большой обзорности космических фотографий значительно лучше, достовернее и точнее вскрываются многие структурные особенности поверхности земной коры, перекрытой рыхлыми молодыми образованиями. Таким образом, использование космических фотографий при геологических исследованиях открывает особые возможности более объективного восстановления истории геологического развития значительных по площади участков земной коры и Земли в целом. Отсюда вытекает, что значение их для решения многих теоретических и практических, порой чисто утилитарных задач трудно переоценить. Но при этом, однако, следует иметь в виду, что для относительно хорошо изученных регионов космические фотографии едва ли могут открыть что-либо принципиально новое. Нам представляется, что это отчетливо выявляется на опыте дешифрирования таких фотографий части Казахстанско-Тяньшаньской складчатой области. Тем не менее ради объективности следует заметить, что на результатах проделанной работы и общих выводах отразилось отсутствие хороших космических фотографий по южным горным районам СССР и по Тариму.

В то же время необходимо помнить, что геологические объекты и особенно трещины горных пород по происхождению весьма разнообразны. Каждый тип имеет свои особенности форм, размеров и пространственного расположения, но и много общих внешних признаков. Напри-

мер, разрывные нарушения, возникающие под влиянием внутренних напряжений в процессе становления горных пород и разрывные нарушения, являющиеся следствием внешнего силового воздействия, отличающиеся генетически, нередко на поверхности мало отличаются друг от друга. Это затрудняет правильность их разделения на снимках и, следовательно, может существенно влиять на качество результатов дешифрирования. Кроме того, существенную роль в изменении характера земной поверхности, а следовательно, и различных геологических объектов, играют землетрясения, оползни, селевые потоки, ветер, атмосферные осадки и деятельность человека. И это все, несомненно, отражается на фотогеничности различных геологических объектов, от чего в свою очередь зависит возможность их выделения на космических фотографиях.

В заключение нужно отметить, что с учетом отмеченных достоинств и недостатков, космические фотографии открывают перед геологами большие возможности получения более точного и достоверного материала для более объективного суждения о геологическом строении исследуемых участков земной коры и о генетических связях внешних проявлений с внутренними напряжениями в Земле.

Литература

Афоничев Н. А., Боровиков Л. И. Схема тектонического районирования Восточного Казахстана.— Врезка к карте геологических формаций Восточного Казахстана. Изд. Лен. картфабрики ВАГТ, 1970.

Афоничев Н. А., Боровиков Л. И. Роль разрывных нарушений в становлении структурного плана территории Восточного Казахстана.— Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, 1975, т. 234.

Аэрометоды геологических исследований. Л., «Недра», 1971.

Борисов О. М. О поперечном глубинном разломе Тянь-Шаня.— Узб. геол. ж., 1962, № 2.

Боровиков Л. И., Борсук Б. И. Казахстанская складчатая область. В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3, Госгеолтехиздат, 1958.

Боровиков Л. И., Борсук Б. И. Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана.— В кн.: Матер. Всес. н.-и. геол. ин-та (ВСЕГЕИ), новая серия, вып. 41, 1961, с. 496.

Бухаро-Хивинская нефтегазоносная область. Авт.: Бабаев А. Г., Лебзик Е. В., Симоненко А. Н., Кушниров И. В. Изд-во АН УзССР, Ташкент, 1963.

Исследования природной среды с пилотируемых орбитальных станций. Л., Гидрометеоиздат, 1972.

Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. Доклады советских ученых на совещании советско-американской рабочей группы по исследованию природной среды с помощью космических средств. Москва, 12—17 февраля 1973 г. АН СССР, М., 1973.

Особенности расположения и строения глубинных разломов Казахстана по геофизическим данным. Авт.: Р. Р. Бекжанов, Ю. А. Калмогоров, Н. Я. Кунин и др. В кн.: Геофизические исследования в Казахстане. Сб. матер. III респ. геофиз. конфер., Алма-Ата, 1971.

Попова Г. З. Кольцевые и линейные морфоструктуры Казахской складчатой страны. Алма-Ата, «Наука», 1966.

Резвой Д. П. О Западно-Тянышаньском поперечном глубинном шве.— Вестн. геол. ф-та Львовск. ун-та, 1962, № 1.

Резвой Д. П. «Антитяньшаньское» структурное направление в тектонике Средней Азии.— В кн.: Геологический сборник, № 9 (геология глубинных разломов некоторых регионов СССР). М., «Недра», 1965.

Современные технические средства изучения Земли из космоса и зарубежный опыт их использования в геологии. Авт.: Г. Б. Гонин, И. К. Абросимов, С. М. Богородский, Е. А. Востокова, ВИЭМС, М., 1972.

Стрельников С. И., Гусев Н. А., Скублова Н. В. Результаты геологического дешифрирования космического фотоснимка Восточного Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау и Северного Тарима.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология, М., 1973.

Шлыгин Е. Д. Тектоника и колебательные движения Центрального Казахстана.— Вестн. АН КазССР, 1971, № 9.

Всесоюзный ордена Ленина научно-исследовательский геологический институт, Лаборатория Аэрометодов, Ленинград

Статья поступила 17 мая 1974 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 1 Январь — Февраль 1976 г.

УДК 551.25

К. ЭББЛИН

О КАТАКЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ

Автор не ставит своей целью ликвидацию терминологических противоречий и приводит лишь некоторые замечания по поводу существующей терминологии катакластических пород. Цель статьи — показать несостоятельность представлений об образовании катакластических пород при механическом раздроблении. Статья включает также соображения о соотношении плоскостной текстуры, возникающей при катаклазе, с главными осями деформации.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕРМИНА «КАТАКЛАСТИЧЕСКАЯ ПОРОДА»

Термин «катакластическая порода» впервые был предложен Т. Керулфом (Kjerulf, 1885), различавшим три стадии постепенно увеличивающейся катакластической деформации. Первая стадия характеризуется появлением тончайших полосок тонкозернистого материала в почти недеформированной кристаллической породе. На второй стадии в породе, состоящей из тонкозернистой полосчатой массы, содержатся большие, часто неперекристаллизованные зерна. Третья стадия представлена чередованием очень сильно вытянутых линз микроскопического размера, различающихся по размеру и составу зерен.

Таким образом, катакластическая деформация (которая, согласно Bonney, 1892, может происходить без изменения ранее существовавших метаморфических минеральных ассоциаций) приводит к уменьшению размеров всех или части зерен одного или нескольких минералов, составляющих породу.

Катакластические породы иногда сопоставляют с тектонитами, связанными с образованием разрывных нарушений в приповерхностных условиях, и некоторые классификации катакластических пород (например, Белоусов, 1954; Higgins, 1971) включают в них продукты приповерхностного хрупкого разрывообразования. Однако существуют сомнения (Oulianoff, 1954) в целесообразности отождествления катакластических пород с тектонитами. Автор также придерживается мнения, что только те породы следует называть катакластическими, которые не теряли своей сплошности, не теряли сцепления зерен во время деформации (Waters et al., 1935).

В данной работе тектониты не рассматриваются. Крайне тонкозернистые, но микроскопически однородные породы, несущие следы потери сцепления при деформации (Lundgren et al., 1972), также не включаются здесь в группу катакластических. Породы типа псевдотахилитов (Shand, 1917; Салоп, 1949; Лутц, 1962) и ультрамилонитов (Staub, 1915, 1928) следует рассматривать как специфическую категорию пород, которые находятся в таком же отношении к катакластическим породам, в каком ультраметаморфические породы находятся по отношению к метаморфическим.

Термин «катакластическая порода» целесообразно употреблять только по отношению к тем породам, которые несут следы микроскопически неоднородной деформации (Судовиков, 1964). Главным доказательст-

вом такой деформации считается прогрессирующее уменьшение размера зерен в пределах микроскопических зон и отсутствие во внутреннем строении породы несогласий, которые могли бы говорить об имевшей место потере сцепления.

РАЗДРОБЛЕНИЕ ИЛИ ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ?

В общем случае прогрессивный метаморфизм сопровождается увеличением крупности зерен. Однако существование поясов катакластических пород говорит о том, что при специфических условиях протекания метаморфизма может происходить и уменьшение размеров зерен (Кузнецов, 1953; Щукарев и др., 1967). Уже первые наблюдения показали, что пояса катакластических пород являются в то же время зонами интенсивнейших дислокаций (Geikie, 1884), из чего было сделано заключение о принципиальном отличии механизма формирования катакластических пород от собственно метаморфизма и подобии его механическому раздроблению, происходящему при образовании разрывов в приповерхностных условиях.

Эксперименты по деформации пород при высоких давлениях и температурах (Griggs et al., 1960) показали, что зоны вязких разрывов, в которых образуются катакластические породы, подобно зонам хрупких разрывов, развиваются параллельно поверхностям больших скалывающих напряжений, тогда как в природе разрывы в метаморфических породах большей частью параллельны осевым поверхностям относительно крупных складок. Если не рассматривать такое положение разрывов как довод в пользу происхождения складок по типу складок скалывания, мы вынуждены будем заключить, что вязкие разрывы, образовавшиеся первоначально параллельно поверхностям больших скалывающих напряжений, в ходе нарастающей складчатой деформации принимают положение, приближающееся к перпендикулярному направлению максимального сжатия. Несмотря на то, что при таком значительном изменении положения поверхностей разрывов должна была происходить очень значительная деформация, сомнительно, чтобы ее воздействие на породы в зоне разрыва было подобно перетиранию. Эти сомнения частично обосновываются кривыми напряжение — деформация, полученными экспериментально при изучении поведения пород при высоких давлениях и температурах (Griggs et al., 1960). Кривые, отражая характер внутренней деформации, подтверждают разницу между механизмами образования хрупких и вязких разрывов и показывают, что при образовании вязких разрывов и при вязком течении может не быть разницы в характере внутренней деформации, что подтверждается также теоретическими соображениями (Odé, 1960).

Таким образом, вязкий разрыв можно рассматривать как зону повышенной, более быстрой деформации в пластически деформируемой среде. Подобные зоны повышенной деформации, легко читаемые на геологической карте, часто трудно распознаваемы макроскопически. Лишь иногда катакластические породы имеют хорошо заметную макроскопически полосчатую текстуру, образованную субпараллельной ориентировкой очень плоских тончайших линз тонкозернистого материала. Такая текстура, считающаяся основным диагностическим признаком милонитов (Lapworth, 1885), может рассматриваться как сочетание огромного количества макроскопически различимых зон повышенной деформации. Однако плоскостная текстура катакластических пород, подобно зоне разрыва в целом, во всех случаях, когда ее можно наблюдать вместе с другими структурными элементами, по-видимому, всегда перпендикулярна направлению максимального сжатия (Родыгин и др., 1966; Johnson, 1967; McLeish, 1971; Lundgren et al., 1972). Но поверхности плоскостной текстуры катакластических пород никогда не являются поверхностями рез-

кого смещения пересекаемых ими ранее существовавших текстур. Таким образом, нет никаких данных, позволяющих предположить, что плоскостная текстура катакластических пород отражает поверхности больших сдвиговых деформаций и что деформация протекала с перетиранием пород.

Несмотря на то, что макроскопически видимые доказательства механического раздробления пород при катаклазе отсутствуют, принято считать, что катаклаз, как всякое раздробление, сопровождается уменьшением плотности пород. Однако у катакластических пород с теми же самыми минеральными ассоциациями, что и их аналоги в некатаклазированных метаморфических породах, отмечено увеличение плотности (Reinhard et al., 1927). Иногда такое увеличение плотности может связываться с удалением менее плотных минеральных фаз (Anthonioz, 1971) или с метасоматическими процессами. Однако в ряде случаев оно совершенно определенно вызвано уменьшением объема пород (Reinhard et al., 1927), что опять-таки лишний раз свидетельствует о протекании катакластической деформации без механического раздробления.

Доводы в пользу того, что катакластическая деформация происходила путем механического дробления, в значительной степени основаны на микроскопическом изучении катакластических пород. Общее уменьшение величины зерен, существование микроскопического размера зон столь тонкого материала, что отдельные зерна в нем неразличимы при самых больших увеличениях, неоднородные деформации в неперекристаллизованных более крупных зернах в виде коленообразных изгибов спайности и появления двойников — все это принято рассматривать как доказательство участия механического раздробления в образовании катакластических пород. Однако экспериментальными исследованиями (Heard, 1963; Hobbs, 1968) показано, что уменьшение размеров зерен может происходить и при перекристаллизации. Кроме того, во всех случаях, когда в зонах тонкозернистого материала удается определить их минеральный состав, они оказываются состоящими из более мелких зерен тех же перекристаллизованных минералов. Более того, имеется много примеров зерен с коленообразными изгибами спайности и двойниками в породах, не несущих других следов катакластической деформации. Таким образом, приведенные выше доводы не могут рассматриваться как доказательство образования катакластических пород путем механического дробления.

Более того, имеются два существенных различия между катакластическими породами и порошковатыми продуктами разрывообразования в приповерхностных условиях (Oulianoff, 1942): катакластические породы характеризуются более округленной формой и более неравномерными размерами зерен, чем угловатые обломки в довольно однообразных по размеру зерен мелкозернистых тектонитах зон разрывов, что лишний раз подчеркивает отсутствие сходства между двумя этими путями протекания деформации.

ВОЗНИКНОВЕНИЕ ПЛОСКОСТНОЙ ТЕКСТУРЫ ПРИ КАТАКЛАЗЕ

Возникновение упорядоченной плоскостной текстуры считалось одним из главных доказательств происхождения катакластических пород путем раздробления. Некоторое сходство микроскопического строения таких пород с породами эруптивного происхождения рассматривалось как результат большой скалывающей деформации (Geikie, 1884). Большинство геологов считают плоскостную текстуру катакластических пород возникающей параллельно плоскостям большого скалывающего напряжения (Johnson, 1967). Однако если микролинзы, образующие плоскостную текстуру, являются результатом перекристаллизации, вызванной

деформацией, их ориентировка должна быть перпендикулярной направлению максимального укорочения. Действительно, полевые наблюдения всегда обнаруживают именно такую ориентировку микролинз. В то же время, как мы уже видели, нет никаких экспериментальных данных, которые показывали бы, что такие линзы могут ориентироваться параллельно направлениям больших скалывающих напряжений.

Более того, теоретически невозможно, чтобы поверхность максимального скалывающего напряжения приняла ориентировку, перпендикулярную направлению максимального укорочения (хотя при большой величине деформации может быть достигнуто положение, весьма близкое к перпендикулярному (Gonzales-Bonorino, 1960; Onta, 1969). На практике это может привести к почти нормальному расположению линзочек катакластической породы по отношению к направлению максимального сжатия и разрывов, особенно, если деформация сопровождается некоторым уменьшением объема (Reinhard et al., 1927; Gonzales-Bonorino, 1960; Means et al., 1972), на что указывает наличие компонента уплощения, часто наблюдаемого в зонах разрывов (McLeish, 1971; Lundgren et al., 1972).

Кроме того, наблюдаемые в поле соотношения (Johnson, 1965; Barder, 1965; Ebblin, 1971) часто свидетельствуют о принадлежности катакластической текстуры и складкообразования к разным фазам деформации, что еще более усложняет понимание взаимоотношений. Таким образом, есть все основания считать, что плоскостная текстура катакластических пород может образоваться перпендикулярно максимальному сжимающему напряжению, и в то же время такую текстуру ни в коем случае нельзя рассматривать как подтверждение гипотезы об образовании этих пород путем механического раздробления.

ХАРАКТЕР ДЕФОРМАЦИИ НА МОЛЕКУЛЯРНОМ УРОВНЕ

Представляется теоретически интересным рассмотреть катакластическую деформацию на молекулярном уровне. Для этого необходимо прежде всего четко определить сущность различия между раздроблением и перекристаллизацией. Оба типа деформации можно рассматривать как неоднородное течение в минеральном веществе. Очевидно, что деформация будет меньше внутри вновь образующихся частиц и больше в зонах контакта между ними. При этом в случае раздробления различные части прежнего кристалла поворачиваются как целое одна относительно другой, оставаясь внутри почти недеформированными, тогда как деформация в контактовых зонах оказывается большой и имеет значительную вращательную составляющую. Напротив, если новообразованные маленькие кристаллические зерна приобретают новую кристаллографическую ориентировку путем внутренней перестройки, как это происходит при перекристаллизации, неоднородность деформации и величина деформации в контактовых зонах уменьшаются.

В соответствии с этим, если кристалл распадается на части путем раздробления, контакты между его частями должны нести следы интенсивной сдвиговой деформации. Более того, поскольку эти части не испытывают внутренней деформации, они приспосабливаются к общей деформации внешним вращением. Маленьким частицам приходится повернуться на больший угол, чем крупным, чтобы приспособиться к одинаковой величине перемещения. Наоборот, если кристалл разделился на более мелкие части путем перекристаллизации, необходимое внешнее вращение значительно уменьшается, кристаллографическая ориентировка частиц будет довольно однообразной независимо от их формы и размера, а контакты между ними — мало деформированными.

В природных катакластических породах мы чаще наблюдаем именно последний вариант строения, и это приводит нас к заключению, что

новая текстура является следствием внутреннего перераспределения атомов, которое протекало по-разному в разных частях первоначального крупного кристалла.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Существует мнение (Spry, 1969; Boriani, 1971; Higgins, 1971; Anthonioz, 1971), что, изучая катакластические породы, имеющие гранулированные минералы наряду с негранулированными, можно установить последовательность минералов с уменьшающейся при катакластическом процессе тенденцией к грануляции. Обычно считается, что причиной избирательной перекристаллизации является различие в сопротивлении механическому раздроблению и что тонкозернистая основная масса состоит из наиболее хрупких минералов. Тем не менее на самом деле, по-видимому, в первую очередь перекристаллизовываются именно те минералы, которые считаются наиболее «мобильными».

Была также сделана попытка (Anthonioz, 1971) интерпретировать перекристаллизацию некоторых минералов на основе метаморфической неустойчивости. Однако представляется очевидным, что породы, содержащие перекристаллизованные минералы, наряду с неперекристаллизованными не могут быть в состоянии термодинамического равновесия. Такое неравновесное состояние наряду с грануляцией кристаллов показывает, что подвижность атомов при катакластической деформации весьма невелика.

Все еще широко распространено мнение (Malaroda, 1957), что присутствие катакластических пород является доказательством близповерхностных условий деформации, что подвижность атомов была малой вследствие низких давления и температуры. Однако многочисленные геологические данные показывают (Harker, 1950; Theodore, 1966), что и давление, и температура были довольно высокими. Поэтому можно предположить, что недостаточная подвижность атомов была связана с большой скоростью деформации.

Очевидно, при быстрой деформации должны наблюдаться и большие остаточные деформации. Однако большая величина деформации сама по себе не может быть причиной катаклаза, так как известны многочисленные примеры пород, испытавших очень большие деформации и в то же время не являющихся катакластическими.

Рассмотрение катакластических пород приводит нас к выводу, что лучше всего согласуется с фактами гипотеза об образовании их при быстрой вязкой деформации, вызывающей избирательную перекристаллизацию минералов с появлением более мелких зерен.

Автор полагает, что принятие предположения о том, что катакластические породы образуются не при механическом раздроблении, снимает многие спорные вопросы терминологии (Quensel, 1916; Knopf, 1931; Waters et al., 1935; Malaroda, 1946; Spry, 1969; Higgins, 1971; Boriani, 1971) и дает более плодотворную основу для их изучения.

Литература

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., «Недра», 1954.

Кузнецов Е. А. Деформация гранито-гнейсов и гранитов в милонитовых зонах. В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. I, М., Изд-во АН СССР, 1953.

Лутц Б. Г. Псевдотахилиты Анабарского массива и вопросы их генезиса.— Геология и геофизика, 1962, № 11.

Пушкарев Ю. Д., Шуркин К. А. Особенности строения зоны сочленения Беломорид и Карелид и морфологические типы бластомилонитов, деформации и структуры докембрийских толщ.— Тр. АН СССР. Лабор. геологии АН СССР. Л., «Наука», 1967.

Родыгин А. И., Платков В. А. О милонитах Крайского хребта.— Тр. Томского ун-та, 1966, вып. 184.

Салоп Л. И. Псевдотахилиты из Прибайкалья и Западного Забайкалья и проблемы их генезиса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 5.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.
Anthonioz P.-M. Les mylonites profondes, etude qualitative et comparative du metamorphisme blastomylonitique.— Sci. Terre, 1971, p. 16.
Barber A. J. The history of the Moine Thrust zone.— Geol. Assoc., Proc., 1965, v. 76, p. 215—242.
Bonney T. G. Note on the effect of pressure upon serpentine in the Pennine Alps.— Geol. Mag., 1892, v. 37, p. 533—542.
Boriani A. Mylonites and recrystallized mylonites.— Rend. Soc. Ital. Miner e Petrol., 1971, v. 27, p. 35—47.
Ebblin C. Formation and deformation of a low-angle fault in southeastern Connecticut. Ph. D. dissertation, Univ. of Rochesten, 1971, 154.
Geikie A. The crystalline rocks of the Scottish Highlands.— Nature, 1884, v. 31, p. 29—31.
Gonzales-Bonorino F. The mechanical factor in the formation of schistosity. 21st Intern. Geol. Congress, Copenhagen, 1960, part 18, p. 303—16.
Harker A. Metamorphism. Metheusen, London, 1950.
Heard H. G. Effect of large changes in strain-rats in the experimental deformation og Yule Marble.— J. Geol., 1963, v. 71, p. 162—195.
Higgins M. Cataclastic rocks.— U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 687, 97, 1971.
Hhobbs B. E. Recrystallization of single crystals of quartz.— Tectonophysics, 1968, v. 6, p. 353—401.
Johnson M. R. W. The Moine Thrust: a discussion.— J. Geol., 1965, v. 73, p. 672—676.
Johnson M. R. W. Mylonite zones and mylonite banding.— Nature, 1967, v. 213, p. 246—247.
Kjerulf T. Grundfjeldprofilet ved Mjsens sydende.— Nyt. Mag. Natur-videnskaberne, 1885, v. 29, p. 215—294.
Knopf E. B. Retrogressive metamorphism and phyllonitization, part one.— Amer. J. Sci., 1931, v. 21, p. 1—27.
Lapworth C. The Highland controversy in British geology.— Nature, 1885, v. 32, p. 558—559.
Lundgren L., Ebblin C. Honey Hill Fault in eastern Connecticut: regional relations.— Geol. Soc. America Bull., 1972, v. 83, p. 2773—2794.
Malaroda R. Studi geological sulla dorsale montuosa compresa tra le basse valli Stura di Demonte e del Gesso (Alpi marittime).— Ist. Geol. e Miner., Univ. di Padova, Mem., 1957, t. 20, p. 127.
Mcleish A. J. Strain analysis of deformed pipe rocks in the Moine Thrust zone, NW Scotland.— Tectonophysics, 1971, v. 12, p. 469—503.
Means W. D., Williams P. F. Crenulastion cleavage and faulting in artificial saltmica schist.— J. Geol., 1972,v. 80, p. 569—591.
Ode H. Faulting as a velocity discontinuity in plastic deformation. Rock Deformation.— Geol. Soc. America, Mem., 1960, v. 79, p. 293—332.
Ohta Y. On the formation of augen structure.— Lithos, 1969, v. 2, p. 109—132.
Oulianoff N. Effect de l'ecrasement natural et experimental.— Lausanne Univ. Lab. Geol., Geogr. Phys., Miner. et Paleontol., 1942, Bull. 76, p. 7.
Oulianoff N. Ecrasement sans trituration et mylonitisation des roches.— Ecl. Geol. Helv., 1954, t. 47, p. 377—380.
Quensel P. Zur Kenntnis der Mylonitbildunf erlautert an Material aus dem Kebnekaisegebiet.— Uppsala Univ. Geol. Inst., 1916, Bull. 15, p. 91—116.
Reinhard M., Preiswerk H. Uber Granitomylonite im Aiguilles Rouges Massiv (Westl. Wallis).— Verh. Naturforsch. Ges. Basel, 1927, 38.
Shand S. J. The pseudotachylite of Parijs (Orange Free State) and its relation to the «trap-shotten gneiss» and the «flinty crushed-rocks».— Geol. Soc. London, Quat. J., 1917, v. 72, p. 198—221.
Spry A. Metamorphic textures. Pergamon Press, London, 1969.
Staub R. Petrographische Untersuchungen im Westliche Berninagebirge.— Naturforsch. Ges. Zurich, Vierteljahrsschrift, 1915, v. 60, p. 55—336.
Staub R. Der Bewegungsmechanismus der Erde dargelegt am Bau der Irdischen Gebirgssysteme. Gebruder Borntraeger, Berlin, 1928, p. 270.
Theodore T. G. The fabric of high-grade mylonite zone in southern California (abs.).— Amer. Geophys. Union, Trans., 1966, v. 47, p. 491—492.
Waters A. C., Campbell C. D. Mylonites fro the San Andreas Fault zone.— Amer. J. Sci., 1935, v. 174, p. 473—503.

Королевская Шведская
Академия инженерных наук
Стокгольм

Статья поступила
20 октября 1974 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 1 Январь — Февраль 1976 г.

УДК 551.243(470.21)

М. А. ЧЕРНОМОРСКИЙ, В. И. ВАСИЛЬЕВА

ОПЫТ РАСШИФРОВКИ ПСЕВДОМОНОКЛИНАЛИ В МОНОТОННЫХ ГНЕЙСОВЫХ ТОЛЩАХ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ (на примере Кольского полуострова)

В статье приводится пример методики изучения ложной моноклинали в сложноскладчатых гнейсовых толщах древнего докембрия в северо-восточной части Кольского п-ова. Гнейсовый комплекс подвергался глубокому полистадийному метаморфизму и неоднократным деформациям.

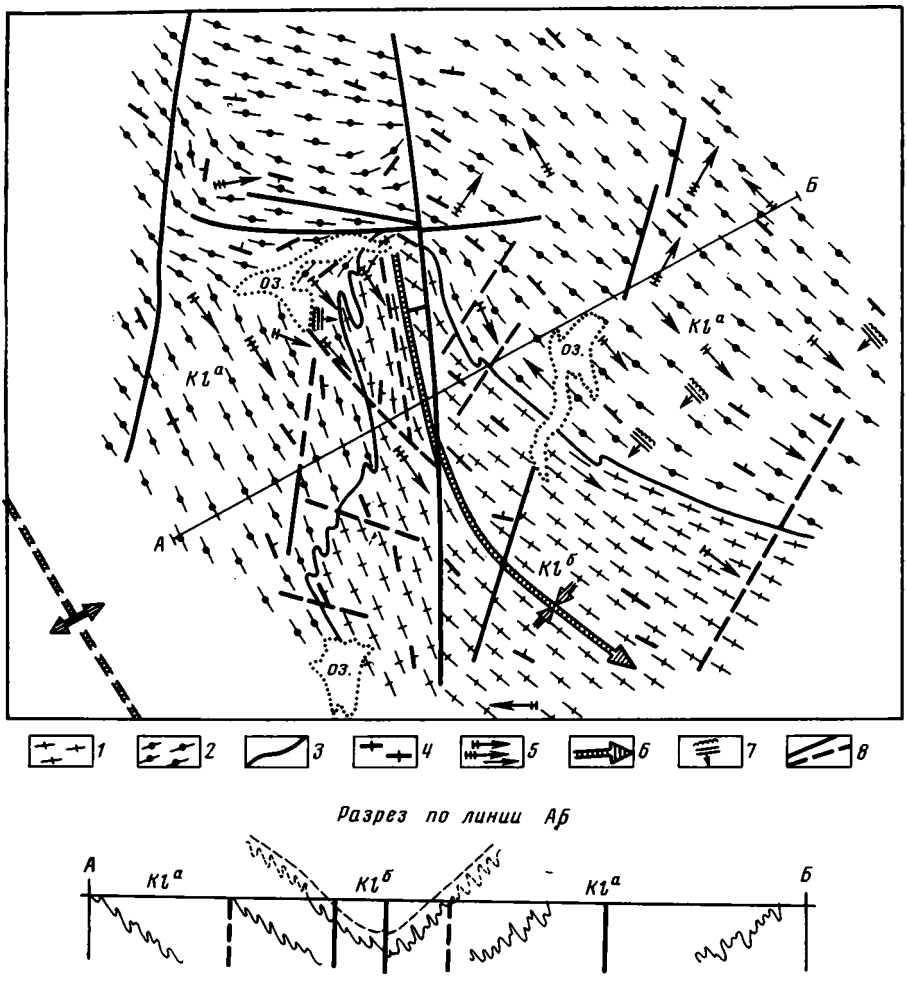
Ввиду чрезвычайной монотонности разреза гнейсов кольской серии и отсутствия в пределах изученного участка надежных маркирующих горизонтов основную роль в выяснении строения участка сыграли специальные структурные исследования, базирующиеся на наблюдениях за поведением в пространстве главных элементов складок высокого порядка — шарниров и зеркал складчатости. В результате было установлено, что в пределах развитой здесь крупной псевдомоноклинали замаскирована вполне соизмеримая с нею синклинальная складка — такое заключение не может не отразиться на выводах о целом ряде особенностей геологии района.

Такие своеобразные структуры, как псевдомоноклинали, маскирующие отдельные складки различного знака или даже целые серии изоклинальных и опрокинутых складок, имеют широкое распространение как в пределах древних щитов, так и в фанерозойских складчатых областях. Они могут достигать значительной ширины — километров и десятков километров, если подразумевать видимую «мощность» слагающих их пород. Очень часто невозможность выявить их ложный характер и, вследствие этого, подход к ним как к нормальным моноклиналям приводит к неверным стратиграфическим и структурно-тектоническим построениям, резкому завышению мощностей отложений, ошибочной количественной оценке различных продуктивных горизонтов, содержащих полезные ископаемые. Таким образом, расшифровка внутреннего строения псевдомоноклиналей представляет собой важную и нередко весьма сложную задачу.

Особенные трудности возникают при расшифровке псевдомоноклиналей в районах развития сложнодислоцированных и глубокометаморфизованных толщ, отличающихся монотонностью состава, не содержащих четко индивидуализированных маркирующих горизонтов.

В качестве примера можно привести Северо-Печенгский район (Балтийский щит). Здесь, в северо-западной части Центрально-Кольского антиклинория, развита кольская серия раннего докембрия, характеризующаяся довольно однообразным составом и представленная биотитовыми, гранат-биотитовыми, гранат-кордиерит-биотитовыми гнейсами, иногда с дистеном, силлиманитом и ставролитом. Породы кольской серии подверглись неоднократной деформации и испытали полистадийный метаморфизм, что обусловило сложность их структуры, а также нивелировку их индивидуальных литолого-петрографических различий.

На первый взгляд участок, закартированный авторами в крупном масштабе, имеет моноклинальное (точнее, моновергентное) строение: почти все замеры залегания сланцеватости и полосчатости гнейсов ука-



Структурно-геологическая схема одного из участков Северо-Печенгского района Кольского п-ва. М-б крупный. Составили М. А. Черноморский, В. И. Васильева, И. А. Саминина.

Кольская серия. *1* — верхняя пачка ($Kl^б$): биотитовые и двуслюдяные гнейсы; *2* — нижняя пачка ($Kl^а$): гранат-биотитовые, гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы, часто со ставролитом, дистеном, силлиманитом; *3* — граница между пачками кольской серии; *4* — залегание сланцеватости в крыльях сжатых складок (в основном второй генерации) наклонное и вертикальное; *5* — шарниры мелких складок второй, третьей и неопределенной генерации, *6* — шарниры макроскладок, *7* — зеркала складчатости (второй генерации), *8* — разрывные нарушения, установленные и предполагаемые

зывают на северо-восточное падение при довольно выдержанном в целом северо-западном простирании.

Геологическое картирование производилось при комплексном использовании литолого-петрографических и структурных методов, что позволило выяснить особенности строения участка, прокорректировав затем эти результаты данными геофизики.

Как выяснилось, применение литологических методов изучения пород здесь практически весьма ограничено, поскольку в гнейсах кольской серии не сохранилось каких-либо явных реликтов кластических или магматогенных структур. Анализ акцессориев (циркон, рутил) позволяет предполагать седиментогенное происхождение подавляющей части разновидностей гнейсов. Об этом же, вероятно, свидетельствует и наличие метаморфической полосчатости, которая в крыльях изоклинальных скла-

док наследует изначальную слоистость (S_0). Тщательное петрографическое изучение описываемых гнейсов дает возможность подразделить их на ряд указанных выше разновидностей, которые, сами по себе являясь продуктами метаморфизма как прогрессивной, так и регрессивной стадий, еще не представляются вполне надежными для стратиграфического расчленения кольской серии.

Распределение метаморфических пород по площади участка характеризуется приуроченностью биотитовых гнейсов к его центральной части, а с запада, севера и северо-востока развиты гнейсы в основном пестрого состава и облика — гранат-биотитовые, гранат-кордиерит-биотитовые и другие разности. В целом площадь преимущественного распространения биотитовых гнейсов образует удлиненный замкнутый с севера контур[1], вогнутостью обращенный на юго-юго-восток (рисунок). Линия этого контура, рассматриваемая как граница двух пачек гнейсов различного состава, располагается вдоль сланцеватости и полосчатости гнейсов на севере и северо-востоке и под косым углом к последним в юго-западной части планшета.

Таким образом, эти факты могут свидетельствовать: а) о существовании здесь какой-то определенной структуры; б) о возможности первично фациальных или метаморфогенных изменений гнейсов по простиранию толщи. Последнее предположение получает право на достоверность при условии доказательства лишь истинно моноклинального характера структуры кольской серии на данном участке.

Как уже упоминалось, разрез кольской серии отличается здесь значительной монотонностью, и это обстоятельство еще в большей мере вызывает необходимость детального изучения ее складчатых дислокаций.

Первой задачей структурных исследований явилось выяснение стиля складчатости кольской серии. Наблюдения показывают, что стиль складчатости определяется здесь преобладающим развитием разнопорядковых изоклинальных, большей частью подобных, иногда дисгармоничных складок. Размеры (амплитуда) изоклинальных складок варьируют от нескольких *см* до 2—3 *м*, иногда в крупных скальных выходах удается проследить складки амплитудой до 20—30 *м*. Изоклинальная складчатость обусловливает чрезвычайную сложность и напряженность структур кольской серии, что усугубляется и многоактностью деформаций. Однако в первом приближении эта сложность не улавливается, ввиду относительной выдержанности общего простирания ранней сланцеватости и метаморфогенной полосчатости, что может приводить к ошибочному мнению о «простоте» структур кольской серии.

Для правильного понимания истории формирования и характера структуры кольской серии необходимо учитывать имеющую здесь место многофазность деформаций, что устанавливается также на примере многих районов СССР, в частности того же Балтийского щита (Лазарев, 1971, 1972). Наложение складчатостей, изгибание складок в складки часто наблюдалось авторами непосредственно в коренных выходах. При этом деформации подвергается не только слоистость S_0, но и совпадающая с ней ранняя сланцеватость S_1, т. е. подавляющая часть выявленных изоклинальных складок имеет уже вторичный характер. О количестве проявленных в районе этапов деформаций существуют разноречивые мнения; В. Л. Дуком, например, выделяется до семи таких этапов. По масштабам проявления и влиянию на формирование современной структуры эти этапы (фазы) далеко не равнозначны. Мы здесь очень кратко охарактеризуем те генерации складок, которые получили в райо-

[1] Это замыкание на использованной авторами контактной печати не улавливалось, но на аэрофотоснимках более высокого качества, демонстрируемых В. Е. Гендлером, разворот простирания сланцеватости гнейсов был отмечен.

не преобладающее развитие и важны для интерпретации особенностей складчатого комплекса.

Во-первых, нельзя не упомянуть о ранних складках, хотя и фиксируются они крайне редко, ввиду почти полнейшей их переработки в результате позднейших движений. Эти складки относятся к типу изоклинальных и отличаются секущим положением ранней сланцеватости по отношению к слоистости в их замках (Эз, 1970, 1972).

Ко второй генерации (F_2 или, вернее, F_{n+2}) относятся изоклинальные складки, преобладающие на изученной площади. Они образованы сланцеватостью, которая практически совпадает со слоистостью как в их крыльях, так и в замках (складки сланцеватости). Эти складки в силу их повсеместного развития поневоле являются первыми и основными объектами наблюдений.

Движения третьего этапа (F_3 или F_{n+3}) привели большей частью к поперечному относительно плавному изгибанию складок предыдущих генераций.

В ходе детальных исследований структуры основное внимание уделялось выяснению поведения в пространстве главнейших элементов складок — шарниров, зеркал складчатости и осевых поверхностей (ОП). Методически весьма важным для расшифровки структуры и стратиграфии сложнодислоцированной толщи является понятие «сложный слой» (Войновский-Кригер, 1948). Необходимость использования этого понятия подчеркивалась рядом геологов (Ажгирей, 1956; Горлов, 1957; Черноморский, 1964; Родыгин, 1969), но, однако, еще нельзя считать, что оно вошло в широкую практику геологосъемочных работ.

Сложный слой представляет собой, как известно, серию складок одного слоя или совокупности слойков. Поверхность сложного слоя в принципе соответствует зеркалу складчатости и означает, по сравнению со слоистостью S_0 в крыле отдельной изоклинальной складки, усредненный структурно-стратиграфический элемент более низкого порядка (S_0^1). Выявление же последнего необходимо для достоверных построений в масштабе геологической карты и для правильного истолкования знака складчатых структур низкого порядка. В последнее время с помощью методики измерения зеркал складчатости были сделаны попытки контролировать и результаты вычисления мощностей сложнодислоцированных отложений (Черкасов, 1973).

При замерах залегания гнейсов кольской серии на практике, как правило, односторонне используется ориентировка различных наложенных плоскостных текстурных элементов (foliation), таких как ранняя сланцеватость S_1, гнейсовидность, метаморфическая полосчатость, совпадающих обычно с первичной слоистостью S_0 в крыльях частных изоклинальных складок. Однако направление их не всегда определяет расположение в пространстве крыльев более крупных структур, маркируемых поверхностями сложных слоев. Азимуты падения $S_1 \approx S_0 (\approx \text{ОП})$ в отдельных сжатых складках могут или совпадать (при различной крутизне погружения), или, наоборот, чуть ли не на 180° расходиться с направлением падения сложного слоя или зеркала этих складок (Войновский-Кригер, 1948, и др.). В последнем случае ошибки в структурных и стратиграфических построениях на карте, основанных только лишь на использовании замеров $S_1 \approx S_0$, могут быть наиболее серьезными.

Поэтому при работе особое значение придавалось выявлению погружения шарниров изоклинальных складок и поискам в срезах обнажений зеркал складчатости. Все это, конечно, требует специальных усилий и дополнительных затрат времени, так как далеко не в каждом обнажении можно получить достаточную информацию. Достоверные зеркала складчатости были отмечены всего лишь в нескольких выходах (здесь не принимаются во внимание позднейшие генерации микроскладок, которые для поставленных целей не представляют интереса). Направления по-

гружения шарниров были зафиксированы в 25—30 пунктах. Все это, конечно, даже не приближается к количествам, годным для какой-либо статистической обработки, но любой из указанных значков на карте — шарнира или зеркала складчатости — представляют собою ценность несравненно большую, чем десятки соседствующих элементов залегания сланцеватости — слоистости или иной плоскостной текстуры. Что же касается ориентировки осевых поверхностей изоклинальных складок, то она обычно как раз в сущности и определяется расположением $S_1 \approx S_0$ в их крыльях.

Как уже было сказано, по простиранию сланцеватости, полосчатости был выявлен вполне конкретный контур, разграничивающий гнейсы различного состава. Интерпретация имеющегося материала о поведении шарниров складок и других структурных элементов в пределах гнейсовых толщ, разделяемых вышеупомянутой границей, приводит к следующим выводам.

Подавляющее количество шарниров (главным образом складок второй генерации) характеризуется юго-восточным погружением, т. е. в сторону обращения вогнутости контура. Это обстоятельство свидетельствует в пользу выводов о синклинальном характере предполагаемой здесь складки.

В северо-восточном крыле этой, пока что еще воображаемой структуры падение зеркал складчатости (второй генерации) юго-западное, т. е. прямо противоположное падению сланцеватости — слоистости в крыльях изоклинальных складок, которая на всей площади участка имеет преобладающее северо-восточное погружение (см. рис., а также профиль). В то же время в юго-западном крыле структуры северо-восточное направление падения зеркала складчатости и $S_0 \approx S_1$ совпадают. Таким образом, зеркала складчатости характеризуются встречными (центриклинальными) падениями, четко при этом разграничиваясь осевой линией контура, что также указывает на существование определенной складчатой структуры, во-первых, и на синклинальный ее тип, во-вторых. В связи с тем, что данная структура выявляется по шарнирам и зеркалам складчатости 2-ой генерации, ее приходится относить к той же генерации (F_{n+2}) и рассматривать как наложенную складку — синформу — низкого порядка (размеры ее на изученной площади $\sim 3 \times 5$ *км*).

В замковой части контура (у оз. Ораярви) сланцеватость — слоистость крыльев складок круто падает в южных румбах, т. е. в сторону обращения вогнутости его замка. Это опять же свидетельствует о синклинальном типе структуры, но поскольку речь идет лишь о $S_1 \approx S_0$ в крыльях частных складок, последнее обстоятельство самостоятельной доказательной силы не имеет, а рассматривается в комплексе признаков. В замковой части складки зеркал складчатости выявить не удалось.

В плане (см. рисунок) местами наблюдается закономерное несовпадение сланцеватости — слоистости частных складок с усредненной стратиграфической поверхностью низкого порядка, которой в данном случае и является граница между пачками гнейсов разного состава (в юго-западной части планшета) [1].

Все приведенные выше факты вполне определенно указывают на существование здесь синклинальной складки (Ораярвинская синклиналь) юго-восточного простирания, которая в результате опрокидывания сланцеватости гнейсов к юго-западу представлена в форме ложной моноклинали. Необходимо сказать, что на изученном участке еще в 1954 г. В. С. Богдановой была отрисована синклинальная же складка (несколько иной конфигурации, но с тем же простиранием) без использования

[1] Эта граница здесь имеет извилистый рисунок, отражая характер складчатости толщи.

структурных исследований, на основе разработанной тогда предварительной региональной стратиграфической схемы. В дальнейшем существование этой складки оспаривалось и строение участка трактовалось как моноклинальное.

Следует добавить, что выводы авторов подтверждаются геофизическими данными (гравиметрия) геологов Западного геофизического треста. Распределение аномалий силы тяжести свидетельствует о наличии здесь отрицательной структуры, сопряженной с юго-запада с крупной антиклиналью (см. рисунок). Учитывая, что Ораярвинская синклиналь в свете изложенного материала является наложенной структурой, относящейся по крайней мере ко 2-й фазе деформаций, слагающие ее пачки гнейсов кольской серии можно рассматривать лишь как условные стратиграфические элементы, хотя у нас и не имеется конкретных оснований, чтобы предполагать резкие изменения плана тектонических движений, способных существенно исказить первоначальную структуру и стратиграфическую последовательность гнейсовых толщ.

В заключение нужно отметить, что приведенный здесь пример расшифровки псевдомоноклинали основывается на использовании методики, хотя и оперирующей традиционными понятиями (шарниры, зеркала складок), но существенно усовершенствованной применительно к условиям изучения сложнодислоцированных глубокометаморфизованных образований, что лишь в последние годы было отражено в некоторых пособиях (Эз, 1970, 1972, и др.). При этом исследование ложных моноклиналей в литературе, в том числе и методической, еще должным образом не рассматривалось.

Литература

Ажгирей Г. Д. Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1956.

Войновский-Кригер К. Г. Некоторые соображения об изоклинальной складчатости.— Бюл. МОИП, новая серия, т. 23, 1948, № 6.

Горлов Н. В. Структуры глубокометаморфизованных (архейских) комплексов.— В кн.: Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Лазарев Ю. И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомушского месторождения. Л., «Наука», 1971.

Лазарев Ю. И. О геометрическом анализе складчатых деформаций в районах наложенной складчатости.— В кн.: Методические указания по геологической съемке м. 1 : 50 000, вып. 4. Геологическая съемка в областях развития метаморфических образований. Л., «Недра», 1972.

Родыгин А. И. К диагностике сложного слоя в изоклинально-складчатых толщах.— Сов. геология, 1969, № 3.

Черкасов Р. Ф. Исследование складчатых ансамблей методом построения зеркал складчатости (на примере алданид Южной Якутии).— Геология и геофизика, 1973, № 9.

Черноморский М. А. К методике изучения структур метаморфических комплексов.— Сов. геология, 1964, № 9.

Эз В. В. Особенности структуры метаморфических толщ.— В кн.: Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М., «Недра», 1970.

Эз В. В., Черноморский М. А., Дук В. Л. Методы изучения структур метаморфических толщ.— В кн.: Методические указания по геологической съемке м. 1 : 50 000, вып. 4, Л., «Недра», 1972.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Статья поступила
1 апреля 1974 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 1 Январь — Февраль 1976 г.

УДК 541.243(477.6)

В. А. РАЗНИЦЫН

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ГЕНЕЗИС СТРУКТУР СЕВЕРНОЙ ЗОНЫ МЕЛКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА

Дано описание морфологии структур северной зоны мелкой складчатости Донецкого бассейна. Приведены данные, говорящие о возникновении складчатых структур за счет перемещения отдельных блоков фундамента Днепровско-Донецкого авлакогена.

Днепровско-Донецкий авлакоген или прогиб Большого Донбасса, выделенный Н. С. Шатским, хорошо известен как крупная нефтегазоносная область на западе и угленосный бассейн на востоке. Открытие в последнее время газовых месторождений и в его угленосной части привлекло внимание к северной зоне мелкой складчатости Донбасса и расположенной непосредственно к северу от нее зоне Краснорецкого сброса с газоносными структурами (Краснопоповской, Боровской, Капитановской, Вергунской, Кондрашевской, Славяносербской, Лобачевской, Ольховской, Кружиловской). В северной зоне мелкой складчатости промышленная газоносность также установлена, но за пределами территории УССР (Астаховское, Скосырское, Гусевское, Красновское месторождения), что дает нам право надеяться на успешность поисков и в пределах украинской площади. При дальнейших работах многое будет зависеть от того, как понята природа структур, особенности развития и положение интересующих нас зон в общем тектоническом плане Днепровско-Донецкого авлакогена.

Положение зоны мелкой складчатости Донбасса и зоны Краснорецкого сброса в общей структуре определяется различно (рис. 1). Большинство исследователей относит обе зоны, расположенные к югу от Старобельско-Миллеровской моноклинали, к складчатому Донбассу. На тектонической карте УССР и МССР (Муратов, 1969, 1972) зона Краснорецкого сброса выделена как Придонецкий грабен, включенный в Донецкое складчатое сооружение. Отвечает характеру зоны и термин М. В. Чирвинской (1966) «Преддонецкая ступень», но его применение возможно только в случае отнесения ступени к Воронежской антеклизе, а не к Донецкому складчатому сооружению, как это сделано на тектонической карте УССР и МССР, составленной при участии М. В. Чирвинской. На схеме В. С. Попова (1963) зона Краснорецкого сброса называется «северной зоной краевых брахиантиклинальных поднятий» Донбасса. Е. В. Терентьев (1970) зону Краснорецкого сброса справедливо считает переходной от Воронежской антеклизы к Донбассу, не уточняя ее принадлежность. В отличие от них И. Ю. Лапкин (1961) называет зону Краснорецкого сброса Преддонецким краевым прогибом. Зону мелкой складчатости он, так же как и большинство других геологов, включает в складчатый Донбасс. В связи с этим важно отметить, что у Д. Н. Соболева (1939) зона Краснорецкого сброса — это «меловой канал». Даже в том случае, если мы уточним возрастную принадлежность прогиба, в действительности триасового и позднемелового, зону Краснорецкого сброса нельзя будет отнести к краевым прогибам, так

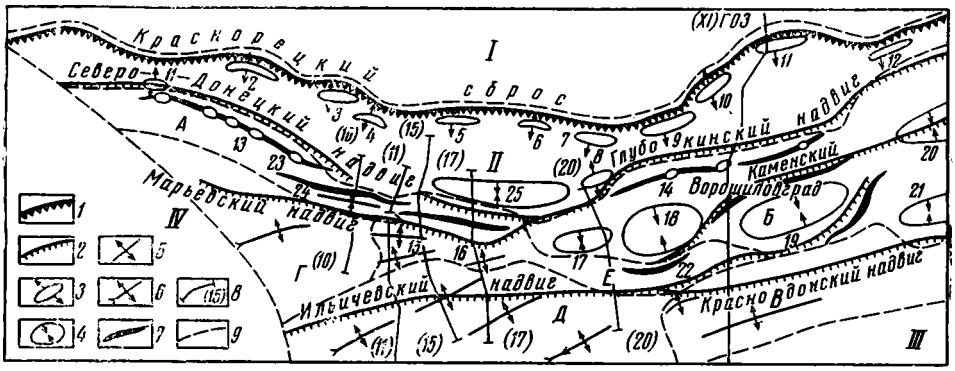


Рис. 1. Схема структурного районирования северной зоны мелкой складчатости Донбасса, Составил В. А. Разницын, 1973 г. *1* — сбросы, *2* — надвиги, *3* — брахиантиклинали, *4* — брахисинклинали и мульды, *5* — антиклинали, *6* — гемиантиклинали, *7* — горст-антиклинали, *8* — геологические профили и их номера, *9* — границы районов. Цифрами на схеме обозначены структуры: *1* — Краснопоповская, *2* — Варвароская, *3* — Сиротинская, *4* — Боровская, *5* — Капитановская, *6* — Трехизбенская, *7* — Лобачевская, *8* — Славяносербская, *9* — Вергунская, *10* — Кондрашевская, *11* — Ольховская, *12* — Кружиловская, *13* — Лисичанская, *14* — Глубокинская, *15* — Карбонитская, *16* — Краматорсая, *17* — Черкасская, *18* — Луганская, *19* — Лутугинская, *20* — Петровско-Караичевская, *21* — Дуванная, *22* — Шидловско-Белянская, *23* — Матросско-Тошковская, *24* — Ивановская, *25* — Крымская.

I — Старобельско-Миллеровская моноклиналь, *II* — Краснорецкая дизъюнктивная депрессия, *III* — Северная (Колпаковская) антиклиналь, *IV* — Бахмутская котловина. Буквами обозначены структурные элементы северной зоны мелкой складчатости Донбасса:

А — северо-западная подзона приразломных антиклиналей и синклиналей; *Б* — северо-восточная подзона брахисинклиналей, мульд и приразломных антиклиналей; *В* — восточная подзона мелких продольных складок; *Г* — западная подзона гемиантиклиналей и гемисинклиналей с шарнирами, погружающимися в Бахмутскую котловину; *Д* — юго-западная подзона геминантиклиналей и гемисинклиналей; *Е* — центральная подзона горст-антиклиналей и приразломных синклиналей

как основная складчатость Донбасса была в конце палеозоя и «краевой прогиб», как связанный с ней, мог быть только домезозойским. В данном же случае прогиб у Краснорецкого сброса формировался не в период поднятия Донбасса, а после него с большим разрывом во времени.

Как видно из сказанного, положение зоны мелкой складчатости Донбасса в значительной мере зависит от того, куда отнести зону Краснорецкого сброса с расположенными в ее пределах газоносными структурами. Для решения вопроса обратим внимание на общеизвестную схему строения Днепровско-Донецкой впадины, которая вместе с Припятским прогибом и Донбассом составляет Днепровско-Донецкий авлакоген, выделенный в соответствии с мнением Н. С. Шатского (1964) и М. В. Муратова (1969, 1972). Основными частями Днепровско-Донецкой впадины все исследователи считают грабен и два борта — северный и южный, которые имеют свои характерные черты. Зона Краснорецкого сброса по всем признакам отвечает участку северного борта впадины, который можно считать северным плечом авлакогена. Зона мелкой складчатости соответственно будет отвечать прибортовой части грабена. Для такого сравнения имеются основания, которые и приводятся ниже.

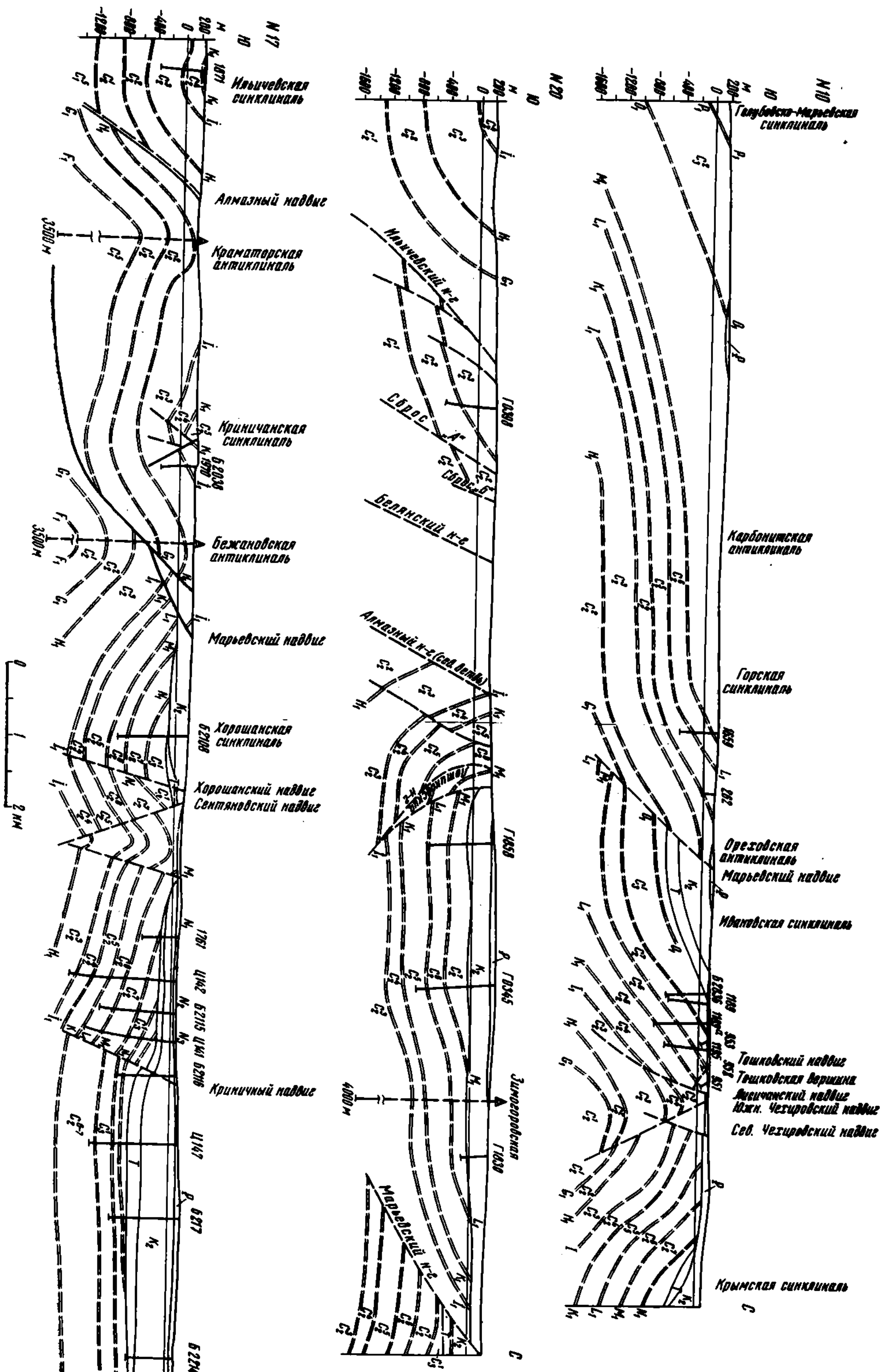
Бортовая полоса (плечо авлакогена) в Днепровско-Донецкой впадине обычно характеризуется отсутствием дислокаций (моноклинальным строением) или слабой нарушенностью пород. Этим отличается и зона Краснорецкого сброса. Общим для северного борта авлакогена и указанной зоны является также почти полное отсутствие там девонских отложений и прежде всего верхнефранских образований, свойственных грабену. В зоне Краснорецкого сброса многими скважинами (4, 6 Ольховские, 5 Кондрашевская, 2 Сев. Луганская, 2 Капитановская и др.)

установлено полное отсутствие девона. Структуры, связанные с Краснорецким сбросом, не похожи на структуры Донбасса. Они очень пологие, простые и формировались конседиментационно до основной складчатости Донбасса, что подробно описано Э. В. Абражевичем (1967, 1971), Е. К. Гончаровым и соавторами (1967). Как будет показано ниже, складчатость Донбасса и его северной зоны имеют другой характер и генезис.

В целом бортовая часть или плечо авлакогена представляет собой ступень или дизъюнктивную депрессию с толщей карбона нарастающей мощности от 3 до 4,5 *км*. Это участок моноклинального склона Воронежской антиклизы, который относительно более быстро опускался в башкирском и московском веках среднего карбона по Краснорецким разломам (Метелкинскому, Краснорецкому и Веселогоровскому сбросам). Одновременно формировались складки. С южной стороны он ограничен надвигами — мезозойско-кайнозойским Северодонецким и мезозойским Марьевско-Глубокинским. В карбоне район был переходной областью к Донецкому прогибу (сколовшейся ступенью борта), в поздней перми — зоной поднятия, в триасе и позднем мелу — областью относительного опускания (мощность триаса и мела достигает здесь 600 *м*).

Для Краснорецкой дизъюнктивной депрессии характерно образование пологих приразломных брахиантиклинальных структур, прижатых к сбросам, с которыми связаны, как было указано выше, газовые залежи. Углы падения крыльев брахиантиклиналей 1—5°, амплитуда 50—250 *м*, размеры 6—8×2 *км*. Южнее цепочки брахиантиклиналей и моноклинального склона, у границы с зоной мелкой складчатости Донбасса, выделяется прерывистая полоса межнадвиговых приразломных брахиантиклиналей Краснопоповской и Надеждинской в западной и восточной частях района и Славяносербской между ними. Эти три структуры по своей морфологии уже близки к образованиям зоны мелкой складчатости Донбасса. Они имеют более крутые крылья и главное ограничены надвигами, что характерно для северной краевой части складчатого сооружения Донбасса. Указанные брахиантиклинали с Крымской брахисинклиналью между ними непосредственно связаны с северной зоной мелкой складчатости, которая прослеживается до Северной (Колпаковской) антиклинали, относящейся к области «крупных линейных складок Донбасса».

Границу зоны, т. е. границу всего складчатого сооружения Донбасса на севере, В. С. Попов (1963) правильно связывает с Северодонецким-Глубокинским надвигом. А. Я. Дубинский (1958) проводит ее по выделяемому им Главному северному надвигу, соответствующему Каменскому нарушению, что отражает тот же раздел, но по фундаменту. На тектонической карте УССР и МССР (Муратов, 1969, 1972) она совмещена с Краснорецким сбросом. О возможности такого проведения границы говорят и данные геофизики: профиль ГСЗ—КМПВ XI Новоазовск — Ворошиловград — Титовка, составленный М. А. Бородулиным, Н. П. Масленниковой, М. Т. Хохловым, В. П. Омельченко с геологической интерпретацией В. Г. Белоконя, О. Г. Сиденко и А. И. Тумакова. На профиле выделено три крупных разлома в фундаменте: 1) «разлом северной полосы мелкой складчатости» (под Главным Краснодонским надвигом), 2) «Луганский» (под Северодонецким — Марьевским — Глубокинским надвигами) и 3) «Северо-Луганский» (под Краснорецким сбросом). Отдавая предпочтение второму из указанных вариантов, отметим, что естественной границей Донецкого складчатого сооружения по чехлу с учетом широкого развития в северной его части надвигов, может служить линия аллохтона, характеризующая качественную смену дислокаций чехла (рис. 2, 3). По этой линии Северодонецкого — Глубокинского надвига смятый осадочный чехол надвинут — «выплеснут» на борт авлакогена.



Ильичевская синклиналь
Алмазный надвиг
Краматорская антиклиналь
Криничанская синклиналь
Бежановская антиклиналь
Марьевский надвиг
Хорошанская синклиналь
Хорошанский надвиг
Сентяновский надвиг
Криничный надвиг
Ильичевский н-г
Сброс "А"
Сброс "Б"
Белянский н-г
Алмазный н-г (сев. ветвь)
Зимогорьевская
Марьевский н-г
Голубовско-Марьевская синклиналь
Карбонитская антиклиналь
Горская синклиналь
Ореховская антиклиналь
Марьевский надвиг
Ивановская синклиналь
Тошковский надвиг
Тошковская вершина
Лисичанский надвиг
Южн. Чехировский надвиг
Сев. Чехировский надвиг
Крымская синклиналь
3500 м
4000 м
0
1
2 км

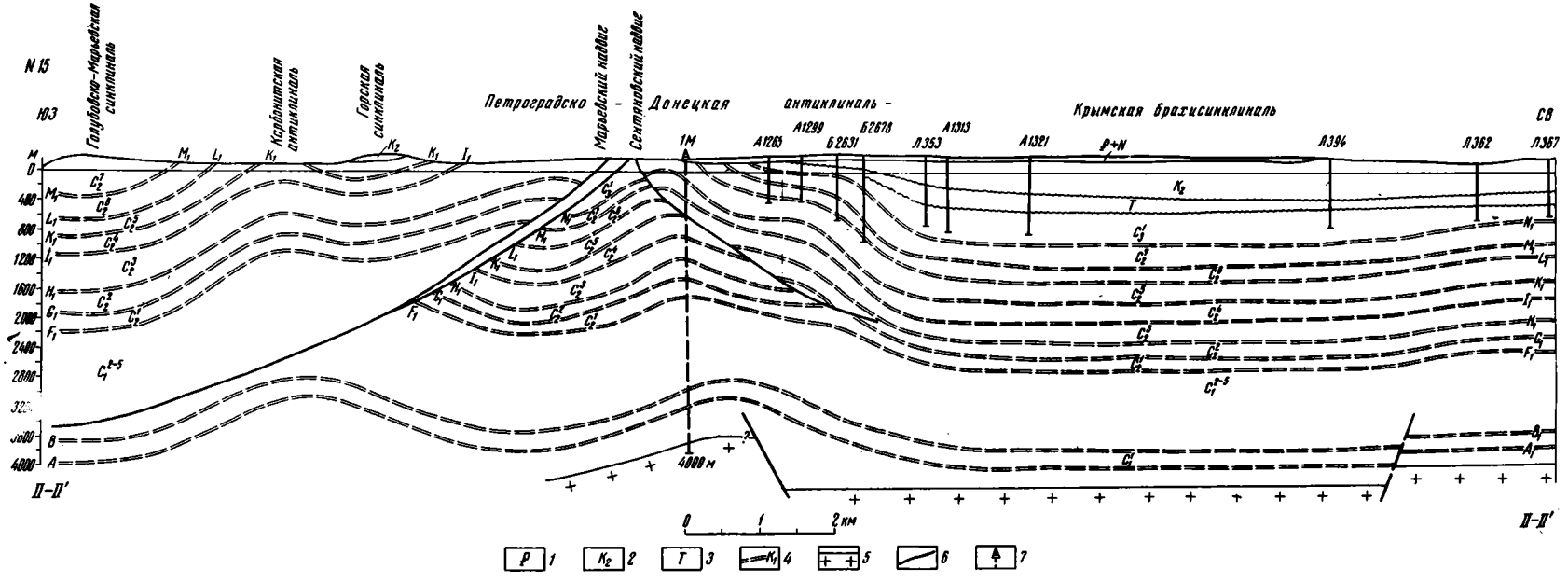


Рис. 2. Геологические профили через северную зону мелкой складчатости Донбасса. Составил В. А. Разницын по данным геологов треста «Ворошиловградгеология»., 1973 г. *1* — палеоген, *2* — верхний мел, *3* — триас, *4* — известняки на границах свит карбона, *5* — предполагаемое положение фундамента, *6* — разломы, *7* — предлагаемые автором параметрические скважины. Краматорская поисковая скважина задана по проекту Э. В. Абражевича

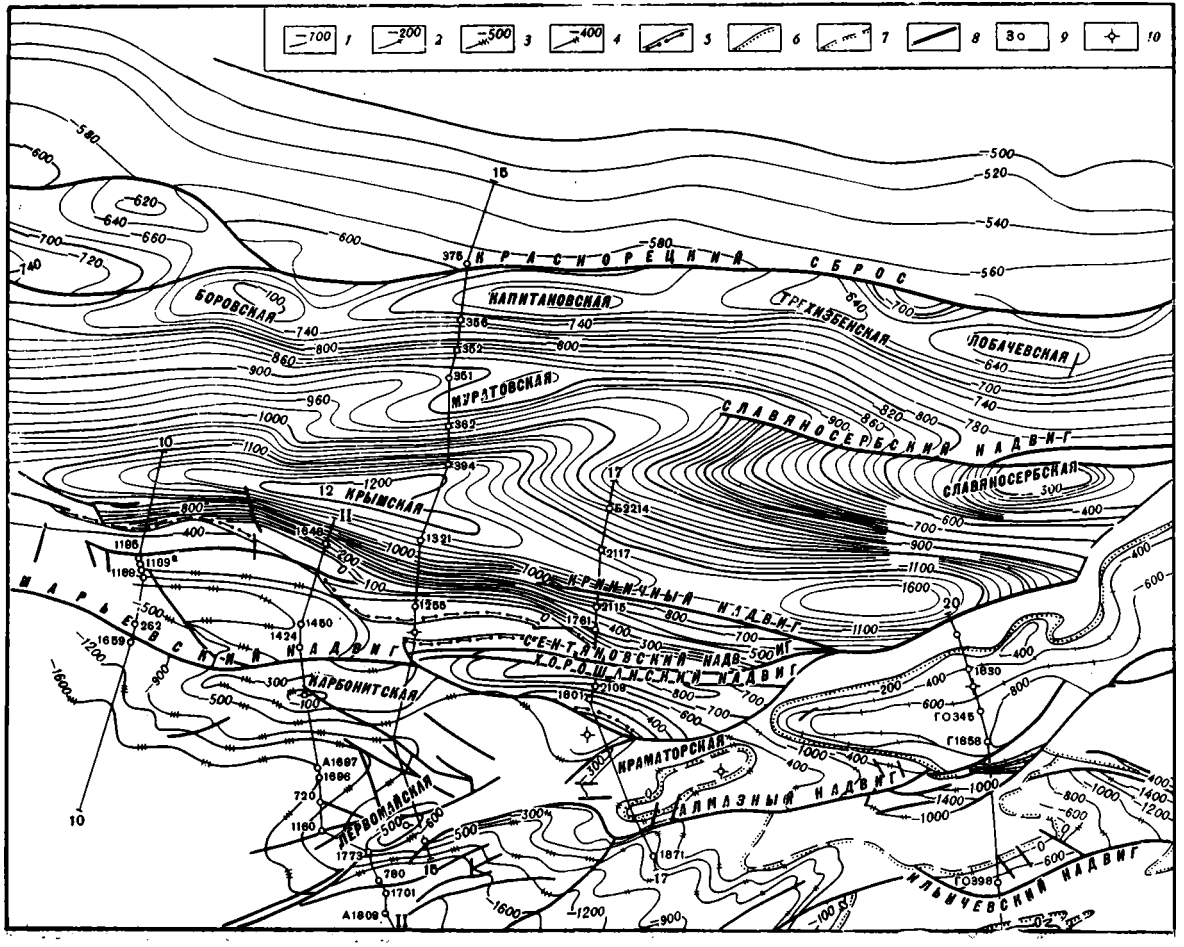


Рис. 3. Схематическая структурная карта Алмазно-Марьевского района северной зоны мелкой складчатости Донбасса. Составил В. А. Разницын с использованием карт З. А. Калиниченко и Е. В. Терентьева по разломам. *1* — изолинии по подошве M_5 свиты C_2^7 московского яруса среднего карбона, *2* — изолинии пласта *l* свиты C_2^6 московского яруса среднего карбона, *3* — изолинии пласта h_8 свиты C_2^3 башкирского яруса среднего карбона, *4* — изолинии пласта h_2 свиты C_2^3 башкирского яруса среднего карбона, *5* — линии выклинивания отложений, покрывающих известняк M_5, *6* — линия выклинивания отложений, покрывающих пласт l_3, *7* — линии выклинивания отложений, покрывающих пласт h_2, *8* — разломы, *9* — скважины углеразведки (на профилях с обозначенными номерами), *10* — рекомендуемые автором параметрические скважины

Главной особенностью северной зоны мелкой складчатости Донбасса можно считать развитие здесь упомянутых многочисленных надвигов, сместители которых прослежены при бурении большого числа скважин. Новые данные, полученные при исследованиях автора в Донбассе, свидетельствуют о том, что мелкие складки являются результатом развития надвигов, т. е. скалывания частей крупных складок и перемещения их в виде аллохтона. Мелкая складчатость развивается в толще каменноугольных отложений только там, где есть надвиги. В южной части Донбасса, с распространенными сбросами, взбросами и слабым развитием надвигов, дислокации значительно проще и общее залегание пород в краевой зоне там практически моноклинальное.

В целом структура Донбасса асимметричная, наклоненная на север. Северный борт более погружен, и здесь под триасом и верхним мелом на глубинах 300—750 *м* залегают верхне- и среднекаменноугольные отложения, тогда как на юге на поверхности обнажаются породы девона и нижнего карбона. По простиранию структуры Донбасса тянутся до границы с Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинами, где быстро затухают. И только Дружковско-Константиновская антиклиналь, находящаяся на продолжении Главной антиклинали (с кулисообразным захождением), прослеживается далеко на запад (она связана с осевым швом). Весь западный край открытого Донбасса характеризуют диагональные и поперечные складки, приуроченные к границе, отделяющей этот крупный блок от погруженного блока Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин.

Структурным районированием северной зоны мелкой складчатости Донбасса занимались многие исследователи. Е. В. Терентьев (1970) выделяет здесь участки среднего, сложного и очень сложного строения. На схеме тектонического районирования палеозойского структурного этажа под редакцией В. С. Попова (1963) северная зона мелкой складчатости Донбасса разделена на подзоны: куполовидных складок (на северо-западе), продольных складок, погребенных под мезозоем (восточнее), обнаженных продольных складок к югу от них, и расположенных юго-западнее обнаженных диагональных складок.

В. В. Лагутина и А. Т. Мурич разделяют зону мелкой складчатости на западную и восточную подзоны с выделением в пределах первой Калиновского структурного блока, Марьевского структурного блока, Лисичанско-Матросско-Тошковской антиклинальной зоны и, в восточной подзоне, широких синклиналей. Большое значение указанные исследователи придают Белянскому горсту.

Автор в северной зоне мелкой складчатости выделяет шесть следующих подзон (см. рис. 1): А) северо-западную подзону приразломных антиклиналей и синклиналей; Б) северо-восточную подзону брахисинклиналей, мульд и приразломных антиклиналей; В) восточную подзону мелких продольных складок; Г) западную подзону гемиантиклиналей и гемисинклиналей с шарнирами, погружающимися в Бахмутскую котловину; Д) юго-западную подзону гемиантиклиналей и гемисинклиналей с шарнирами, погружающимися в Боково-Хрустальскую синклиналь; Е) центральную подзону горст-антиклиналей и приразломных синклиналей.

Указанные подзоны имеют характерные отличительные черты (см. рис. 2) и их выделение связано с установлением природы развитых в них складок.

Подзона «А» включает своеобразные структуры, обычно называемые куполами. Они представляют собой только части — вершины длинных и узких приразломных антиклиналей, оси которых изгибаются вместе с изгибами сместителей надвигов. Приразломные синклинали также отличаются особым характером. Это — однокрылые структурные формы, не похожие на обычные синклинали, так как второе крыло у них образует надвиг.

Подзона «Б» характеризуется контрастным сочетанием широких отрицательных и узких положительных структурных форм. Это сочетание не повторяется ни в одной из следующих подзон. От котловин и депрессий мульды и брахисинклинали подзоны отличаются размерами в соответствии с классификацией платформенных структур (Решение..., 1963). Складки подзоны перекрыты мезозойско-кайнозойским чехлом.

Подзона «В» состоит из чередующихся небольших нормальных антиклиналей и синклиналей, параллельных складкам центральной области Донбасса, но отличающихся от них размерами и большей концентрацией разломов. Они, так же как и структуры зоны крупных складок Донбасса, линейные и открытые, т. е. лишены мезозойско-кайнозойского чехла. По этому признаку подзона обнаженных продольных складок выделяется на схеме В. С. Попова с присоединением к ней на западе еще одной подзоны, которую автор считает нужным обособить (подзона «Г»).

Подзона «Г» отличается от подзоны мелких продольных складок тем, что структуры ее не замкнуты. Они имеют шарниры, наклоненные в сторону Бахмутской котловины. Складки осложнены дизъюнктивными нарушениями.

Подзону «Д» также характеризуют полузамкнутые формы, косо ориентированные по отношению к продольным структурам Донбасса и направленные к одной из крупнейших структур самого Донбасса — Боково-Хрустальской синклинали. Данная подзона выделяется В. С. Поповым в качестве зоны диагональных складок.

Подзона «Е» (горст-антиклиналей и приразломных синклиналей) расположена в средней части зоны и отличается развитием специфических горст-антиклиналей. Оба ее крыла ограничены разломами. Для рассмотренных структур характерны встречное расположение сместителей надвигов и взбросов на крыльях горст-антиклиналей и сильная нарушенность их ядер (см. рис. 2). Намеченные структуры образуют ядро, которое оказывало влияние на развитие других зон. К данной подзоне относится и так называемый Белянский горст, который представляет собой тектоническую вершину горст-антиклинали, лежащей на простирании целого ряда других таких же структур.

Происхождение структур северной зоны мелкой складчатости Донбасса бесспорно связано с образованием Донбасса в целом. Особенности северной зоны определяются ее положением в краевой части рассматриваемой крупной структуры, где мощность карбона уменьшается от 10—15 до 4,5—6 *км*, а фундамент ступенчато поднимается вверх в сторону борта и моноклинального склона Воронежской антеклизы.

Многочисленные исследователи Донбасса, считающие его природу геосинклинальной, обычно рассматривают лишь время и характер проявления складчатых деформаций, не касаясь их причин.

Ю. А. Косыгин и В. А. Магницкий (1948) указывают для Донбасса один из возможных механизмов формирования платформенной складчатости, связанный со сжатием осадочной толщи при прогибании ее до хорды земной поверхности. При этом ниже хорды, по их мнению, имело место растяжение, что способствовало повышению проницаемости пород и заполнению трещин магматическими образованиями.

Ю. А. Косыгин (1969) отмечает и возможное действие другого механизма, обязанного общему поднятию. Последнему предшествовало прогибание с растяжением слоев, которые при смене знака движения неизбежно должны были сминаться. В. М. Смелянский называет такие складки погружения и поднятия в Днепровско-Донецкой впадине «складками сдавливания».

В последнее время появился ряд работ, в частности Ю. Н. Нагорного и В. Н. Нагорного (1972), с описанием блоковой тектоники в Донбассе по типу, распространенному на платформе с маломощным чехлом. Ими учитываются опускание по сбросам в процессе осадконакопления, под-

нятие во время инверсии с переходом сбросов во взбросы и надвиги. По существу такой процесс, но только для Краснорецкого сброса и без перехода сбросов в надвиги, описан во многих работах и прежде всего в статьях Б. П. Кабышева (1968), Е. К. Гончарова (Гончаров и др., 1967) и Э. В. Абражевича (1967). Надвиги же северной зоны Донбасса многие исследователи (Михалев, 1972; Терентьев, 1970; Мурич, 1966, 1969, и др.) считают затухающими на глубине.

Нельзя обойти молчанием и работу Н. С. Шатского (1937) о развитии складчатости Донбасса в процессе осадконакопления. С защитой этой концепции выступили И. И. Чебаненко (1969). О значительной роли конседиментационного роста в развитии Главной антиклинали и других структур говорит А. К. Михалев (1972). К числу противников такого мнения относятся А. З. Широков, В. С. Попов, М. Л. Левенштейн и многие другие. Н. Ф. Балуховский (1973) дислокации северной зоны мелкой складчатости Донбасса связывает с соляной тектоникой, как и А. А. Богданов в ранних своих работах, полагая, что здесь была девонская соль, выжатая позднее в заальскую фазу из осадочного чехла (девонских отложений здесь пока не установлено).

Этим по существу исчерпывается перечень известных представлений о природе складчатости в Донбассе.

Автор, учитывая данные других исследователей и свои наблюдения, считает, что рост складок в Донбассе происходил и при опускании блоков фундамента по сбросам при общем прогибании в результате антитетического отставания некоторых из них, но конседиментационному процессу отводит лишь небольшое место в росте общей амплитуды складок. Основным фактором, определяющим складкообразование, по мнению автора, было постседиментационное тангенциальное сжатие, признаки которого встречаются повсеместно (Разницын, 1973). Близкие взгляды в этом отношении развивает М. А. Бородулин (1973), который предполагает развитие поддвига в фундаменте, с которым связывает сдавливание осадочной толщи, накопившейся в Донецком прогибе.

Генезис структур северной зоны мелкой складчатости зависел как от расчлененности лежащего в ее основании фундамента на блоки, так и от общих причин, которые вызвали движение этих блоков. Тангенциальное сжатие выражалось в сближении ступенчатых бортов авлакогена и оно привело в ранней перми к образованию крупных линейных складок и шовной Главной антиклинали. Формирование специфических структур в различных подзонах имело свои причины, которые и будут рассмотрены ниже.

У западной границы, где находятся подзоны «Г» и «Д», отложения, смятые в результате общего сдавливания в продольной зоне, подверглись и поперечному изгибу, связанному с перегибом осадочной толщи на границе Донбасса и Бахмутской котловины. Перегиб был обязан контрастному поднятию Донецкого блока, начавшемуся в конце ранней перми при опускании блока Бахмутской котловины. Поэтому складки и теряют здесь свою амплитуду на западе. Так возникли своеобразные аксоноклинали (термин А. В. Лукьянова), состоящие из складок, наклоненных в сторону опускающихся областей и лишенных второй периклинали или центриклинали (для положительных и отрицательных форм).

Восточнее, в стороне от этого края, т. е. в подзоне «В», породы деформировались согласно с общей складчатостью Донбасса в ранней перми, когда и возникли основные крупные складки. Во фронтальной северной части складчатого комплекса Донбасса мощная осадочная толща была смята и немного надвинута на моноклинально залегающие, падающие на юго-запад отложения карбона бортовой части авлакогена. Средний карбон здесь надвинут на верхний карбон. Внутриформационные межпластовые согласные нарушения на участке бортовых уступов пере-

ходили в секущие надвиги, разрывающие толщу аллохтона. Чешуи наползали одна на другую с выгибанием сместителей кверху, что и фиксируется сейчас при наблюдениях на поверхности и в процессе бурения (при этом могли выжиматься клинья, как на Матросско-Тошковской структуре). Надвиги не затухают на глубине, как это считают многие исследователи Донбасса, а теряют вертикальную составляющую, т. е. трансформируются. По мнению автора, они должны переходить на глубине в послойные согласные нарушения. Однако основное развитие надвиги получили в поздней перми и мезозое — кайнозое, что подтверждается фактами надвигания среднего карбона на триас и верхний мел (см. рис. 2). При этом осадочная толща продолжала сминаться и ранее возникшие надвиговые поверхности дислоцировались, например, сместители Алмазного и Ильичевского надвигов.

Складки, возникшие в заальскую фазу, были существенно размыты в поздней перми. Поэтому триас (см. рис. 2) залегает на разных горизонтах карбона. Размыв происходил и после развития киммерийских надвигов и сопровождавших их слабых пликативных дислокаций, т. е. в конце триаса, юре, раннем мелу, вследствие чего верхний мел залегает на размытой поверхности карбона или низов триаса. Ларамийский этап формирования надвигов также сопровождался слабым смятием ранее дислоцированного комплекса. Предпалеогеновый размыв был интенсивным. В результате этого за короткое время до отложения палеогена произошла пенепленизация района. Палеоген лежит почти горизонтально на более древних отложениях, скрывая от глаз наблюдателя надвиговые поверхности.

Широкое распространение такой процесс получил в подзоне А, для которой было характерно надвигание сближенных чешуй. В связи с движением аллохтона и подворотом слоев там возникали особые приразломные антиклинали. Их крылья, опущенные у фронта следующего более южного надвига, служили основой для образования приразломных синклиналей.

Таким образом, специфика описываемых структур заключается не в том, что отдельная формирующаяся складка скалывалась по надвигу и осложнялась им, как это, например, имеет место у Лисичанского разлома, а в том, что сминаемая осадочная толща разрывалась надвигом, переходящим из согласного в секущий, в общем независимо от конкретных структурных форм. Сам аллохтон принимал вид приразломной складки — узкого вала, вытянутого вдоль фронта надвига. Поэтому надвиг иногда кончается вместе со складкой, а чаще протягивается дальше, выходя даже за пределы крыльев антиклиналей, так как аллохтон местами размыт.

Край аллохтона, смещавшегося по волнистой поверхности, в местах изменения простирания осложнялся локальными складками — вершинами, свойственными ряду приразломных антиклиналей. В других случаях образование вершин было связано с появлением поперечных и диагональных разломов, секущих аллохтон.

Чешуйчатые надвигания происходили в ранее дислоцированной толще, и поэтому породы аллохтона разрывали уже созданные складчатые образования. Это позволяет предполагать широкое распространение независимых поднадвиговых структур, в отдельных случаях прослеженных по аллохтону (Северо-Луганская, Марьевская структуры). Но учитывая генезис приразломных антиклиналей, надо знать, что прямого совпадения структур — надвига и поднадвига — в виде двух половинок антиклиналей ожидать не следует.

Особенность структур подзоны «Б» связана с более высоким положением здесь фундамента и наличием на его поверхности неровностей, которые вызвали расхождение надвигов. Мы не имеем данных бурения, прямо указывающих нам на это, и вывод основан только на анализе

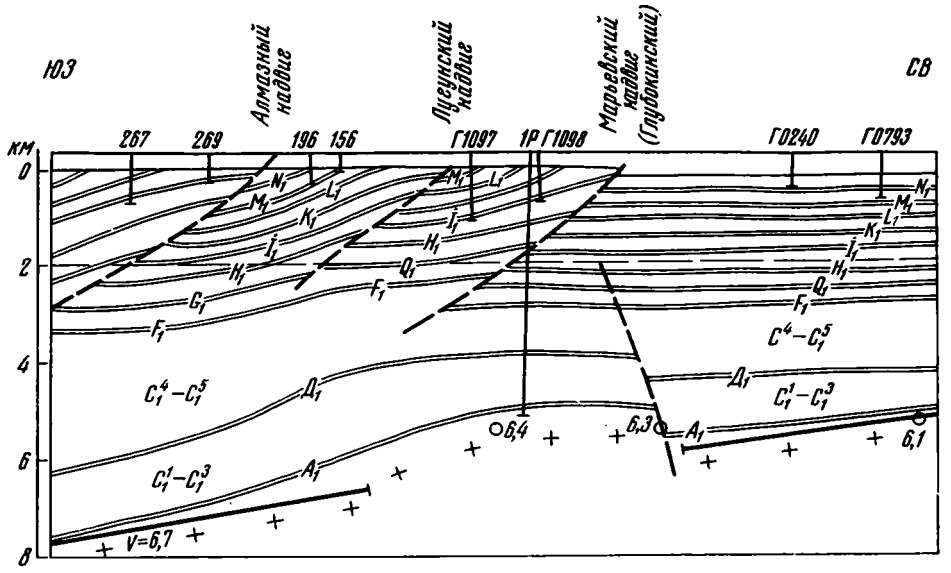


Рис. 4. Выкопировка из профиля ГСЗ — КМПВ, составленного М. А. Бородулиным, Н. П. Масленниковой, М. Т. Хохловым, В. П. Омельченко, 1970. Показана Луганская параметрическая скважина, проектируемая В. А. Разницыным

структурных форм. Элементы дежективной складчатости с чередованием широких мульд и брахисинклиналей с узкими антиклиналями, т. е. германотипный характер структур, обычно отражают усилившееся влияние фундамента. В условиях надвигающихся на борт толщ малейшая неровность ложа (наличие выступов) могла привести к отклонению надвигов. Широко расходящиеся к западу и востоку ветви надвигов обусловили создание своеобразного структурного плана подзоны. Образование структур подзоны «Е» находится в зависимости от наличия выступа фундамента, предположительно выделяющегося на Славяносербско-Черкасском участке. Меньшие по размерам выступы фундамента намечаются и северо-восточнее, в подзоне «Б». Некоторым подтверждением присутствия выступа может служить профиль XI ГСЗ Новоазовск — Ворошиловград — Титовка (рис. 4), на котором по данным геофизических работ намечена приподнятость фундамента у северной границы зоны мелкой складчатости Донбасса (у Марьевско-Глубокинского надвига на Ворошиловградском участке).

Аргументом, позволяющим выделить выступ фундамента, является также поведение разломов и характер складчатых форм у северной границы Донбасса. К числу таких особенностей относятся: крутое (более 60°) падение слоев на севере, встречное расположение взбросов на северных крыльях антиклиналей (см. рис. 2), схождение, отклонение в простирании и мелкое ветвление разломов, а также их быстрое затухание в центральной части зоны «Е».

Рассматривая выступ в плане (см. рис. 1, у Черкасской брахисинклинали), можно также отметить, что около него менялось во времени направление действующих крупных надвигов, расходящихся в целом в разные стороны.

Так, Марьевский надвиг с его Глубокинским продолжением к востоку представляет собой сравнительно хорошо изученный пример обычного для северной зоны мелкой складчатости косого (по отношению ко всей зоне) расположения сместителей. Он ограничивает распространение триасовых отложений, так как надвигание здесь произошло после накопления триаса (в одну из киммерийских фаз), но до меловой трансгрессии, а в ларамийскую фазу лишь возобновилось. В пределах аллох-

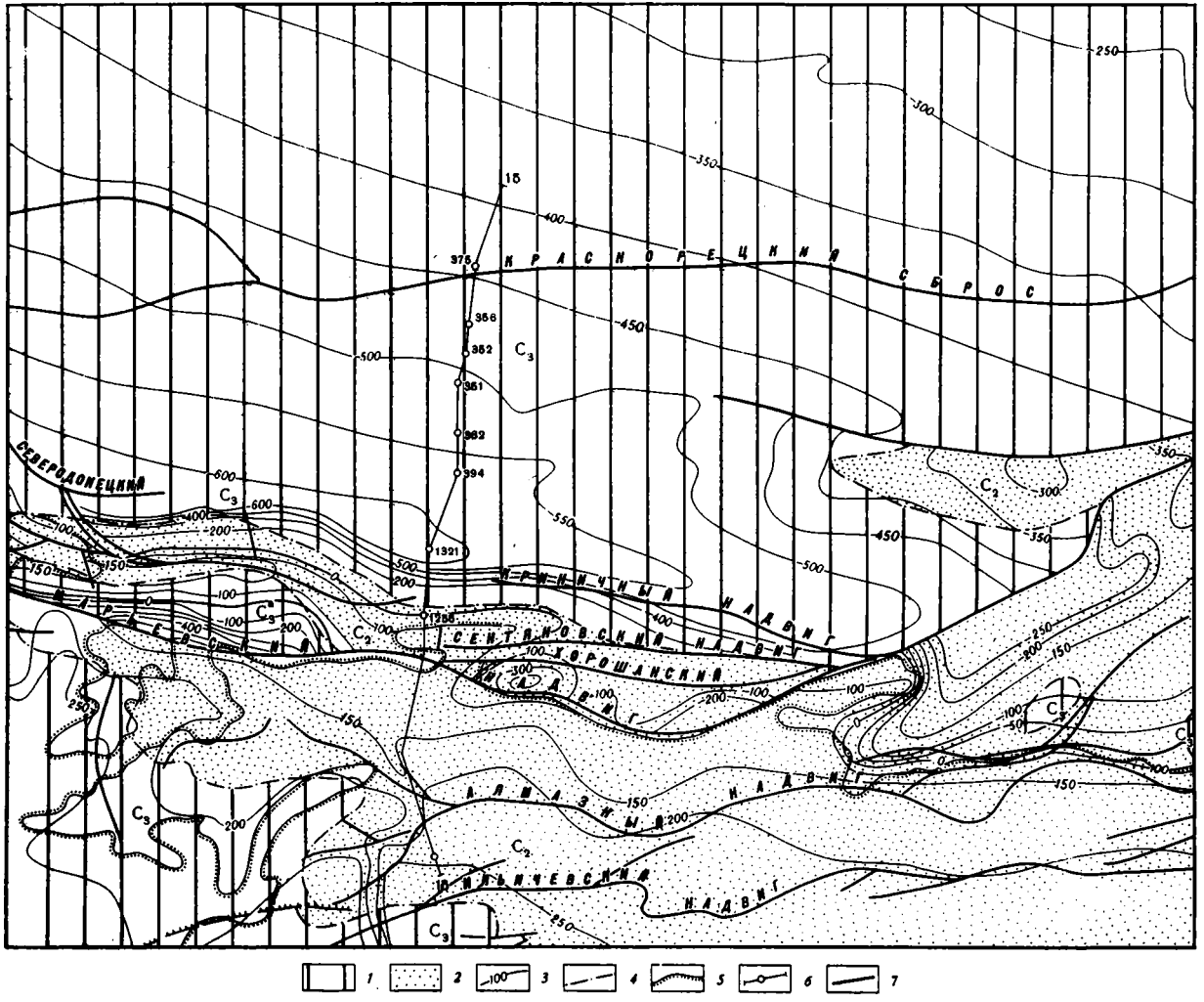


Рис. 5. Схематическая карта гипсометрии поверхности каменноугольных отложений Алмазно-Марьевского района северной зоны мелкой складчатости Донбасса.
1 — выходы на поверхность предмезозойского размыва верхнего карбона (автохтон), *2* — выходы на поверхность предмезозойского размыва среднего карбона (аллохтон), *3* — изогипсы размытой поверхности карбона, *4* — граница среднего и верхнего карбона, *5* — граница современного распространения мезозоя — кайнозоя, *6* — геологический профиль, *7* — разломы

тона в висячем крыле триас был смыт, и верхний мел отлагается на размытой поверхности карбона к югу от Марьевского надвига (не считая его продолжения в Бахмутскую котловину, поскольку последняя в триасе опускалась).

Более молодой, ларамийский, Северодонецкий надвиг был ориентирован уже иначе, под углом к Марьевскому надвигу. На этой же линии, пересекающей сместитель Марьевского надвига, располагается Шидловско-Белянская горст-антиклиналь, также ларамийская по возрасту. Таким образом, надвигание карбона на объединенную толщу мела и триаса и крутое падение мезозоя на северном крыле горст-антиклинали трассирует Северодонецкое ларамийское нарушение — надвиг-флексуру, проходящую под острым углом к Марьевскому надвигу. Место пересечения двух нарушений также находится у предполагаемого выступа фундамента.

Несколько иначе развитие надвигов представляет себе Е. В. Терентьев (1970), но и он учитывает возраст, амплитуду и соотношение размаха движений в разное время, не выделяя только киммерийских движений и молодых смещений для надвигов, находящихся в поле карбона.

О характерных чертах развития структур северной зоны мелкой складчатости, описанных выше, можно судить и при анализе гипсометрии поверхности каменноугольных отложений (рис. 5). Особенно интересно проследить приразломные антиклинали, синклинали и горст-антиклинали. Надвиговые чешуи, эшелонированно наползавшие друг на друга, поднимались при этом во фронтальной части, что нашло отражение при последующей денудации, когда были отпрепарированы создавшиеся структуры. В рельефе выделяются приразломные антиклинали в виде изгибающихся узких валов, вытянутых вдоль выходов сместителей каждого надвига. Приразломные синклинали, мульды и брахисинклинали выделяются по выходам исаевской свиты (C_3^a), уцелевшей от размыва только в депрессиях.

В Ивановской приразломной синклинали у Марьевского надвига поверхность карбона с выходами исаевской свиты погружается до отметки —600 *м*, а рядом у края аллохтона мы встречаем на отметках +150 *м* более древние башкирские отложения среднего карбона. Это подчеркивает крупный масштаб надвиговых движений на севере Донбасса. Первичный тектонический рельеф сразу же после надвигания чешуй характеризовался уступами до 700—800 *м*. Например, уступ предпалеогенового (датского) Северодонецкого надвига достигал высоты 600 *м*, а на рассмотренном участке Марьевского надвига уступ был высотой 750 *м*.

По рельефу карбона можно проследить строение подзон «А» и «Б», входящих в контур, перекрывающийся мезозоем — кайнозоем. В пределах подзоны «А» в покрове мезозоя — кайнозоя эрозией прорезаны окна на особенно поднятых местах — вершинах антиклиналей. Лисичанская и Матросско-Тошковская структуры развивались как складки до надвигов, но имели большие размеры. Они были частично размыты (до триаса), погребены под триасом и мелом и чешуйчато скололись по Лисичанскому и Северодонецкому надвигам в датский век.

Вся сложная по своему строению полоса с вытянутыми фронтальными частями аллохтонов, отпрепарированными эрозией, размещается к северу от Марьевского надвига (включая его висячее крыло), на западе, и Краснодонского надвига, на востоке. Южнее располагается поле просто устроенных продольных мелких складок.

Гипсометрия поверхности карбона в условиях консервации ее мезозойско-кайнозойским чехлом позволяет различать измененный тектонический рельеф и к северу, на участке сочленения Донбасса с Воронежской антеклизой. В этом отношении интересно обратить внимание на Краснорецкую дизъюнктивную депрессию. Она раскрывается в западном направлении и замыкается на востоке. Резкое погружение поверхности

карбона с востока на запад происходит у границы с Бахмутской котловиной, что позволяет предполагать здесь наличие поперечного шва, разделяющего не только открытый Донбасс и Бахмутскую котловину, но даже части склона Воронежской антеклизы на продолжении границы двух рассматриваемых областей.

Краснорецкая дизъюнктивная депрессия генетически связана с развитием нарушений на склоне Воронежской антеклизы и сильно отличается от зоны чешуйчатых надвигов севера Донбасса. Соответственно и сбросы Краснорецкого типа по характеру и возрасту отличаются от надвигов, распространенных южнее. Сбросы на склоне Воронежской антеклизы домезозойские, а надвиги Донбасса, наоборот, чаще всего мезозойские. Граница Донецкого складчатого сооружения на денудированной поверхности карбона в настоящее время выделяется уступом кровли карбона высотой до 750 *м* и сменой полей свиты C_3^1 — в Краснорецкой дизъюнктивной депрессии — свитами C_2^3, C_2^4, C_2^5, C_2^6 и C_2^7 у краевых надвигов Донецкого складчатого сооружения (см. рис. 5).

Таким образом, можно прийти к заключению, что крупная Крымская брахисинклиналь образовалась до мезозоя, так как ее юго-западное крыло срезается мезозойскими надвигами (очевидно, не ими оно было создано).

Отсюда следует вывод, что столь же крупной была и расположенная южнее антиклиналь, сформированная варисским тектогенезом. Такая антиклиналь была больше Матросско-Тошковской и Петроградско-Донецкой антиклиналей. Очевидно, и другие структуры северной зоны Донбасса в допозднепермское время были значительными по своим размерам, и мелкая складчатость является результатом развития более молодых надвигов, создавших приразломные формы в местах перехода согласных надвигов в секущие.

Мелкие нормальные складки формировались и к югу от выходов сместителей надвигов в пределах надвиговых пластин. В единой толще карбона создались крупные линейные складки центральной зоны Донбасса, в чем и заключается их особенность.

С надвигами связано разделение осадочного комплекса на пластины и соответственно образование мелких складок. Вполне вероятно, что в заальскую фазу в основном получили развитие слабые пликативные дислокации, а надвиги играли главную роль в поздней перми и мезозое. К числу ранних по своему заложению допозднепермских надвигов относятся Ильичевский, Алмазный и некоторые другие с сильно дислоцированными сместителями. В пфальцскую, киммерийские и ларамийскую фазы была создана сложная чешуйчатая структура.

Все сказанное имеет важное значение для поисков нефти и газа, так как при бурении на большую глубину под надвигами можно встретить первичные более крупные и простые структуры варисского складчатого комплекса Донбасса, сложенные к тому же более молодыми слоями, менее измененными при эпигенезе и лучше сохранившими свои коллекторские свойства. Все это относится к узкой зоне развития надвигов.

Причиной возникновения тангенциальных напряжений в северной зоне мелкой складчатости Донбасса, с которой связаны указанные выше дислокации, являются движения, общие для всего авлакогена. На это указывают следующие факты. Региональный характер в Днепровско-Донецком авлакогене имели предкаменноугольный, предпозднепермский, предпозднемеловой, предпалеогеновый и преднеогеновый перерывы, с которыми был связан постседиментационный рост структур, о чем пишут М. В. Чирвинская (1966), Б. П. Кабышев (1972) и другие исследователи. М. В. Чирвинская главными в формировании несоляных структур Днепровско-Донецкого авлакогена считает постседиментационные процессы. Перерывы с отвечающими им бретонской, заальской, пфальцской, киммерийскими (первая и вторая донецкие фазы), ларамийской

и савской фазами тектогенеза являются в конечном итоге следствием сжатия и относительного поднятия. Это подтверждается смятием чехла, заложением и оживлением в указанное время надвигов и взбросов, широко распространенных в Донбассе и более редких западнее.

Рост соляных куполов с прорывом соли на предкаменноугольную, предверхнепермскую и предпалеогеновую поверхности также имел региональный характер. Это определенно указывает на одновременность тектонических движений в авлакогене, которые приводили к созданию всестороннего давления в местах скопления соли. Влияние тектонического фактора на формирование соляных структур можно считать несомненным. Большое значение при этом имели постседиментационные процессы, в частности тангенциальное сжатие и вертикальное перемещение блоков.

Конседиментационные структуры развивались в промежутках между фазами сжатия — в периоды опускания блоков в условиях растяжения, в результате отставания некоторых из них.

Нисходящие движения в авлакогене в карбоне раньше всего начинались в юго-восточной его части, постепенно захватывая и северо-западные районы авлакогена, а восходящие движения, наоборот, раньше происходили на северо-западе (Попов, 1963; Чирвинская, 1964; Кабышев, 1968).

Скорость прогибания также увеличивалась с северо-запада на юго-восток, а переломный момент в смене знака движений наступил в ранней перми. Это хорошо показано на графиках, построенных Б. П. Кабышевым (1972), и подтверждает последовательность раскрытия прогиба (девонский этап на графике не получил отражения). К этому следует добавить, что Днепровско-Донецкий авлакоген на участке от Черниговско-Брагинского выступа до Донбасса характеризуется постепенным расширением; в этом же направлении (на юго-восток) возрастает и мощность каменноугольных отложений с 1—2 до 12—17 *км*, а также интенсивность дислокаций.

Из сказанного можно сделать только один вывод, который будет соответствовать всем приведенным выше наблюдениям: в карбоне Днепровско-Донецкий авлакоген формировался в условиях общего растяжения, временами сменявшегося сжатием. Поскольку явления растяжения, сопровождавшегося опусканием блоков, усиливаются в авлакогене с северо-запада на юго-восток так же, как и степень дислокации пород, можно говорить о том, что на развитие авлакогена влияла находившаяся юго-восточнее геосинклинальная область Палеотетиса. Сжатие и растяжение могли быть связаны с движениями в геосинклинали, сложно трансформирующимися при передаче через Украинский щит, занимавший Причерноморский угол Восточно-Европейской платформы, Азовский массив, Ростовский выступ и восточное их продолжение.

М. А. Бородулин (1973) считает возможным объяснять механизм передачи бокового давления на осадочную призму в Донецком прогибе развитием поддвига с юга на север, относя на его счет 10 из 19 *км* общей величины сжатия в Донбассе. В таком случае неизбежно южный блок Донбасса оказался бы более опущенным, а северный — поднятым. В действительности картина имеет противоположный характер. И если исходить не из гипотезы М. А. Бородулина (1973), а из других построений автора (Разницын, 1974), то проще представить себе развитие в фундаменте надвига и взбросов, с которыми и связаны дислокации чехла и относительное поднятие южного блока.

В целом структура и характер передачи усилий были более сложными, так как для Днепровско-Донецкого авлакогена характерна как продольная, так и поперечная блоковая расчлененность. Очевидно, поэтому отдельные части авлакогена, несмотря на одновременные проявления региональных движений, о которых говорилось выше, имели свои отли-

чительные черты. И рядом с поднятым открытым Донбассом находится глубоко опущенная по фундаменту Бахмутская котловина и южная менее погруженная Кальмиус-Торецкая котловина. В них в отличие от открытого Донбасса не удается пока найти складчатых структур, и только шовная Дружковско-Константиновская антиклиналь, как и Главная антиклиналь Донбасса, отмечает положение Главного разлома, отделяющего южные и северные блоки этих частей авлакогена друг от друга.

Таким образом, основным в авлакогене были продольные разломы, с жизнью которых связано возникновение этой крупной линейно-вытянутой отрицательной структурной формы, развитие раздвига, который тут же закрывался блоками, опускавшимися по наклонным сместителям, и сжатие, сопровождавшееся поднятием, сближением блоков и смятием осадков.

Литература

Абражевич Э. В. Некоторые особенности образования газовых месторождений в пределах северных окраин Донбасса.— В сб.: Достижения геологической науки по Днепровско-Донецкой впадине за годы Советской власти. Укр. НИГРИ, Чернигов, 1967.

Абражевич Э. В. Особенности трансформации с глубиной структурных планов каменноугольных отложений на северных окраинах Донбасса.— Геол. ж., 1971, № 4.

Балуховский Н. Ф. Принципы генетической классификации соляных диапиров в связи с прогнозированием глубинной нефтегазоносности.— В кн.: Тектоника и нефтегазоносность солянокупольных областей СССР. Алма-Ата, «Наука», 1973.

Бородулин М. А., Михалев А. К. Новые данные о глубинном строении восточной части Донбасса.— Докл. АН УССР, серия Б, 1973, № 6.

Бородулин М. А. Методика исследований и структура земной коры по профилю ГСЗ Батайск — Милютинская (Донбасс).— Геофиз. сб. АН УССР, 1973, вып. 56.

Гончаров Е. К., Кабышев Б. П., Шевченко А. Ф. Конседиментационные сбросы и флексуры Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса.— В сб.: Дизъюнктивные дислокации Днепровско-Донецкой впадины. Полтава, НТО нефт. и газ. промышл., 1967.

Дубинский А. Я. Большедонбасско-Предкавказская складчатая область и эпипалеозойская платформа юга европейской части СССР.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. III. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Кабышев Б. П. Механизм формирования приразломных конседиментационных структур (на примере Донбасса).— Геотектоника, 1968, № 1.

Кабышев Б. П. Скорость конседиментационных и постседиментационных тектонических процессов в Днепровско-Донецкой впадине и Донецком бассейне.— Геотектоника, 1972, № 4.

Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969.

Косыгин Ю. А., Магницкий В. А. О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1948, № 3.

Лапкин И. Ю. О тектонической природе Преддонецкого прогиба.— Сов. геол., 1961, № 2.

Михалев А. К. О реконструкции прогиба Донецкого бассейна в связи с проблемой конседиментационных тектонических движений.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, № 3.

Муратов М. В. (ред.) Тектоническая карта УССР и МССР м-б 1 : 1 000 000, Геолого-картографическая партия ЦКЛ Киевгеолтреста. Киев, 1969.

Муратов М. В. (ред.) Объяснительная записка к тектонической карте УССР и МССР м-ба 1 : 1 000 000. Киевгеолтрест. Киев, 1972.

Муратов М. В. Главнейшие типы впадин древних платформ и проблема их происхождения.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, № 5.

Мурич А. Т. Новые данные о геологическом строении северо-восточных окраин Донбасса и перспективы их нефтегазоносности.— В сб.: Полезные ископаемые Украины, «Наукова думка», Киев, 1966.

Мурич А. Т. К вопросу о тектонике фундамента северных окраин Донбасса.— Геол. журн., 1969, № 1.

Нагорный Ю. Н., Нагорный В. Н. О времени и глубине заложения региональных разрывов Донецкого бассейна.— Геотектоника, 1972, № 3.

Попов В. С. Тектоника.— В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 1. Донецкий бассейн. Госгеолтехиздат, М., 1963.

Разницын В. А. Развитие прогиба Большого Донбасса.— Геол. ж., 1973, № 2.

Разницын В. А. Что представляет собой Донбасс и Днепровско-Донецкий прогиб.— Изв. вузов. Геол. и развед., 1974, № 3.

Решение совещания по классификации платформенных структур (март 1963 г.). Л., 1963.
Соболев Д. Н. О стратиграфии и тектонике Украинской кристаллической плиты.— Тр. XVII сес. Межд. геол. конгр., т. 2. ГОНТИ, М., 1939.
Терентьев Е. В. Тектоника, угленосность и перспективы угольных месторождений северной части Донбасса.— Автореф. канд. дис. М., МГУ, 1970.
Чебаненко И. И. Некоторые соображения в защиту концепции Н. С. Шатского о наличии конседиментационной складчатости в Донбассе.— Геол. ж., 1969, № 6.
Чирвинская М. В. Цикличность тектонических движений в Днепровско-Донецкой впадине и условия формирования локальных структур.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., «Недра», 1964.
Чирвинская М. В. О классификации разрывных нарушений территории УССР (по геофизическим данным).— Геофиз. сб. ин-та геофизики АН УССР, т. 15, Киев, 1966.
Шатский Н. С. О неокатастрофизме.— Пробл. сов. геол., 1937, № 7.
Шатский Н. С. О прогибах донецкого типа. Избранные труды, т. II., М., «Наука», 1964.

Черниговское отделение
УкрНИГРИ

Статья поступила
2 ноября 1973 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 1 Январь — Февраль 1976 г.

УДК 551.242 : 551.248.1

Ю. Н. НАГОРНЫЙ, В. Н. НАГОРНЫЙ

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА

Рассмотрены основные особенности развития Донецкого бассейна на протяжении всей истории его формирования. Делается вывод о том, что Донбасс представляет собой заложенную на месте позднепротерозойского авлакогена переходную зону от расположенной на юго-востоке верхнепалеозойской миогеосинклинали (вала Карпинского) к внутриплатформенной структуре — Днепровско-Донецкой впадине.

Донецкий бассейн принадлежит к числу наиболее изученных регионов. Несмотря на это, его геологическая природа и соотношение с окружающими структурами, особенно на юго-востоке, до настоящего времени не выяснены окончательно. Представления исследователей по этим вопросам самые разноречивые и часто прямо противоположные (Карпинский, 1894; Архангельский, 1934; Тетяев, 1938; Соболев, 1938; Шатский, 1937, 1946, 1964; Бондарчук, 1946, 1956; Яншин, 1951; Верболоз, 1952; Хаин, 1953; Широков, 1955; Дубинский, 1956; Попов, 1963; Гавриш, 1969, 1973, и др.). Они неоднократно излагались в широкой печати и поэтому здесь не рассматриваются. За последние годы получены новые геолого-геофизические данные, имеющие важное значение для выяснения геотектонической природы Донецкого бассейна и всего Доно-Днепровского (Большедонбасского) прогиба. Рассмотрим основные из них.

До сих пор считалось почти общепризнанным, что возникновение прогиба в теле Восточно-Европейской платформы произошло в среднедевонское время, и наиболее древними отложениями, залегающими на консолидированном основании, являются среднедевонские образования. Вместе с тем еще в 1946 г. В. Г. Бондарчук высказал предположение о существовании в истории развития Доно-Днепровского прогиба позднедокембрийского этапа и допускал наличие в его центральной, наиболее погруженной части, отложений рифея и низов палеозоя (Бондарчук, 1946, 1956). В последние годы глубинным сейсмическим зондированием в центральной части прогиба, ограниченной крупными разломами фундамента, ниже отложений карбона выявлена 5—12-километровая толща пород, залегающая на консолидированном основании (Бородулін, Хохлов, 1970; Чекунов, Заика-Новацкий, 1972; Баранова и др., 1973, и др.). Мнения исследователей в отношении возраста этой толщи пород расходятся. Одни (Широков, Білоцерківець, 1971) относят ее в целом к протерозою, другие (Левенштейн и др., 1971; Чекунов, Заика-Новацкий, 1972; Баранова и др., 1973) — к рифею и нижнему палеозою, третьи (Гаркаленко и др., 1972) — в целом к протерозою и нижнему палеозою. Анализ палеогеографических и палеотектонических условий юга Восточно-Европейской платформы и смежных регионов приводит нас к выводу, что толща пород, залегающих в Доно-Днепровском прогибе между консолидированным основанием и верхнепалеозойскими отложениями, представляет собой преимущественно позднепротерозойские вулканогенно-осадочные образования (рифей, венд). Наличие в прогибе нижне-

палеозойских отложений значительной мощности мало вероятно, так как они повсеместно отсутствуют на юге Восточно-Европейской платформы и даже в таких прогибах (авлакогенах), как Рязано-Саратовский (Пачелмский), Казанско-Кировский и др. Несомненно одно: Доно-Днепровский прогиб представляет собой структуру не позднепалеозойского, как считалось ранее, а протерозойского заложения, прошедшую довольно длительную и сложную историю развития.

Наиболее вероятным нам представляется следующее. В среднем рифее, так же как и во всех остальных авлакогенах и грабенах Восточно-Европейской платформы (Рязано-Саратовском, Казанско-Кировском, Камском и др.), на месте рассматриваемой структуры, в ее центральной приосевой части, вдоль крупных разломов земной коры, ограничивающих в настоящее время с севера и юга 5—12-километровую толщу доверхнепалеозойских отложений, возник узкий грабенообразный прогиб. Ширина этого прогиба, согласно данным ГСЗ, составляла в среднем 50—60 *км*, достигая местами 90 *км*. Максимальная глубина грабена к концу венда достигла 10—12 *км*. Возникшая структура на этом этапе развития в общих чертах напоминала остальные грабенообразные прогибы (авлакогены) Восточно-Европейской платформы и отличалась от них лишь большей глубиной погружения и более интенсивным проявлением магматизма. По данным ГСЗ, верхнепротерозойский грабен на северо-западе уверенно прослеживается до Харьковско-Павлоградской зоны разломов (Баранова и др., 1973). Наличие его западнее этих разломов проблематично, хотя и вполне вероятно. Проблематично также продолжение верхнепротерозойского грабена далеко на юго-восток вплоть до Каспийского моря, так как на профиле XIV ГСЗ Батайск — Милютинская его ширина значительно ниже, чем на остальной части (до 40—45 *км*), а мощность докаменноугольной толщи составляет всего лишь 5 *км* (Бородулин, Михалев, 1973).

В раннем палеозое геотектонический режим грабенообразных прогибов Восточно-Европейской платформы резко меняется. Погружение значительно замедляется и сменяется периодами подъемов. Осадконакопление в них практически прекращается. Доно-Днепровский прогиб в этом отношении, по всей вероятности, также не являлся исключением. Если в нем и имело место раннепалеозойское осадконакопление, то оно, повидимому, было незначительным и его продукты были полностью уничтожены в период крупного перерыва в осадконакоплении, предшествовавшего среднедевонскому времени. В конце среднедевонского времени в прогибе снова начинают преобладать нисходящие движения, которые до поздневизейского времени носили платформенный характер. Об этом свидетельствует слабая их интенсивность и платформенный тип формаций девона и нижнего карбона: лагунно-континентальная, трансгрессивно-морская терригенная, платформенная карбонатная, вулканогенно-осадочная, согласно классификаций В. Е. Хаина (1973) и Р. Г. Гарецкого (1972).

Начиная с позднего визе, расположенная на юге Турано-Скифская геосинклиналь увлекает в геосинклинальное развитие южные окраины Восточно-Европейской платформы (юго-восточное продолжение Украинского кристаллического массива), в том числе и юго-восточную половину древнего авлакогена, соответствующую современным структурам — Донецкому бассейну и, возможно, частично валу Карпинского. Активизируются нисходящие движения и в северо-западной части рассматриваемой структуры (в Днепровско-Донецкой впадине). В это время происходит образование новых разломов в теле платформы и существенное расширение древнего прогиба к северу и югу. Близость юго-восточной части Доно-Днепровского прогиба к Турано-Скифской геосинклинали не позволяет нам согласиться с предположением (Верболоз, 1969) об отсутствии здесь девонских отложений. В связи с усилением на северо-

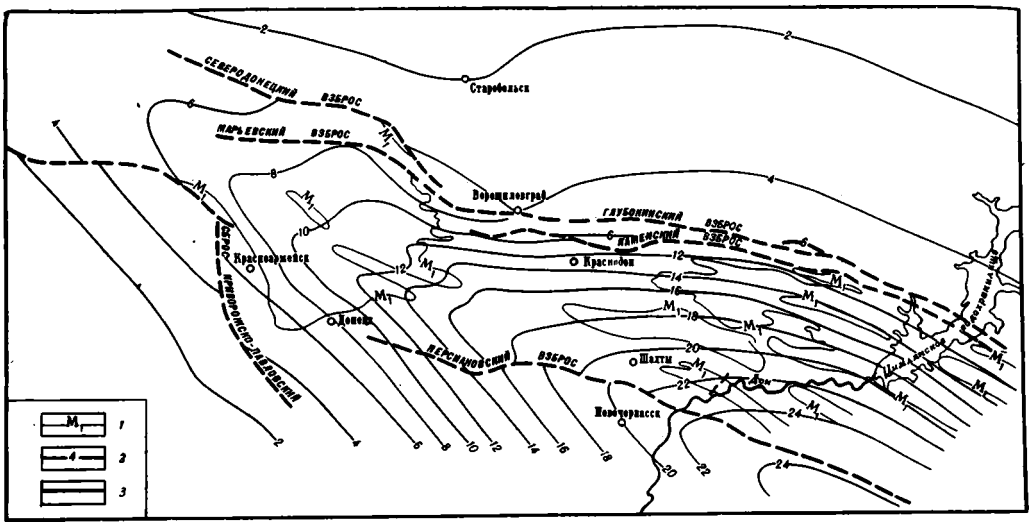


Рис. 1. Изменение общей мощности каменноугольных отложений в Донецком бассейне. *1* — выход известняка под наносы; *2* — разрывные нарушения; *3* — изопахиты общей мощности карбона, в *км*

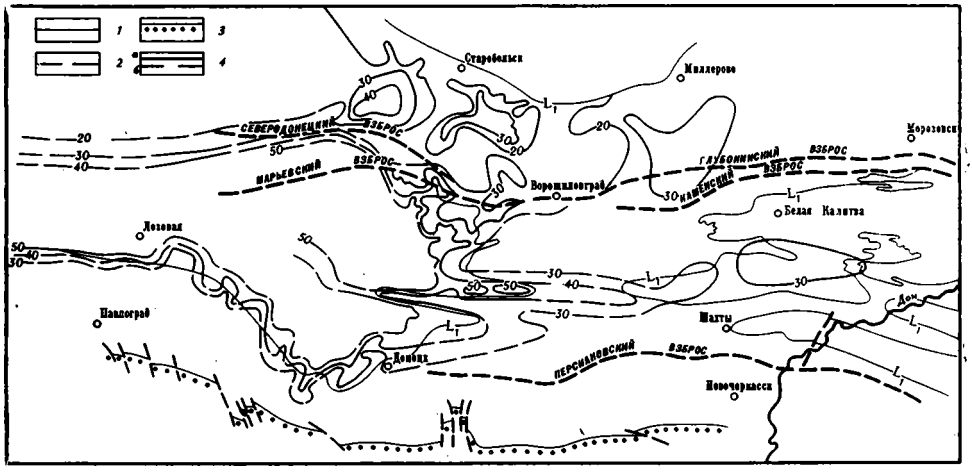


Рис. 2. Изменение содержания песчаников в свите C_2^6 на площади Донецкого бассейна. *1* — выход известняков под наносы; *2* — разрывные нарушения; *3* — выход под наносы докембрийских образований; *4* — изолинии содержания песчаников, %: *а* — по фактическим данным; *б* — предполагаемые

западе подъема Украинского кристаллического массива и проявлением частных инверсий внутри расположенной с юга Турано-Скифской геосинклинальной системы (Гарецкий, 1972; Хаин, 1973) область сноса в течение позднего визе, среднего и позднего карбона приближается к Доно-Днепровскому прогибу. В это время в прогибе происходит накопление мощной паралической угленосной субформации нижней молассовой формации (Хаин, 1973), которая к востоку постепенно переходит в морские сланцевые и терригенно-карбонатные миогеосинклинальные субформации кряжа Карпинского.

Особенности развития Донецкого бассейна в каменноугольное время, а также соотношение его со смежными структурами устанавливаются на основании произведенного нами детального анализа мощностей и литофаций отложений карбона (рис. 1—5).

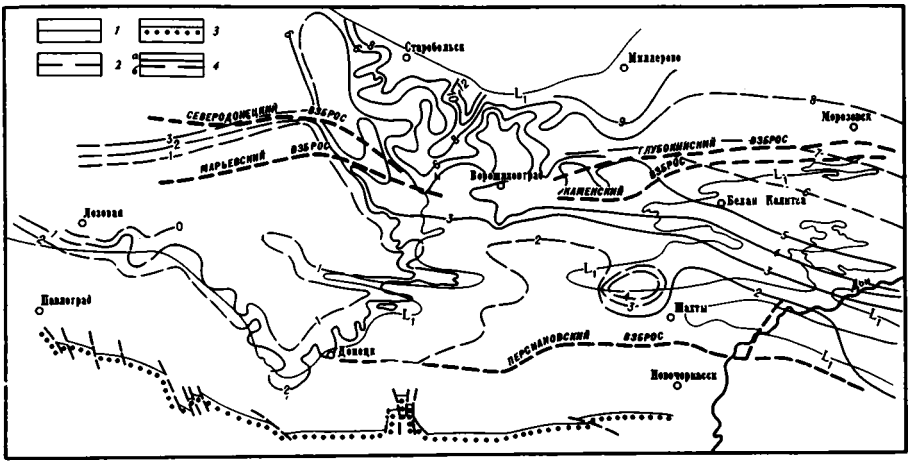


Рис. 3. Изменение содержания известняков в свите C_2^6 на площади Донецкого бассейна. *1* — выход известняков под наносы; *2* — разрывные нарушения; *3* — выход под наносы докембрийских образований; *4* — изолинии содержания известняков, %: *а* — по фактическим данным; *б* — предполагаемые

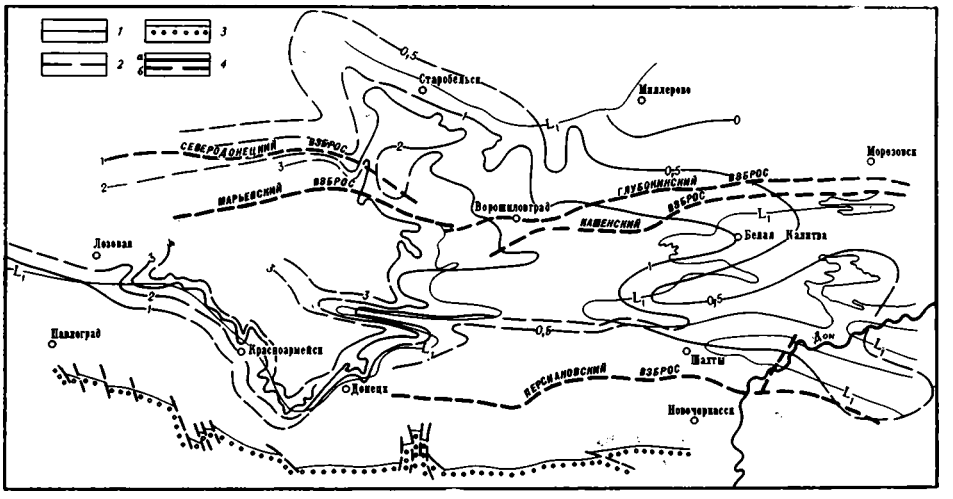


Рис. 4. Изменение коэффициента общей угленосности свиты C_2^6 на площади Донецкого бассейна. *1* — выход известняков под наносы; *2* — разрывные нарушения; *3* — выход под наносы докембрийских образований; *4* — изолинии коэффициента общей угленосности, %: *а* — по фактическим данным; *б* — предполагаемые

В северо-западной части Донецкого бассейна (примерно до меридиана г. Краснодона) мощность каменноугольных образований увеличивается от бортов прогиба к его центральной части и в юго-восточном направлении (рис. 1). Максимальные мощности карбона приурочены к южному крылу Главной антиклинали. На фоне региональной закономерности изменения мощности каменноугольных отложений (Широков, 1938; Ершов, 1954; Попов, 1957; Левенштейн, 1963; Нагорный, Нагорный, 1972$_1$, и др.) в этой части прогиба выявлен ряд деталей. Со складчатыми структурами второго порядка (относительно бассейна) связано локальное изменение мощности отложений карбона (Михалев, 1968; Нагорный, Нагорный, 1972$_1$). Относительное увеличение мощности свит отмечается в Кальмиус-Торецкой и Бахмутской котловинах, Северной антиклинали; относительные минимумы — в Боково-Хрустальской котловине, северо-западной части Главной антиклинали, на Дружковско-Константиновской антикли-

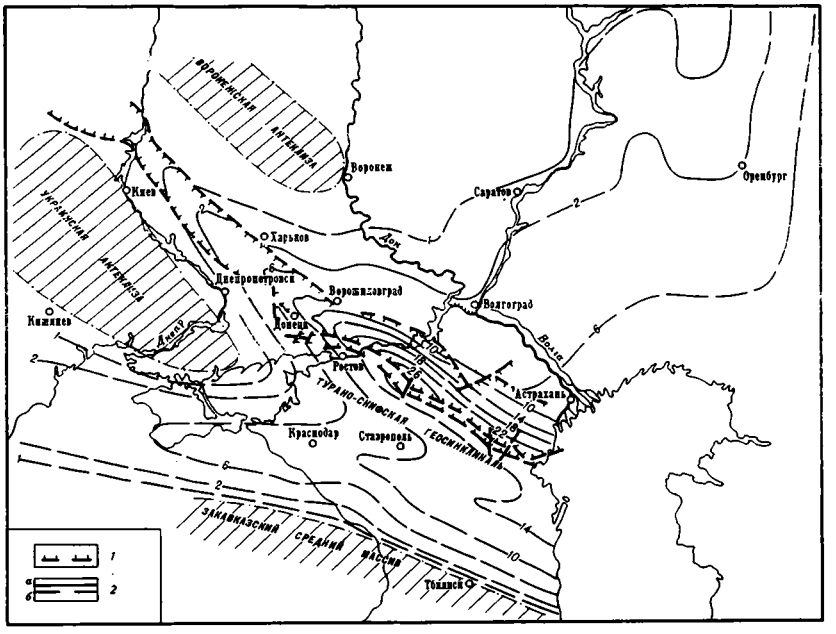


Рис. 5. Соотношение Доно-Днепровского прогиба с окружающими структурами в каменноугольное время. *1* — прибортовые разломы Доно-Днепровского прогиба; *2* — изопахиты отложений карбона, *км*: *а* — по фактическим данным; *б* — предполагаемые

нали, Петровском куполе и брахискладках Старобельско-Миллеровской моноклинали. С северными и южными региональными разрывами связано скачкообразное увеличение мощности отложений в сторону прогиба (Нагорный, Нагорный, 1972_2). Резкие изменения мощностей каменноугольных образований отмечаются в зонах поперечных флексурных складок Донецко-Макеевского угленосного района и согласных сбросов Южного и Западного Донбасса, а также Старобельско-Миллеровской моноклинали (Нагорный, Нагорный, 1973; Нагорный и др., 1973). Все это указывает на дифференцированный характер опускания отдельных блоков фундамента по ограничивающим их разломам разных систем в период седиментогенеза и существенное влияние его на распределение осадков в северо-западной части Донецкого бассейна.

Различная скорость опускания блоков фундамента обусловила формирование здесь конседиментационных разрывов и зачаточных складчатых структур (Нагорный, Нагорный, $1972_{1,2}$, 1973; Нагорный и др., 1973). Конседиментационные разрывы возникли у северного и южного бортов северо-западной части бассейна в виде согласных сбросов (северные и южные региональные прибортовые разрывы, согласные сбросы Южного и Западного Донбасса, Старобельско-Миллеровской моноклинали). Амплитуды смещения в отложениях среднего и нижнего карбона к концу раннепермского времени составляли порядка 500—1500 *м* для прибортовых региональных разрывов (Нагорный, Нагорный, 1972_2) и 200—1000 *м* для остальных сбросов (Нагорный, Нагорный, 1973; Нагорный и др., 1973). Формирование сбросов Южного и Западного Донбасса, а также Старобельско-Миллеровской моноклинали на этом этапе практически закончилось. Зачаточные пликативные структуры формировались в период седиментогенеза на месте современных складок второго порядка (Кальмиус-Торецкой и Бахмутской котловин, Северной антиклинали, северо-западной части Главной антиклинали, Боково-Хрустальской котловины, Дружковско-Константиновской антиклинали) в виде пологих выгибов и прогибов слоистой толщи с углами падения

пород к концу карбона до 5—6° по подошве нижнего, 3—4° — среднего и 1—2° — верхнего отделов (Нагорный, Нагорный, 1972$_1$). На месте флексурных складок Донецко-Макеевского угленосного района возникли коленообразные изгибы пород с углами падения от 5—11° по подошве верхнего карбона до 16—30° по подошве нижнего карбона (Нагорный и др., 1973). Аналогичные изгибы возникли над краевыми разломами фундамента Центрального (Ровенецкого) поднятия. В это же время заканчивается в основном формирование брахискладок Старобельско-Миллеровской моноклинали (Нагорный и др., 1973).

В юго-восточной части бассейна (от меридиана Краснодона до Цимлянского водохранилища) мощность каменноугольных отложений непрерывно и закономерно увеличивается с севера на юг (рис. 1). Максимальные мощности отдельных свит зафиксированы на юго-востоке прогиба у самого Персиановского разрыва. Общая мощность всех трех отделов карбона, реконструированная нами на основе «правила» пропорционального ее изменения в Донбассе (Ершов, 1933), достигает здесь 25 *км*, что примерно совпадает с данными других исследователей (Верболоз, 1952; Левенштейн, 1963). В настоящее время имеется возможность проверить точность выполненных расчетов, сравнив их с данными глубинного сейсмического зондирования о глубине залегания фундамента прогиба и докаменноугольной толщи осадков (рифея, венда, девона). На профиле XIV ГСЗ Батайск — Милютинская в районе Шахтинско-Несветаевской синклинали фундамент бассейна залегает на глубине 20 *км*. Глубина позднепротерозойского грабена, заполненного отложениями рифея, венда и, видимо, девона, составляет здесь 5 *км*. Следовательно, на толщу карбона приходится 15 *км*. Общая мощность трех отделов карбона, согласно нашим расчетам, составляла здесь до инверсии 21 *км*. Если исключить из этой величины мощность денудированной толщи (верхний отдел — 4,5 *км* и свита C_2^7—1 *км*), то останется 15,5 *км*. Эта цифра соответствует данным ГСЗ, что говорит о достаточно высокой точности выполненных расчетов и построений. Учитывая общее погружение прогиба в восток — юго-восточном направлении, мы вправе ожидать дальнейшее увеличение мощности каменноугольных отложений до какой-то определенной величины, которая, по нашим данным, соответствует 25—26 *км*.

На всей характеризуемой площади изопахиты отложений карбона примерно параллельны оси бассейна и прибортовым региональным разрывам. В зоне северных региональных разрывов так же, как и на северо-западе, отмечается довольно резкое увеличение мощности карбона в сторону прогиба. Характер изменения мощности каменноугольных образований в зоне Персиановского разрыва на юго-востоке не изучен, но по аналогии с северо-западной его частью (Нагорный, Нагорный, 1972$_2$) здесь также можно ожидать скачкообразное увеличение мощности отложений в сторону прогиба. Связь характера изменения мощности пород карбона со складчатыми структурами, даже самыми крупными, здесь не проявляется. Небезынтересен еще один факт. Установленное В. З. Ершовым (1933) «правило» пропорционального изменения мощности отложений донецкого карбона примерно выдерживается на всем простирании бассейна лишь для свит среднего отдела (нижний отдел в восточной части прогиба не изучен). Для отложений верхнего отдела характерно существенное уменьшение коэффициента пропорциональности в юго-восточном направлении. Если в северо-западной части Донбасса отношение мощности пород верхнего отдела к среднему составляет 0,91, то в юго-восточной — всего лишь 0,52. Это указывает на существенное изменение в позднекарбоновое время геотектонических условий на юго-востоке региона по сравнению с северо-западом.

Выполненный анализ мощности каменноугольных отложений Донбасса позволяет наметить его границы на севере и юге. На севере границей

Донецкого прогиба служили разломы фундамента, отражением которых в осадочном чехле являются самые северные региональные разрывы, кулисообразно сменяющие друг друга с северо-запада на юго-восток: Северодонецкий, Глубокинский, Каменский и др. (Дубинский, 1956; Попов, 1963; Редичкин, Кабалов, 1971; Нагорный, Нагорный, 1972_2, и др.). Граница прогиба на юге менее определенная. Мы склонны вслед за Н. И. Погребновым, И. И. Потаповым и Б. В. Смирновым (1970) в качестве южной границы прогиба считать зону Манычских разломов и их северо-западное продолжение. Этим самым в состав Донецкого прогиба мы включаем современную Новочеркасскую моноклиналь. Ширина прогиба в указанных границах составляла в период седиментогенеза не менее 120—130 *км* (рис. 5).

Изменение литолого-фациального состава пород карбона на площади Донецкого бассейна также подчинено определенным закономерностям и в значительной степени взаимосвязано с характером распределения мощности отложений в регионе (рис. 2, 3, 4). Основные изменения литолого-фациального состава отдельных свит среднего и верхнего карбона происходят в юго-восточном направлении и к периферии бассейна. В этих направлениях отмечается уменьшение содержания песчаников и углей (коэффициентов общей и промышленной угленосности), а также количества угольных пластов рабочей мощности. Содержание известняков снижается к югу бассейна и в северо-западном направлении. Общее количество угольных пластов уменьшается к северу и северо-западу. В северо-западной части Донецкого бассейна характер распределения литофаций имеет довольно четкую связь со складчатыми структурами второго порядка (относительно бассейна). Линии равного количества пластов и процентного содержания отдельных литофаций повторяют контуры Главной антиклинали, Кальмиус-Торецкой и Бахмутской котловин. В Кальмиус-Торецкой и Бахмутской котловинах отмечается повышенное содержание песчаников и углей, пониженное содержание известняков. В северо-западной части Главной антиклинали наблюдается локальное снижение содержания песчаников и углей, повышенное содержание известняков. Аналогичное относительное изменение литофаций присуще и Северной антиклинали (повышенное содержание известняков, пониженное — песчаников и углей).

Закономерности локального изменения литофаций отдельных свит карбона согласуются с особенностями распределения мощностей этих отложений. Участки с повышенной мощностью отложений характеризуются повышенным содержанием песчаников и углей, пониженным содержанием известняков. Участкам с относительным минимумом мощности пород свойственна обратная зависимость в распределении литофаций: снижение содержания песчаников и углей, повышенное содержание известняков.

Как известно (Каледа, 1972), характер изменения литолого-фациального состава осадков на конседиментационных тектонических структурах определяется типом осадочного процесса, его динамикой, формой структур и их ориентировкой относительно направления водного потока. Изложенные выше данные о региональных и локальных изменениях литолого-фациального состава каменноугольных отложений на площади бассейна хорошо согласуются с существующими представлениями об областях и направлениях сноса обломочного материала в прогиб (Широков, 1940; Жемчужников и др., 1960), а также о конседиментационном формировании зачаточных складчатых форм второго порядка (относительно бассейна) в северо-западной части Донбасса (Михалев, 1968; Нагорный, Нагорный, 1972_1). В связи с конседиментационным ростом Дружковско-Константиновской антиклинали и северо-западной части Главной антиклинали западная речная система, являвшаяся основным поставщиком терригенного материала в прогиб, в этой части бассейна

представляла собой, очевидно, два отдельных рукава, приуроченных к Кальмиус-Торецкой и Бахмутской котловинам. Направление речного потока примерно совпадало с осями зачаточных структур. В таких условиях максимальное количество грубых осадков (песчаников) откладывалось в центральных частях котловин; к крыльям и своду Главной антиклинали их содержание в разрезе заметно уменьшается. Площади обильного накопления песчаных осадков являлись наиболее благоприятными для развития торфяников, что подтверждается прямой зависимостью коэффициента общей угленосности от содержания песчаников в отложениях всех исследуемых свит карбона.

Уменьшение содержания песчаников в отложениях среднего и верхнего карбона на юго-востоке бассейна свидетельствует о том, что приазовская часть Украинского кристаллического массива в этот период не служила источником сноса терригенного материала, а испытывала некоторое погружение, и на ее площади накапливались осадочные образования. На юго-восточном продолжении Донецкого бассейна (за Цимлянским водохранилищем) угленосные формации среднего и верхнего карбона постепенно переходят в морские безугольные флишеподобные отложения.

Нами произведена также увязка мощностей карбона с аналогичными образованиями смежных регионов (рис. 5), которая показывает, что Доно-Днепровский прогиб в каменноугольное время на всем простирании не представлял самостоятельной внутриплатформенной структуры. На юго-востоке он являлся составной краевой частью обширной Туранo-Скифской геосинклинальной системы. Несмотря на то, что наши построения не исключают других вариантов, они нам кажутся наиболее логичными и обоснованными, так как учитывают общую геотектоническую обстановку в конце палеозоя на юге Восточно-Европейской платформы и в смежных регионах. К аналогичным выводам ранее приходили и другие исследователи (Верболоз, 1952; Дубинский, 1956).

О геотектоническом режиме, существовавшем в Донецком бассейне в раннепермское время, можно судить на основании анализа формаций и мощностей отложений перми (Нагорный, Нагорный, 1972_3), реконструированных нами по данным о глубине образования определенных групп метаморфизма углей. Как показали палеореконструкции, период формирования прогиба, охватывающий конец позднекаменноугольного времени и раннюю пермь, можно классифицировать как предынверсионный. Основными чертами этого периода являются: а) сохранение преимущественно эпейрогенического характера тектонических движений и общего плана распределения осадков на площади бассейна седиментации; б) борьба двух тенденций вертикальных движений — нисходящих и восходящих, снижение интенсивности нисходящих движений, прекращение их по северной и особенно южной окраинам прогиба, а также на отдельных участках внутри него, начало подъема указанных территорий, усиление степени дифференциации вертикальных движений и интенсивности роста возникших в карбоне конседиментационных складчатых форм; в) постепенное развитие Центрального (Ровенецкого) поднятия Донбасса и периодическое разобщение прогиба на две части — северо-западную и юго-восточную с различными условиями седиментогенеза. В северо-западной части прогиба в это время отлагаются осадки лагунной соленосной субформации нижней молассовой формации, на северо-востоке — преимущественно морской нижней молассы.

Основным «проливом», по которому осуществлялась периодическая связь северо-западной территории бассейна в раннепермское время с водами открытого моря, на востоке являлась Северная синклиналь, а не гипотетический Преддонецкий прогиб, выделяемый некоторыми исследователями в качестве краевой позднепалеозойской компенсационной структуры севернее зоны прибортовых региональных разрывов (Яков-

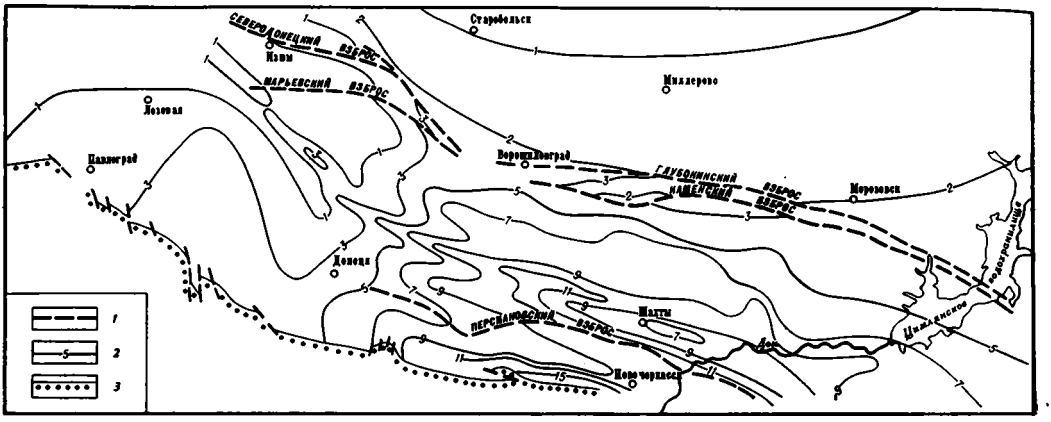


Рис. 6. Изменение амплитуды инверсии на площади Донецкого бассейна. *1* — разрывные нарушения; *2* — изолинии амплитуд инверсии, *км*; *3* — выход под наносы докембрийских образований

лев, 1914; Соболев, 1936; Степанов, 1944; Лапкин, 1951, и др.). К концу раннепермского времени четкие структурные формы приобрела только северо-западная часть Главной антиклинали с углами падения крыльев по подошве нижнего карбона до 40°, среднего — 28, верхнего — 20, нижней перми — 15°. Остальные современные пликативные структуры второго порядка (относительно бассейна) представляли собой лишь зачаточные складчатые формы с очень пологими углами наклона крыльев.

Результаты палеотектонических построений, а также находки в артинских слоях Астрахани (Копелиович, Эвентов, 1956) гальки с фауной сакмарского яруса, которым заканчивается раннепермское осадконакопление в бассейне, указывают на то, что инверсия геотектонического режима и первые складкообразовательные движения в Донецком прогибе проявились на границе сакмарского и артинского времени.

Нами уже отмечалось существенное изменение в позднем карбоне соотношения интенсивности погружения прогиба на северо-западе и юго-востоке. Аналогичная закономерность отмечается и по реконструированным отложениям нижней перми. Все это указывает на то, что уменьшение интенсивности прогибания началось на юго-востоке региона и в последующем распространялось на северо-запад. Последнее обстоятельство дает основание предполагать, что прекращение погружения и последовавшая за ним инверсия вертикальных движений в бассейне также начинались на юго-востоке и затем распространялись в северо-западном направлении. Наглядное представление о величине инверсии и ее изменении в Донецком бассейне дает выполненная нами палеореконструкция общей мощности денудированной толщи пород карбона и нижней перми (рис. 6). Амплитуда инверсии, измеряемая километрами денудированных пород, в региональном плане изменяется аналогично мощности карбона, увеличиваясь вдоль прогиба в юго-восточном направлении, а восточнее меридиана Ворошиловграда — с севера на юг, от южного склона Воронежской антеклизы в сторону северного борта приазовской части Украинского кристаллического массива. Максимальные амплитуды восходящих движений до 15—18 *км* отмечаются на юго-востоке бассейна. Здесь, примерно в 15—20 *км* юго-западнее Новочеркасска, согласно нашим палеореконструкциям (см. рис. 1), а также данным других исследований (Верболоз, 1952; Левенштейн, 1963), мощность каменноугольных отложений к началу инверсии составляла 15—18 *км*. В настоящее же время отложения карбона здесь полностью денудированы, и верхнемеловые образования залегают непосредственно на породах докембрия. На основании этого суммарная амплитуда восходящих постсе-

диментационных движений определяется в 15—18 *км*. Северо-восточнее линии Старобельск — Миллерово, западнее меридиана Павлограда, а также в центральных частях Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин инверсии вертикальных движений практически не произошло, в результате чего мощность денудированной верхнепалеозойской толщи здесь не превышает 1 *км*.

Интересно отметить общее увеличение величины инверсии в сторону приазовской части Украинского кристаллического массива, указывающее на высокую его мобильность в постседиментационный период развития региона. На левобережье Дона изолинии величины инверсии сохраняют общедонбасское направление, не проявляя заметной тенденции к замыканию. Происходившие в период подъема бассейна складкообразовательные и разрывные движения обусловили локальные изменения величины инверсии, выразившиеся в уменьшении ее в синклиналях и опущенных крыльях крупных разломов и увеличении в антиклиналях и поднятых крыльях разломов. Аккумуляция денудированных отложений происходила в основном южнее и юго-восточнее современных границ бассейна (в Прикаспии и Предкавказье). Отсутствие в верхнепермских, триасовых и юрских отложениях этих территорий значительного количества грубообломочных образований свидетельствует о том, что скорость денудации верхнепалеозойских отложений была близка скорости инверсии, в результате чего на месте прогиба в постседиментационный период не образовалось орогена.

Складчатые и разрывные структуры Донецкого бассейна были созданы в результате проявления здесь довольно мощных складкообразовательных движений завершающих фаз герцинского тектогенеза (Широков, 1938; Попов, 1963; Дубинский, 1956; Погребнов и др., 1970; Нагорный, 1971, и др.). Эти движения были повсеместными, но интенсивность их проявления на площади бассейна различна и в общих чертах прямо пропорциональна величине погружения (мощности каменноугольных отложений). В этот период получили развитие практически все тектонические структуры бассейна. На северо-западе складки второго порядка (относительно бассейна) развивались путем прямого и обращенного наследования зачаточных конседиментационных форм (Нагорный, Нагорный, 1972_1). Остальные складчатые структуры бассейна (как крупные, так и мелкие) в этот период зарождались и интенсивно развивались, приобретая на большей части прогиба формы, близкие к современным (Попов, 1963; Нагорный, 1971). В складчатой части бассейна образуются крупно- и среднеамплитудные надвиги, сбросы Центрального поперечного поднятия; формируются несогласные сбросы Южного и Западного Донбасса; происходят интенсивные реверсивные движения по флексурам Донецко-Макеевского угленосного района и прибортовым региональным разломам (Нагорный, Нагорный, 1972_2; Нагорный, Нагорный, 1973; Нагорный и др., 1973).

Механизм образования складчатости в бассейне сложен и многообразен. Генетически «чистые» складки встречаются редко. Большинство из них результат одновременного или последовательного действия нескольких источников деформации осадочной толщи. В юго-восточной части бассейна основным механизмом образования складок являлось смятие слоев вследствие уменьшения их площади при инверсии прогиба (инверсионное сдавливание) и относительного перемещения блоков кристаллического основания. На северо-западе бассейна в связи с небольшой амплитудой инверсии заметно уменьшается роль механизма инверсионного сдавливания в формировании складчатости. Вместе с тем здесь существенно возрастает роль дифференцированного движения по разломам отдельных блоков фундамента и пластического выдавливания (диапиров). Широким развитием в этой части бассейна пользуются глыбовые, приразломные, надразломные и диапировые складки (Кабышев,

1968; Редичкин, Кабалов, 1971; Нагорный и др., 1973, и др.). В северо-западном направлении изменяется и морфология складок. Линейные структуры постепенно переходят в брахискладки и купола. В этот период в бассейне формируются не только продольные структуры, но и поперечные (Майданович, 1969; Нагорный и др., 1973).

Основные тектонические структуры Донецкого бассейна прослеживаются далеко на юго-восток в Калмыцкие степи и Прикаспий (Дубинский, 1956; Гарецкий, 1972). В настоящее время нет никаких убедительных фактов, позволяющих предполагать упрощение тектонического строения каменноугольных отложений на юго-восточном продолжении Донецкого бассейна. Северные региональные взбросы в период общего складкообразования служили своего рода «гасителями» тангенциальных напряжений, исходивших от центра бассейна, в результате чего степень деформации осадочной толщи по обе стороны от них резко отлична. На юге породы собраны в мелкие и средние складки с крутыми углами падения крыльев (до 90°), интенсивно нарушенные разрывами; на севере залегание карбона моноклинальное, осложненное наличием редких сбросов, приразломных и в меньшей мере глыбовых брахискладок с углами падения крыльев до 5—10° (Попов, 1963; Редичкин, Кабалов, 1971; Нагорный и др., 1973). В этот период завершается в основном образование складчатости. Отложения представлены красноцветной верхней молассовой формацией верхней перми и нижнего триаса, повсеместно залегающих несогласно на образованиях карбона и нижней перми.

Более молодые тектонические движения (киммерийские и альпийские) проявлялись преимущественно на северо-западной окраине Донецкого бассейна (Попов, 1963; Нагорный, 1971, и др.). Они не внесли существенного изменения в структурный план бассейна, созданный герцинским тектогенезом. Молодые движения лишь несколько усложнили заложенные ранее структуры путем образования дополнительной мелкой складчатости, определенного (часто существенного, но локального) изменения углов падения каменноугольных отложений и возобновления движений по наиболее крупным разрывам. Здесь интересно подчеркнуть факт увеличения интенсивности проявления киммерийских и альпийских тектонических движений в северо-западном направлении. Если на юго-востоке бассейна верхнемеловые отложения залегают практически горизонтально и не разрываются даже наиболее крупными северными взбросами (Глубокинским, Каменским и другими), то северо-западнее меридиана Краснодона появляются мелкие верхнемеловые складки и смещения по старым наиболее крупным разрывам с амплитудами 30—150 *м*. Еще дальше на северо-западе прогиба (Ворошиловградский, Алмазно-Марьевский и Лисичанский угленосные районы) углы падения верхнемеловых отложений достигают местами 40—60° и даже более, а амплитуды смещения этих пород по Марьевскому и Северодонецкому взбросам превышают 450 *м*. При этом на севере молодые движения были значительно интенсивнее, чем на юге (Попов, 1963). Такое изменение соотношения между интенсивностью герцинского и последующих тектогенезов свидетельствует о том, что замыкание прогиба происходило в северо-западном направлении.

Особенности геологического развития Донецкого бассейна на протяжении всей истории его формирования приводят нас к следующим выводам в отношении его геотектонической природы, а также природы всего Доно-Днепровского прогиба. Доно-Днепровский прогиб по геотектонической природе представляет собой очень сложную структуру. В юго-восточной части (примерно от Цимлянского водохранилища и далее к Каспийскому морю — так называемый вал Карпинского) это позднепалеозойская миогеосинклиналь, составная часть обширной Турано-Скифской геосинклинальной системы, по всей вероятности, частично наложенная на позднепротерозойский авлакоген (на северо-западе);

в центральной (от Цимлянского водохранилища примерно до Криворожско-Павловского сброса — собственно Донецкий бассейн) переходная зона от позднепалеозойской миогеосинклинали к платформе, заложенная в позднем визе на месте древнего авлакогена; в северо-западной (Днепровско-Донецкая впадина и Припятский прогиб) внутриплатформенная грабенообразная структура (авлакоген), прошедшая две стадии интенсивного прогибания и седиментации: позднепротерозойскую (рифей, венд) и позднепалеозойскую (средний девон — ранняя пермь), разделенные длительным периодом относительной стабилизации (кембрий — ранний девон). Не исключено, что северо-западнее зоны Харьковско-Павлоградских разломов грабен имеет позднепалеозойское (раннедевонское) заложение. Переход одной структуры в другую по простиранию прогиба постепенный и границы между ними в значительной степени условны.

Наши выводы относительно геотектонической природы Доно-Днепровского прогиба по отдельным вопросам близки представлениям В. Г. Бондарчука (1946, 1956), С. Е. Верболоза (1952), А. Я. Дубинского (1956), А. З. Широкова (1955; Широков, Білоцерківець, 1971).

Литература

Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР, т. I—II. ОНТИ, 1934.

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. I, 1947; т. II, 1948, Госгеолтехиздат.

Баранова Е. П., Будаев Н. М., Павленкова Н. И., Роман В. А. Результаты глубинных сейсмических зондирований по профилю вдоль Днепровско-Донецкой впадины.— Геофиз. сб. АН УССР, вып. 52, Киев, 1973.

Бондарчук В. Г. Геологічна структура УРСР. Изд-во АН УССР — КГУ, Киев, 1946.

Бондарчук В. Г. Про тектоніку Великого Донбасу і походження ровоподібних прогинів платформ.— Геол. ж. АН УССР, 1956, т. XVI, вып. 2.

Бородулін Е. І., Хохлов М. Т. Про методику сейсмічних досліджень та деякі результати вивчення фундаменту в Донецькому бассейні.— Докл. АН УССР, сер. Б, 1970, № 6.

Бородулин М. А., Михалев А. К. Особенности структуры верхней части мантии и земной коры в Донбассе по профилю Батайск — Милютинская.— Геол. ж. АН УССР, 1973, № 5.

Верболоз С. Е. Выводы из анализа мощностей каменноугольных отложений Донецкого бассейна.— Уголь, 1952, № 4.

Верболоз С. Е. Центральное поперечное поднятие Донецкого бассейна.— Сов. геология, 1969, № 11.

Гавриш В. К. Глубинные структуры и методика их изучения. Киев, «Наукова думка», 1969.

Гавриш В. К. Генетическая классификация рифтогенов.— Геол. ж. АН СССР, 1973, № 3.

Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М., «Наука», 1972.

Гаркаленко И. А., Бородулин М. А., Михалев А. К. О некоторых вопросах структуры и перспективах нефтегазоносности южного борта Донецкого прогиба на основе материалов ГСЗ.— Геол. ж. АН УССР, 1972, № 4.

Дубинский А. Я. К вопросу о происхождении Донецкого бассейна.— В кн.: Материалы по геологии Европейской территории СССР.— Госгеолтехиздат, 1956.

Ершов В. З. О синонимике угольных пластов Гришинского района Донецкого каменноугольного бассейна.— Тр. Вседонецкого экспертного геологического бюро Главугля, 1933, вып. 1.

Ершов В. З. Геологическое строение Донецкого бассейна по новым данным.— В кн.: Геолого-углехимическая карта Донецкого бассейна. Углетехиздат, 1954, вып. VIII.

Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С., Боголюбова Л. И., Ботвинкина Л. Н., Феофилова А. П., Ритенберг М. И., Тимофеев П. П., Тимофеева З. В. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. Часть 2. Изд-во АН СССР, 1960.

Кабышев Б. П. Механизм формирования конседиментационных структур (на примере Донбасса).— Геотектоника, 1968, № 1.

Каледа Г. А. К изучению закономерностей изменчивости состава пород на тектонических структурах платформенных областей.— В кн.: Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ. М., «Наука», 1972.

Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России.— В сб.: Очерки геологического прошлого Европейской России. Изд-во АН СССР, 1947.

Копелиович А. В., Эвентов Я. С. Пермские отложения Астрахани.— Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 2.
Лапкин И. Ю. О тектонической природе Преддонецкого прогиба.— Докл. АН СССР, 1951, т. 78, № 2.
Левенштейн М. Л. Анализ изменения мощности каменноугольных отложений.— В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. I. Госгеолтехиздат, 1963.
Левенштейн М. Л., Павленкова Н. И., Баранова К. П. Особенности строения фундамента наиболее погруженной части Днепровско-Донецкой впадины.— Геол. ж. АН УССР, 1971, № 2.
Майданович И. А. Об относительном возрасте продольных и поперечных тектонических форм Донецкого бассейна.— Тез. докл. III геологической конференции «Степановские чтения». Изд-во Донецкого областного НТГО, г. Артемовск, 1969.
Михалев А. К. О связи мощности каменноугольных отложений с тектоникой в Донбассе.— Геол. ж. АН УССР, 1968, № 6.
Нагорный Ю. Н. О складчатых движениях альпийского тектогенеза в Донбассе.— В кн.: Геология и разведка угольных месторождений. «Недра», 1971.
Нагорный В. Н., Нагорный Ю. Н. О характере изменения мощности отложений карбона в Донбассе по новым данным.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972_1, № 1.
Нагорный Ю. Н., Нагорный В. Н. О времени и глубине заложения региональных разрывов Донецкого бассейна.— Геотектоника, 1972_2, № 3.
Нагорный В. Н., Нагорный Ю. Н. Изменение степени метаморфизма углей глубоких горизонтов Донбасса.— В сб.: Перспективы расширения минерально-сырьевой базы юга Украины. Изд-во Укр. республ. правления НТГО, Днепропетровск, 1972_3.
Нагорный Ю. Н., Нагорный В. Н. О времени и механизме образования сбросовых дислокаций Южного и Западного Донбасса.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, вып. 3.
Нагорный Ю. Н., Нагорный В. Н., Земляной Б. П. О роли конседиментационных тектонических движений в формировании складчатых структур Донецкого бассейна.— Геотектоника, 1973, № 5.
Погребнов Н. И., Потапов И. И., Смирнов Б. В. Тектоника Ростовской, Волгоградской, Астраханской областей и Калмыцкой АССР.— В кн.: Геология СССР, т. XLVI, «Недра», 1970.
Попов В. С. Донецкий бассейн.— В кн.: Горное дело, т.I, II. Геология угольных месторождений. Углетехиздат, 1957.
Попов В. С. Тектоника Донецкого бассейна.— В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. I. Госгеолтехиздат, 1963.
Редичкин И. А., Кабалов В. К. Структурные особенности и условия формирования среднекаменноугольных месторождений на севере Донецкого бассейна.— Геол. ж. АН УССР, 1971, № 5.
Степанов П. И. Геологическая история развития Донбасса.— В кн.: Геология СССР, т. 7. М.— Л., Гос. изд-во геологической литературы Комитета по делам геологии и СНК СССР, 1944.
Соболев Д. Н. Сводный геологический очерк бассейна р. Донца.— В сб.: Геологический очерк бассейна р. Донца. Госгеолтехиздат, 1936.
Соболев Д. Н. О закономерности геологического строения и распределения недровых богатств Амодецийского (Большого Донбасса) бассейна и о линиях Карпинского. М.— Л., ОНТИ, 1938.
Тетяев М. М. Геотектоника СССР. М., ГОНТИ, 1938.
Хаин В. Е. Новые данные по геологии Предкавказья и их значение для геологии Кавказа.— Докл. АН СССР, 1953, т. 90, № 2.
Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.
Чекунов А. В., Заика-Новацкий В. С. Байкальский тектонический комплекс юга Европейской части СССР и сопредельных регионов.— Геофиз. сб. АН УССР, 1972, № 50.
Шатский Н. С. Происхождение Донецкого бассейна.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1937, вып. 4.
Шатский Н. С. Большой Донбасс и система Вичита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 6.
Шатский Н. С. О прогибах Донецкого типа. Избранные труды, т. II. «Наука», 1964.
Широков А. З. О мощности отложений Донецкого карбона.— Сов. геология, 1938, № 12.
Широков А. З. О структуре Донецкого бассейна.— Геол. ж. АН УССР, 1940, № 5.
Широков А. З. О происхождении Донбасса.— Изв. ДГИ, т. XXIII. Гостехиздат, 1955.
Широков А. З., Білоцерківець Ю. І. Про будову і глибину залягання поверхні докембрійського кристалічного фундаменту в Донбасі.— Доп. АН УРСР, сер. Б, 1971, № 6.
Яковлев Н. Н. Материалы по геологии Донецкого бассейна.— Тр. геолкома. Нов. сер., 1914, вып. 94.
Яншин А. Л. Тектоника юго-восточного обрамления Русской платформы.— В сб.: Памяти акад. А. Д. Архангельского. Изд-во АН СССР, 1951.

Управление геолого-тематических
и проектно-экспертных работ
МУП УССР

Статья поступила
19 октября 1973 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 1 Январь — Февраль 1976 г.

УДК 551.242.1(477.6)

А. С. ПРОКОПЧЕНКО

К ВОПРОСУ МЕТОДИКИ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА В УСЛОВИЯХ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА

Показано, что причины различного понимания развития складчатых структур Донецкого бассейна имеют методологический характер и заключаются в одностороннем использовании многими авторами анализа мощностей как инструмента палеотектонических исследований, а именно без учета фациальной неоднородности анализируемых подразделений донецкого карбона (отделов, ярусов, свит). Предлагается для анализа тектонического развития отдельных структур использовать мощности более дробных, чем свита донецкого типа, фациально однородных стратиграфических интервалов (например, с мощностью 80—120 *м*). Для указанных целей необходимо выбирать интервалы, которые были бы сложены только, или преимущественно, литогенетическими типами, накопившимися в условиях, весьма близких к полной компенсации, т. е. отложениями переходных и болотных фаций.

В последние годы в геологической литературе появился ряд статей полемического характера, авторы которых на основе анализа мощностей различных горизонтов карбона пришли к крайне противоречивым представлениям о времени развития отдельных структур бассейна и донецкой складчатости в целом (Белоконь, 1959, 1967; Михалев, 1967, 1968; Кучеренко, Филиппов, Пожидаев, 1971; Нагорный, Нагорный, 1972, и др.).

Не вдаваясь в существо дискуссии, попытаемся показать, что причина подобных расхождений имеет методологический характер и заключается в одностороннем использовании многими авторами анализа мощностей как инструмента палеотектонических исследований, при этом не учитывается фациальная неоднородность анализируемых комплексов.

Идея, согласно которой по мощности осадков можно судить о величине тектонического опускания, изложена в трудах В. В. Белоусова (1937, 1962) и др. В основе ее лежит представление о том, что опускания земной поверхности в том или ином районе полностью или почти полностью компенсируются накоплением осадков.

Другие исследователи (Пейве, 1945; Страхов, 1948; Рыжков, 1951; Гарецкий, Яншин, 1960; Косыгин, 1969, и др.), основываясь на ряде конкретных фактов, показали, что полная компенсация погружения осадконакоплением является лишь частным случаем. Очень часто мощность осадков не отвечает размерам прогибания, что ограничивает возможности повсеместного прямого использования величин мощностей для палеотектонического анализа. Не отрицая в принципе возможности применения методики анализа мощностей, эти авторы указывают на необходимость увязки этих данных с фациальным составом анализируемых отложений. Так, например, само наличие в разрезе морских отложений говорит о наступлении этапа отставания скорости накопления осадков от скорости прогибания.

О. А. Рыжков (1951), Р. Г. Гарецкий и А. Л. Яншин (1960) указывали на необходимость при анализе мощностей разнофациальных толщ таким образом выбирать интервал исследования, чтобы последний огра-

ничивался пластами и пачками, отложившимися в условиях, близких к полной компенсации, иными словами, отложившимися близ уровня воды.

Вместе с тем анализ мощностей, выполненный рядом исследователей для некоторых крупных прогибов, в том числе и для Донецкого, показал, что упомянутые выше взаимодействия практически не отражаются на распределении мощностей крупных стратиграфических подразделений: ярусов, отделов и систем. Объяснение этому приводит А. В. Пейве (1945), показавший, что метод анализа мощностей при изучении палеотектонических движений сохраняет свою силу только потому, что крупные структуры (прогибы) развиваются весьма длительно в одном и том же направлении. Вследствие этого некоторые частные причины, регулирующие величину мощности в отдельные эпохи, в конечном счете за длительный период нивелируются общим процессом устойчивого погружения.

Для Донецкого бассейна карты суммарных мощностей карбона и отдельных его подразделений — отделов и свит — были построены А. З. Широковым (1938), В. З. Ершовым (1954), М. Л. Левенштейном (1963) и др.

Эти карты показали региональное увеличение мощности отложений карбона, его отделов и свит с запада на восток и от периферии бассейна к центру. Выводы упомянутых авторов о расположении региональных максимумов прогибания в карбоне Донецкого бассейна в принципе одинаковы и не вызывают возражений, несмотря на то, что положенный в их основу анализ мощностей применялся без учета фациальной неоднородности отложений.

Иные результаты получаются, когда делаются попытки применить анализ мощностей крупных стратиграфических интервалов (отделов, ярусов, свит) к изучению развития отдельных пликативных структур внутри бассейна без учета их фациальной неоднородности и изменчивости. Ввиду своей односторонности эти попытки могут приводить к неправильным представлениям. Применительно к Донецкому бассейну такие попытки делались В. Г. Белоконем (1959, 1967), А. К. Михалевым (1967, 1968), М. Т. Кучеренко, Д. П. Филипповым, С. Д. Пожидаевым (1971), В. Н. Нагорным, Ю. Н. Нагорным (1972) и др. Выводы указанных авторов относительно характера распределения мощностей свит донецкого карбона в структурах бассейна и времени развития складчатости крайне противоречивы.

В основе ошибок, неизбежно возникающих при такого рода анализе мощностей, на наш взгляд лежит следующее. На небольших расстояниях между точками замеров мощности, с которыми приходится иметь дело при анализе тектонического развития отдельных структур, трудно ожидать резких изменений мощности ввиду нивелирующего влияния регионального фактора — постепенного ее увеличения в сторону наиболее погруженной части прогиба. На этом фоне фациальный состав отложений анализируемых свит, ярусов или отделов (например, значительное содержание в разрезе морских отложений, накопившихся в условиях недокомпенсации) может оказать существенное влияние на изменение мощностей в пределах рассматриваемой структуры. По этой же причине увеличивается также значение размывов и других факторов, влиянием которых пренебрегают при региональных исследованиях. В результате оказывается, что зачастую характер распределения мощностей слабо отражает дифференциацию палеотектонических движений в характеризуемой части бассейна.

Естественно, что при анализе мощностей в границах отдельных структур исследователь уже не может пользоваться сводными разрезами, как это допустимо при анализе региональных тектонических движений. В то же время в его распоряжении часто отсутствует достаточное количество полных разрезов свиты, яруса или отдела, которые можно было бы сопо-

ставлять в направлении падения крыльев складок, что особенно ощутимо при крутых углах залегания. Исследователь в подобных случаях вынужден «домысливать» мощность недостающей части разреза, что также приводит к ошибкам, поскольку искомая мощность либо переносится из одной части профиля в другую без изменения, либо изменяется авторами в соответствии с их субъективными представлениями о характере этой изменчивости.

На наш взгляд отмеченных ошибок можно избежать, если анализировать мощности более дробных, чем свита донецкого типа, фациально однородных стратиграфических интервалов (например, с мощностью 80—120 *м*), которые можно прослеживать через любые структуры, не прибегая при этом к субъективной экстраполяции.

При использовании для анализа мощностей небольших стратиграфических интервалов необходимо учитывать, что на характер изменения их мощностей фациальный состав оказывает особенно большое влияние. Поэтому важно выбирать именно такие интервалы, которые были бы сложены только или преимущественно, литогенетическими типами, накопившимися в условиях, весьма близких к полной компенсации, т. е. отложениями переходных и болотных фаций. В оптимальном случае этот интервал должен венчаться угольным пластом, фиксирующим наступление периода полного заполнения впадины осадками.

Особенно важно, чтобы в подобных интервалах отсутствовали, или составляли незначительную часть их разреза, морские накопления. В противном случае изменения мощностей полифациальных интервалов будут определяться не столько величиной тектонического прогибания, сколько процентным содержанием в указанных разрезах морских отложений.

Естественно, в характеризуемых случаях анализу мощностей должен предшествовать фациальный анализ отложений исследуемых интервалов.

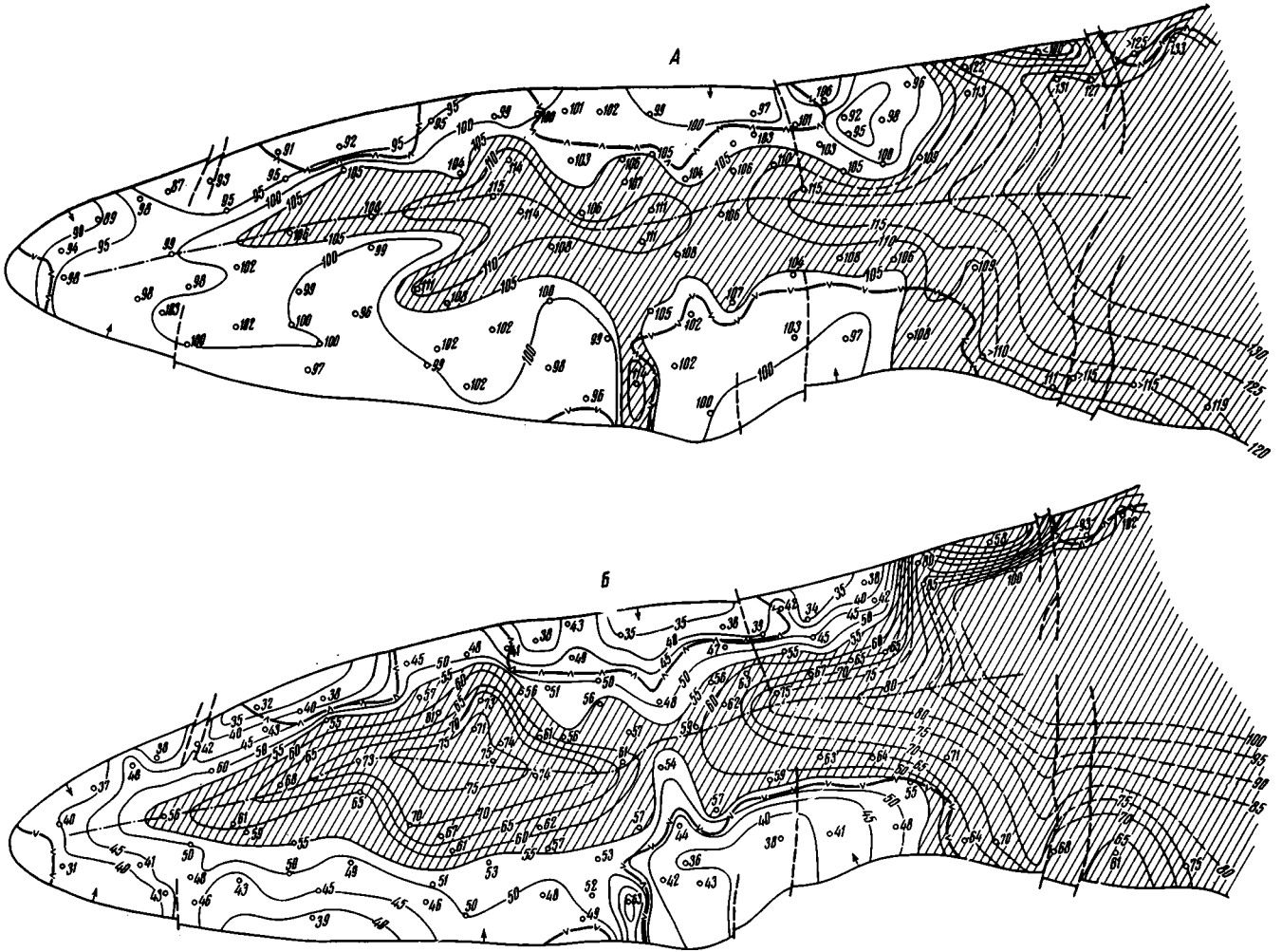
Искажающее влияние морских образований на характер распределения мощностей показано на примере полифациального интервала i_2^1—$i_3^в$ мощностью до 115 *м* в границах Шахтинско-Несветаевской синклинали (рис. 1).

В связи с тем, что рассматриваемый интервал на 60—70% представлен осадками переходных и болотных фаций, на картограмме суммарных мощностей (рис. 1, *А*) его изопахиты, хотя и весьма грубо, но все же вписываются в контуры синклинали. Однако прирост мощности в направлении от крыльев складки к приосевой ее части составляет всего 8—18 *м*.

Существенно иной вид имеет картограмма изомощностей собственно переходных и болотных отложений, выделенных из полифациального интервала (рис. 1, *Б*). Здесь изопахиты четко повторяют конфигурацию синклинали и ясно выделяют поперечное Аютинское поднятие, осложняющее синклиналь. Перепад мощностей в направлении от крыльев синклинали к приосевой ее части составляет 22—36 *м* или 30—50% мощности рассматриваемой части интервала.

Столь четкая связь между распределением мощности переходных и болотных осадков и структурой Шахтинско-Несветаевской синклинали, подтверждаемая и по другим интервалам разреза, может служить доказательством конседиментационного развития этой складки.

Картину размещения мощностей, диаметрально противоположную вышеприведенной, демонстрирует изопахическая схема части интервала i_2^1—$i_3^п$, сложенной морскими образованиями (рис. 1, *В*). При весьма сходной, с рассмотренной выше, рисовке изопахит максимумы мощностей здесь располагаются на наиболее приподнятых участках крыльев синклинали, а минимумы размещаются в приосевой ее части, прогибание которой, по-видимому, не компенсировалось морским осадконакоп-


А
Б

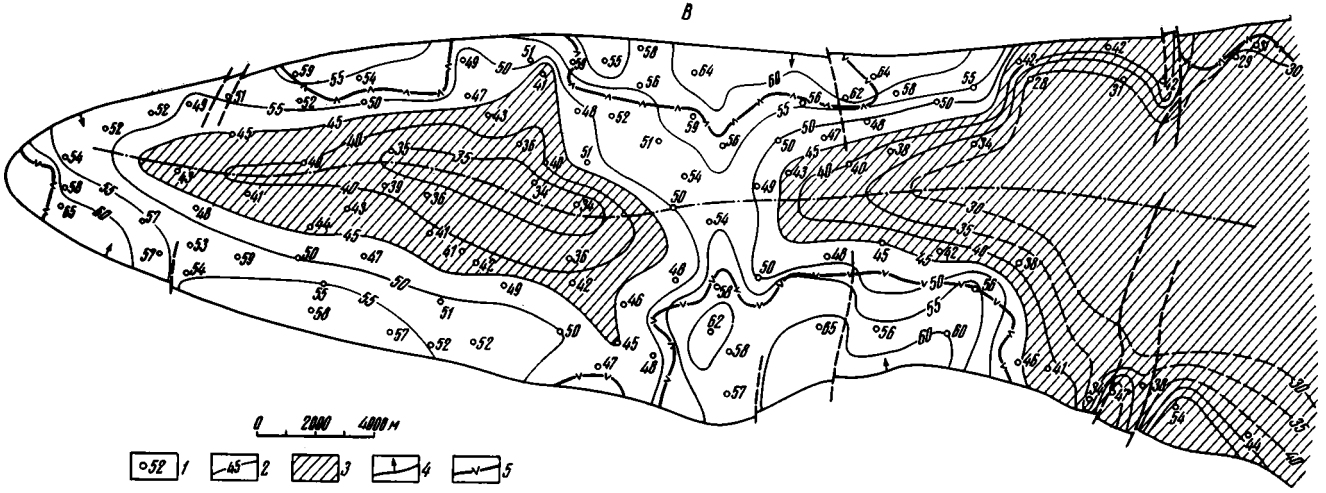
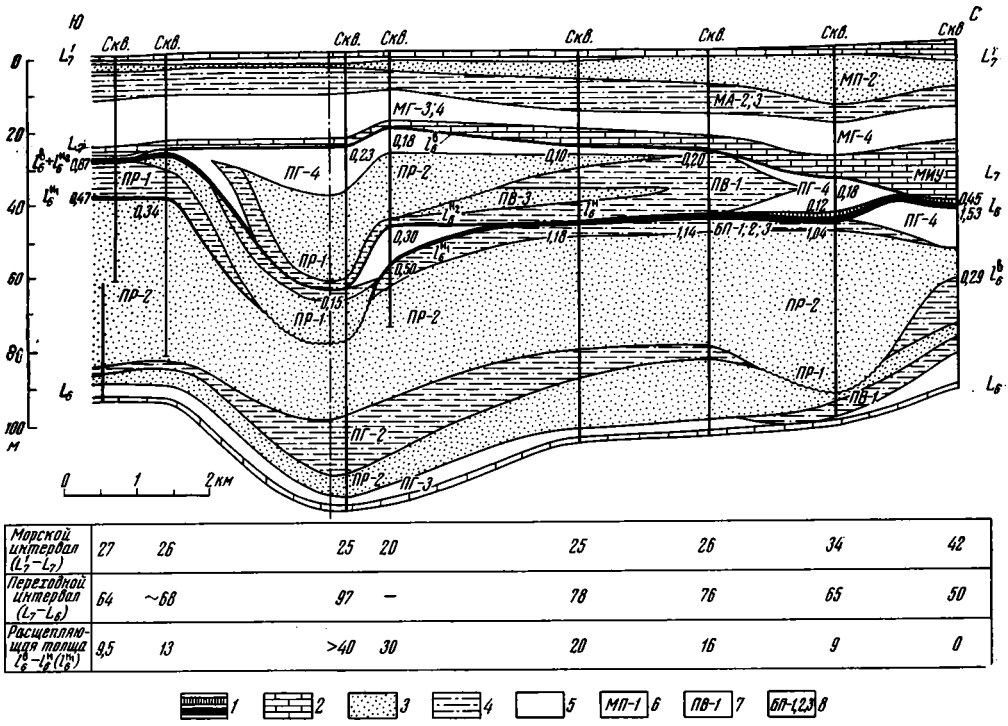


Рис. 1. Картограммы изопахит стратиграфического интервала i_2^1—$i_3^в$ (Шахтинско-Несветаевская синклиналь)
А — Суммарной мощности интервала; *Б* — переходных и континентальных отложений; *В* — морских отложений. *1*—Мощность интервала по скважине; *2* — изопахита; *3* — зона максимальных мощностей отложений (минимальных для морских); *4* — линия выхода угольного пласта $i_3^в$ на поверхность отложений карбона; *5* — линия расщепления угольного пласта i_2^1



Морской интервал (L_7–L_7)	27	26	25	20	25	26	34	42
Переходной интервал (L_7–L_6)	64	~68	97	–	78	76	65	50
Расщепляющая толща $l_6^{в}$–$l_6^{н}$ ($l_6^{в}$)	9,5	13	>40	30	20	16	9	0

1 2 3 4 5 МП-1 6 ПВ-1 7 БП-1,2,3 8

Рис. 2. Литолого-фациальный разрез интервалов L_6—$l_6(l_6^{в})$ и L_7—L_7^1 через Должанско-Садкинскую синклиналь и данные по изменению мощностей стратиграфических интервалов в *м*

1 — Углистый аргиллит и уголь; *2* — известняк; *3* — песчаник; *4* — алевролит; *5* — аргиллит; *6* — обозначения литогенетических типов группы морских фаций; *7* — обозначения литогенетических типов группы переходных фаций; *8* — обозначения литогенетических типов подгруппы болотных фаций

лением. Перепад мощностей морских отложений в границах складки составляет 15—26 *м*.

Аналогично изменяются мощности разнофациальных интервалов и в других районах восточной части Донецкого бассейна, что можно видеть на литолого-фациальных разрезах интервалов L_6—$l_6^{в}$ и L_7—L_7^1 через Должанско-Садкинскую синклиналь (рис. 2).

Таким образом, в некоторых случаях, подобных описанному, картограммы изопахит морских отложений могут использоваться в качестве дополнения и для контроля изопахических схем интервалов, образовавшихся в болотно-переходных условиях. Прямое их использование для детальных палеотектонических реставраций затруднено различной и трудно определимой степенью недокомпенсации тектонического прогибания морским осадконакоплением.

Для понимания процесса формирования мощностей осадочных пород большое значение имеет вопрос о последующем уплотнении осадков. Известно, что, например, песчаники практически не уплотняются: мерой среднего уплотнения среднезернистых разностей является 25% первоначального объема песка (Weller, 1959, и др.). В то же время первоначальный объем, а следовательно, и мощность, глин и углей уменьшается в процессе диагенеза в 5—7 раз (Нейман, 1962; Волков, 1964).

Если допустить, что анализируемые интервалы на различных участках сложены глинистыми и песчаными породами, а значительное уплотнение их происходило на протяжении больших в геологическом аспекте отрезков времени, итоговые мощности этих интервалов не отражали бы величину тектонического прогибания.

Однако данные советских и зарубежных исследователей (Хаин, 1954; Нейман, 1962; Weller, 1959, и др.) показывают, что значительные изменения мощности имеет место лишь в верхних 10—15 *м* осадка, а особенно интенсивны в 2—3 *м* от поверхности осадка. А это означает, что понижение вследствие уплотнения верхней поверхности осадков ниже уровня равновесия в переходных и континентально-болотных условиях быстро компенсируется отложением новых осадков, что в результате почти не сказывается на конечной мощности данного интервала.

Анализ большого фактического материала по глубоким скважинам, приведенный вышеупомянутыми авторами, показывает, что уплотнение нижележащих толщ происходит и на поздних стадиях диагенеза. Естественно, что в этих условиях компенсация уплотнения новыми порциями осадков не имеет места. С другой стороны, плотность осадочных пород с глубиной возрастает незначительно, а в отдельных интервалах даже падает, систематическое ее увеличение на 3—10% заметно лишь в интервале 500 *м* и более. Именно в этом незначительном, лежащем в пределах точности палеотектонического анализа, увеличении плотности пород с глубиной заключается ответ на вопрос: почему можно не учитывать гравитационное уплотнение пород при анализе мощностей?

Подтверждением указанной точки зрения является демонстрируемая многими фактическими профилями независимость изменений мощности от литологического состава сопоставляемых интервалов.

Из изложенного могут быть сделаны следующие выводы.

1. При анализе мощностей полифациальных стратиграфических интервалов угленосной толщи в целях изучения тектонического развития отдельных структур могут возникать грубые ошибки, главной причиной которых является недооценка наличия в разрезе этих интервалов морских отложений, накопившихся в условиях недокомпенсации тектонического прогибания осадконакоплением.

2. Этих ошибок можно избежать, если анализировать изменение мощности отложений, накопившихся в условиях, близких к полной компенсации, т. е. интервалов разреза, сложенных осадками групп болотных и переходных фаций.

3. Разная степень гравитационного уплотнения осадочных пород практически не сказывается на распределении мощностей и при палеотектоническом анализе может не учитываться.

Литература

Белоусов В. В. Изучение мощности отложений как метод геотектонического анализа и приложение этого метода к исследованию верхнеюрских отложений Кавказа.— Проблемы сов. геологии, 1937, № 2.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.

Белоконь В. Г. О закономерностях изменения мощности каменноугольных отложений юго-западной части Донбасса и их взаимосвязь с современной тектоникой.— Изв. Днепропетровск. горн. ин-та, 1959, т. 35.

Белоконь В. Г. Взаимосвязь осадконакопления со складчатыми структурами Донецкого бассейна.— Геотектоника, 1967, № 1.

Волков В. Н. О возможном сокращении мощностей пластов в ряду торф — антрацит.— Сов. геология, 1964, № 5.

Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Тектонический анализ мощностей.— В кн. «Методы изучения тектонических структур». М., Изд-во АН СССР, вып. 1, 1960.

Ершов В. З. Геологическое строение Донецкого бассейна по новым данным.— В кн. «Геолого-углехимическая карта Донецкого бассейна» вып. VIII, 1954.

Косыгин Ю. А. Тектоника. «Недра», 1969.

Кучеренко М. Т., Филиппов Д. П., Пожидаев С. Д. К вопросу о связи мощности каменноугольных отложений со складчатыми структурами Донецкого карбона.— Геотектоника, 1971, № 5.

Левенштейн М. Л. Анализ изменения мощности каменноугольных отложений.— В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», 1963, т. 1.

Михалев А. К. Связь мощности осадков среднего карбона с элементами современной структуры южного крыла Хрустальной синклинали Донбасса. Тез. докл. юбил. научно-техн. конф. Луганск, 1967.

Михалев А. К. Распределение мощностей свит C_2^3 и C_2^4 среднего карбона в Центральном районе Донецкого бассейна.— Геотектоника, 1968, № 3.
Нагорный В. Н., Нагорный Ю. Н. О характере изменений мощности отложений карбона в Донбассе по новым данным.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 1.
Нейман В. Б. Вопросы методики палеотектонического анализа в платформенных условиях. Госгеолтехиздат, 1962.
Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 6.
Рыжков О. А. К методике составления карт мощностей (в исследованиях по тектонике).— Изв. АН УзбССР, 1951, № 5.
Страхов Н. М. Основы исторической геологии. Госгеолиздат, 1948.
Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтеиздат, 1954.
Широков А. З. О мощности отложений Донецкого карбона.— Проблемы сов. геологии, 1938, № 12.
Weller J. Compaction of Sediments.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1959, v. 43, No. 2.

Донбасская научно-исследовательская
лаборатория
Ростов-на-Дону

Статья поступила
2 октября 1973 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 1 Январь — Февраль 1976 г.

УДК 551.243.8.001.33(575.14)

Д. Я. АХБЕР, И. В. МУШКИН

КЫЗЫЛКУМО-НУРАТИНСКИЙ ГЛУБИННЫЙ РАЗЛОМ (ТЯНЬ-ШАНЬ)

Кызылкумо-Нуратинский разлом является северо-западным продолжением Южно-Ферганского глубинного разлома. К нему приурочены альпинотипные гипербазиты и габброиды, глаукофан-зеленосланцевые образования (иттунысайская свита), силурийские андезито-базальтовая и флишоидная формации, субвулканические тела габбро-диабазов, диабазовых порфиритов и альбитофиров, а также базальтовые и диабазовые порфириты (чимкурганская свита), дайки диабазовых порфиритов, пикритовых порфиритов. Кроме того, в зоне разлома развита верхнекарбон-нижнепермская красноцветная моласса (фаришская свита).

В его образовании выделяются три основных этапа: 1) океанический — формирование иттунысайской свиты и пород офиолитовой ассоциации (рифей — ранний кембрий), 2) субокеанический (островные дуги) — образование силурийских вулканогенно-осадочных толщ и субвулканических габбро-диабазов, 3) континентальный — формирование чимкурганской свиты пикритовых порфиритов и красноцветной молассы (фаришская свита) — поздний палеозой.

Кызылкумо-Нуратинский глубинный разлом представляет шовную (в понимании Д. П. Резвого, 1972) зону шириной до 5—6 *км*, прослеживающуюся в СЗ (280—290°) направлении по северным склонам хребта Нуратау и далее в Тамдытау (Кызылкумы). В статье рассматривается преимущественно Нуратинская часть характеризуемой структуры (рис. 1).

С различной степенью деятельности зона разлома описана в работах Х. М. Абдуллаева, О. М. Борисова (1964), Н. М. Синицына (1957), В. Н. Огнева (1959), А. Е. Довжикова и др. (1968), И. В. Мушкина и др. (1971), Ш. Ш. Сабдюшева, Р. Р. Усманова (1971) и других исследователей.

Х. М. Абдуллаевым, О. М. Борисовым (1964), А. Бакировым, Н. Л. Добрецовым (1972) и авторами статьи она трактуется в качестве СЗ продолжения Южно-Ферганского глубинного разлома и ей придается роль структуры, разграничивающей герциниды Южного и Срединного Тянь-Шаня.

Н. М. Синицын (1957), В. Н. Огнев (1959), А. К. Бухарин, К. К. Пятков (1973) интерпретируют разлом в качестве структуры, принадлежащей целиком Южному Тянь-Шаню.

Общая протяженность Южно-Ферганского и Северо-Нуратинского глубинных разломов, представляющих, как было указано выше, в геологическом отношении единую структуру, составляет более 1000 *км*. По геофизическим данным (Аргутина и др., 1970), они фиксируются полосой гравитационных максимумов, осями положительных магнитных аномалий и резкой сменой характера магнитного поля по обе стороны зоны. Материалы ГСЗ свидетельствуют о смещении основными швами Кызылкумо-Нуратинского разлома поверхностей Конрада и Мохоровичича (Зуннунов, Ахмеджанов и др., 1974).

Таким образом, Кызылкумо-Нуратинский разлом следует относить к числу гипоглубинных (по классификации А. И. Суворова, 1968) или разломов «перидотитового» уровня заложения. Изложенное согласуется со спецификой проявленного в пределах его зоны магматизма (офиолиты, вулканиты диабаз-базальтового ряда и т. д.). Общим для зоны является отсутствие нормальных стратиграфических взаимоотношений между толщами, их интенсивная перемятость и наличие тектонических линз. Вул-

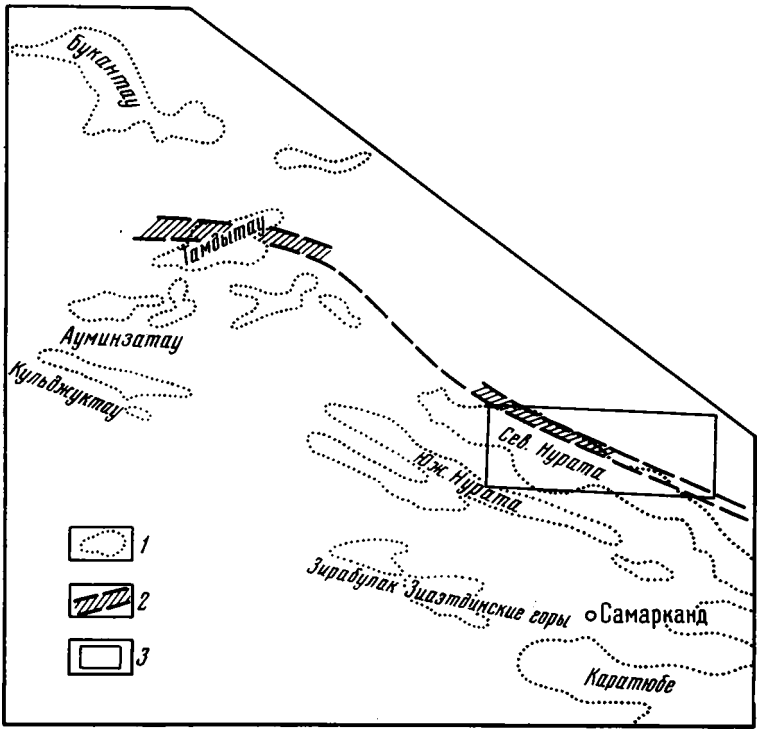


Рис. 1. Положение рассматриваемой площади среди горных сооружений Тянь-Шаня. *1* — выходы домезозойских образований; *2* — Кызылкумо-Нуратинский глубинный разлом; *3* — рассматриваемый район

каногенные и вулканогенно-осадочные образования залегают в виде тектонических пластин и линз шириной от десятков метров до 2—3 *км* и протяженностью до 5—10 *км*. Внутренняя структура линз представлена фрагментами простых складок с углами падения крыльев от 20—50° в раздувах зоны и 75—90° в пережимах.

Специфической чертой зоны Северо-Нуратинского разлома является сгущение разрывных нарушений субширотного простирания, среди которых широко развиты надвиги, часто осложненные более молодыми сбросами.

Внутреннее строение зоны асимметричное. В составе ее различаются (рис. 2): 1) «шов» шириной от нескольких десятков до 300 *м*, заполненный тектонической брекчией с переходами в типичный меланж (Сабдюшев, Усманов, 1971) и характеризующийся крутым, близким к вертикальному, падением; 2) южное крыло структуры, в целом пологое, с внутренним синклиналевидным чешуйчато-складчатым строением, сложенное рифейско-силурийскими вулканогенно-осадочными толщами; северное крыло, ограниченное с юга вышеупомянутым «швом», с севера — альпийским сбросом и включающее карбонатные, терригенные и вулканогенные образования среднего и верхнего палеозоя. Последние обра-

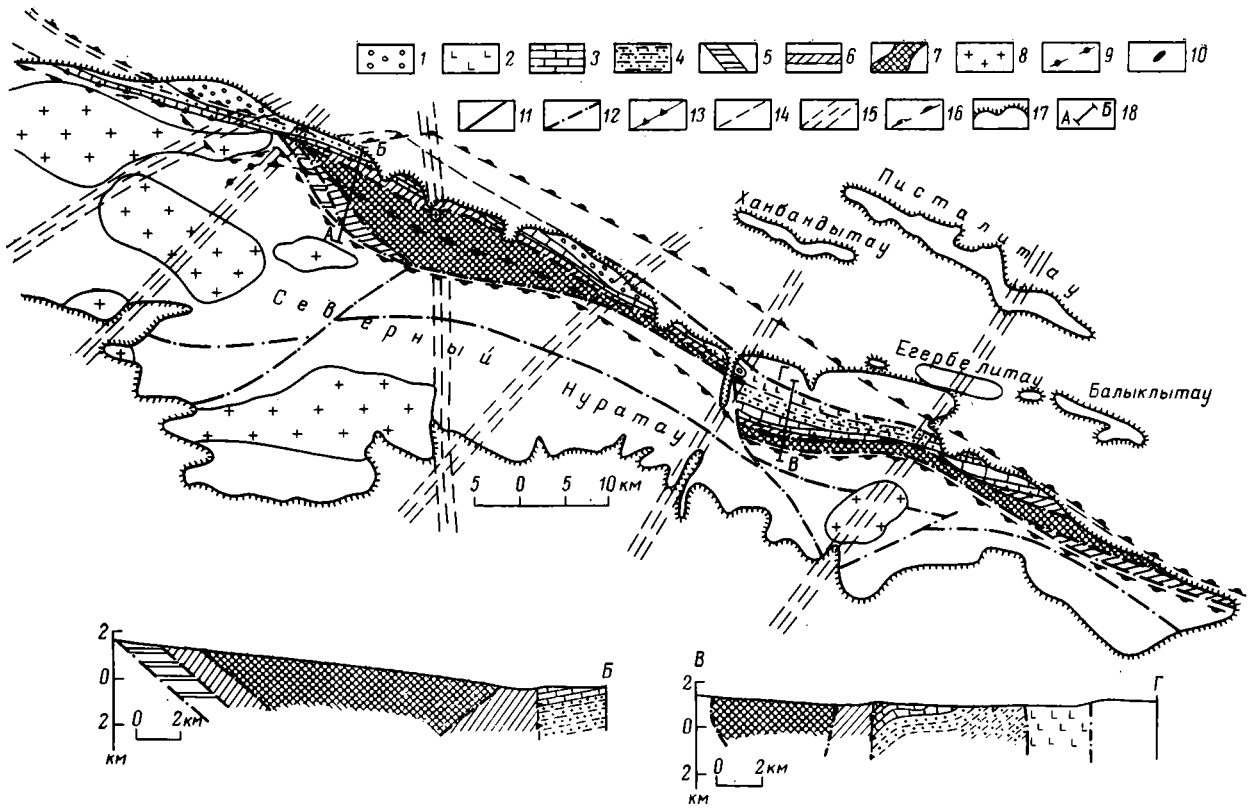


Рис. 2. Схема геологического строения зоны Кызылкумо-Нуратинского глубинного разлома (Северный Нуратау). *1* — красноцветная моласса (фаришская свита, $C_3 — P_1$; *2* — базальтовые и диабазовые порфириты (чимкурганская свита, C_1^n); *3* — известняки ($S_2 — D_1$); *4* — песчаники, сланцы (S_2); *5* — сланцы, песчаники, глыбы известняков (S_2); *6* — глинистые сланцы, песчаники, туфы андезит-дацитового и альбитофирового состава (S_1); *7* — туфы, туффиты, граувакки, известняки и кварциты (иттунысайская свита, $Rf(v)$); *8* — гранитоиды; *9* — дайковый пояс; *10* — офиолиты; *11* — стратиграфические контакты; *12* — разрывные нарушения; *13* — «шовная» зона; *14* — разломы по геофизическим данным; *15* — скрытые разломы фундамента; *16* — границы контрастных аномалий гравитационных и магнитных полей; *17* — контуры выходов домезозойских пород; *18* — линии разрезов

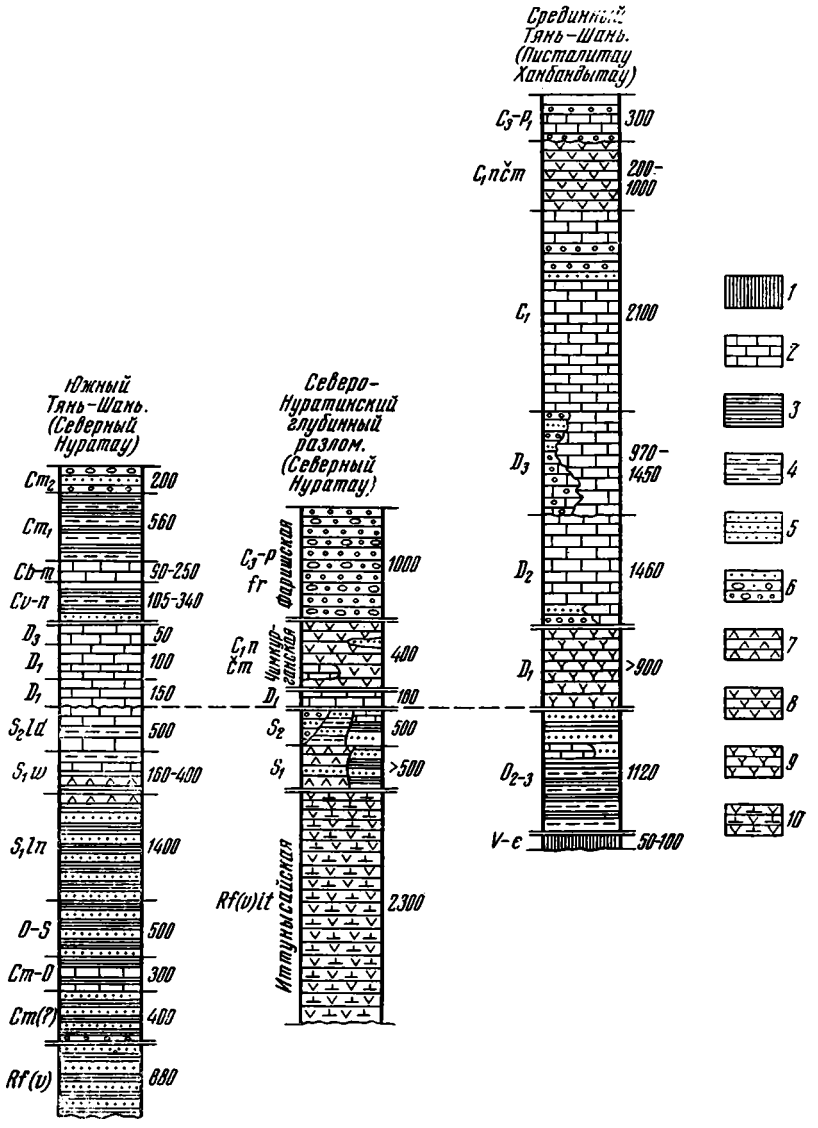


Рис. 3. Сопоставительные колонки домезозойских образований гор Северный Нуратау и гряд Писталитау и Ханбандытау.

1 — кремни; *2* — известняки; *3* — сланцы; *4* — алевролиты; *5* — песчаники; *6* — конгломераты; *7* — базальтовые, андезито-базальтовые, диабазовые порфириты, туфы андезито-дацитового и альбитофирового состава; *8* — диабазовые и базальтовые порфириты; *9* — трахилипаритовые и липаритовые порфириты, туфы; 10 — альбит-актинолитовые, альбит-субглаукофановые, альбит-кросситовые сланцы (метатуфы, метатуффиты, метаграувакки)

зуют систему грабен-синклиналей с простым внутренним строением, причем вулканиты диабаз-базальтового состава (чимкурганская свита) залегают в структуре, имеющей в целом рифтоподобный облик.

В строении зоны глубинного разлома участвуют три структурно-формационных этажа: 1) байкальский, 2) каледонский, 3) герцинский. Первому из них принадлежат иттунысайская (маджерумская) свита, альпинотипные гипербазиты и габброиды. Вулканогенно-осадочные образования этого этажа характеризуются сочетанием изоклинальных и относительно пологих, часто запрокинутых складок, а также мелкой складчатостью, вплоть до плойчатости.

В состав каледонского этажа входят силурийские андезито-базальтовая и флишоидная формации, а также субвулканические тела габбро-диабазов, диабазовых порфиритов и альбитофиров. Складки преимущественно линейные, осложненные продольными разрывами.

Герцинский этаж включает намюр — нижнебашкирскую чимкурганскую свиту (базальтовые и диабазовые порфириты) и субвулканические тела, дайки диабазовых порфиритов меймечитовидных пикритовых порфиритов; кроме того, ему принадлежит верхнекарбон-нижнепермская фаришская свита (красноцветная моласса).

Вышеуказанные толщи залегают в основном в виде грабен-синклинальных структур, складки в них большей частью пологие, брахиформные.

Следует подчеркнуть, что характер разрезов палеозоя к югу и северу от зоны Кызылкумо-Нуратинского разлома заметно разнится (рис. 3), причем горы Егербелитау, Ханбандытау и Писталитау — северные передовые гряды Северо-Нуратинского хребта (Ферганская переходная зона, по В. И. Попову, 1964) — характеризуются рядом признаков, присущих Срединному Тянь-Шаню. В первую очередь это касается ограниченного развития силурийских отложений, появления в основании карбонатного разреза девона трахилипаритовой формации (бандская свита по П. Н. Подкопаеву), наличия в нижнеучкулачской подсвите (D_2e) вулканитов кислого состава и туффитов (данные И. В. Плещенко) специфической меденосной тюлькубашской алевролито-песчано-аргиллитовой свиты (D_3fr) и т. д. Наконец, севернее зоны разлома прослеживается Калканата-Учкулачский пояс стратиформных свинцово-цинковых месторождений. Как известно, подобную позицию занимают и другие аналогичные месторождения силезского типа, обычно располагающиеся на границе складчатых систем (Константинов, 1963).

Эволюцию зоны Кызылкумо-Нуратинского глубинного разлома во времени удобно рассмотреть с помощью формационного анализа развитых здесь геологических образований, в первую очередь магматических.

РИФЕЙ — НАЧАЛО РАННЕГО КЕМБРИЯ (?)

Этому отрезку времени соответствует формирование триады Г. Штейманна. В состав ее входят вулканогенно-осадочные образования иттунысайской свиты (преимущественно глаукофан-зеленосланцевый тип метаморфизма), апогарцбургитовые серпентиниты (иногда хромитоносные), габбро-амфиболиты, плагиоклазиты, родингиты, лиственит, тальк-иты (Мушкин и др., 1971; Ким и др., 1972).

Тектоническая природа тел гипербазитов района впервые обоснована Ш. Ш. Сабдюшевым и Р. Р. Усмановым (1971). Ими же подчеркнута тесная связь офиолитов с шарьяжными структурами и поддержано мнение А. В. Пейве (1969) о заложении эвгеосинклиналей на коре океани-

Средний химический состав вулканогенных и ультраосновных пород зоны Кызылкумо-Нуратинского глубинного разлома

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	C_2O_3	п. п. п.	Сумма	CO_2	общ.
46,53	1,21	15,82	2,73	6,47	6,80	0,10	3,09	0,51	4,11	0,14	Не опр.	6,61	99,12	3,27	42,3
48,10	1,42	14,64	3,22	8,32	8,03	0,13	7,39	0,91	3,03	0,13	» »	3,41	99,03	0,58	56,3
48,12	2,17	13,96	4,08	5,67	6,06	0,13	9,87	1,09	3,44	0,32	» »	4,17	99,08	—	46,5
38,64	0,15	1,75	5,08	2,31	36,9	0,10	1,06	0,11	0,15	0,03	0,66	13,49	100,43	1,76	9.4
50,46	0,16	2,49	3,42	4,01	19,35	0,12	16,8	0,12	0,17	0,05	0,26	2,70	100,11	0,25	16,9
47,57	0,48	16,05	4,28	6,54	7,41	0,16	10,97	1,01	1,97	0,06	0,18	2,80	99,48	0,31	43,8

Примечание: 1) вулканиты иттунысуйской свиты (средний из 4 анализов); 2) вулканиты силурийские (средний из 5 анализов); 3) вулканиты чимкурганской свиты (средний из 10 анализов); 4) серпентиниты (средний из 16 анализов); 5) пироксениты (средний из 4 анализов); 6) габбро (средний из 6 анализов).

ческого типа. Надвиговый характер тектонических нарушений, контролирующих размещение гипербазитов и габброидов, особенно наглядно выступает в Северном Тамдытау (Сабдюшев, Усманов, 1971), в Нуратау он фиксируется не повсеместно, вероятно, благодаря широкому развитию позднепалеозойских сбросов и взбросов. В целом тела гипербазитов и габброидов представляют типичные протрузии, широко известные по работам А. Л. Книппера (1965), А. В. Пейве (1969) и многих других зарубежных и отечественных исследователей.

Петрологические и петрохимические особенности гипербазитов (таблица) позволяют относить эти породы к гипербазитовой формации (Кузнецов, 1964). В Северном Тамдытау, располагающемся в пределах более стабильного Кызылкумского блока, они характеризуются признаками расслоенности (дуниты — гарцбургиты — пироксениты) и приближаются по специфике химизма (см. таблицу) к габбро-пироксенит-дунитовой формации. Следует подчеркнуть, что в наиболее расслоенном массиве — Ченгельды-Тескудукском — габброиды в количественном отношении преобладают над гипербазитами.

Среди вулканогенно-осадочных образований иттунысайской свиты (мощность до 1,5—2 *км*), судя по реликтам первичных структур и текстур, вероятно, преобладают туфы, переслаивающиеся с туффитами, граувакками, известняками, кварцитами (в том числе железистыми). По особенностям химизма апотуфы в целом сопоставимы с океаническими толеитовыми базальтами (Кутолин, 1969), хотя содержат меньше CaO и больше Na_2O (результат альбитизации).

Возраст офиолитовой ассоциации — доленский (Сабдюшев, Усманов, 1971), не исключено, что он рифейский или рифейско-алданский. Радиологические данные, полученные по амфиболам из иттунысайской свиты 577—631 млн. лет, позволяют датировать возраст глаукофанового метаморфизма вендом. Н. Л. Добрецовым (1970) показано, что этот тип метаморфизма присущ наиболее древним отложениям конкретных зон (блоков). Представляется, что по особенностям состава и генезиса вулканиты и граувакки приближаются к образованиям, характерным для талассогеосинклиналей (Маракушев и др., 1971).

Рассматриваемый этап развития зоны Кызылкумо-Нуратинского разлома может быть в целом определен как океанический.

СИЛУР

Достоверная информация об истории развития описываемой структуры в среднем кембрии — ордовике отсутствует. Можно лишь предполагать, что к этому времени произошла ее инверсия, а на сопредельных территориях установился субплатформенный режим (Борисов, 1970). Среди силурийских формаций, развитых в пределах зоны разлома, можно выделить (снизу — вверх по разрезу): андезито-базальтовую (S_1w) и флишоидную (S_2ld) формации. Суммарная их мощность достигает 1 *км*, возраст документируется на основании находок граптолитов. Флишоидные образования содержат глыбы известняков и доломитов с фауной среднего кембрия — ордовика, тектонические окатыши песчаников и нередко приобретают близ тектонических швов облик формации обвалов и осыпей (Резвой, 1972).

Силурийские отложения отграничены от более древних системой надвигов, однако залегают по отношению к иттунысайской свите в целом конформно. Метаморфизованы они на уровне низкотемпературной части зеленосланцевой фации (Мушкин и др., 1971; Ким и др., 1972). Характерные особенности вулканитов заключаются в преобладании среди них андезито-базальтовых порфиритов и резком увеличении в верхних частях разреза роли андезитовых порфиритов, альбитофиров и туфов, широком

развитии локальных вулкано-тектонических построек и пластовых интрузивных залежей («неудавшиеся покровы»). С целью уточнения формационной принадлежности вулканогенных образований по петрохимическим признакам использовались уравнения дискриминантных функций, выведенные В. А. Кутолиным (1969). Для пары АндБ (базальты андезитовой формации островных дуг) — ОБТ (толеитовые базальты океанической толеит-базальтовой формации) величина $\Sigma = +0{,}64$, т. е. породы занимают промежуточное положение между двумя вышеуказанными формациями. Специфика состава и условия формирования вулканитов позволяют считать, что в силуре в пределах зоны разлома существовал режим, близкий к режиму островных дуг, т. е. этап в целом является субокеаническим.

НАМЮР — НАЧАЛО БАШКИРСКОГО ВЕКА

Дальнейшая история геологического развития зоны глубинного разлома может быть расшифрована, начиная с намюра. В это время вулканическая активность проявлялась в основном вдоль северного шва разлома, непосредственно на границе Южного и Срединного Тянь-Шаня — чимкурганская свита мощностью до 400 *м* с фауной гониатитов C_1n_2—C_2b_1. Отмечаются оливиновые и безоливиновые базальтовые и диабазовые порфириты, метаморфизованные на уровне регионального диагенеза — эпигенеза (Мушкин и др., 1971; Ким и др., 1972). По петрохимическим особенностям (таблица) породы сопоставимы с щелочной оливин-базальтовой формацией континентов (КОБ), отличаясь меньшим содержанием FeO, MgO и большим CaO, Na_2O (Кутолин, 1969). Судя по уравнению дискриминантных функций для пары ТрМП (траппы молодых платформ) — КОБ, они ближе к последним ($\Sigma = +1{,}63$).

Набор вулканогенных образований рассматриваемого этапа и специфика их тектонического размещения указывают на формирование в условиях активизации субплатформенного режима. В целом этот этап является типичным континентальным.

КОНЕЦ СРЕДНЕГО — ПОЗДНИЙ КАРБОН

На рубеже среднего и позднего карбона Южный и Срединный Тянь-Шань вступили в орогенную стадию. Происходило накопление молассоидных толщ, формирование гранитоидов, интенсивные складчатые и глыбовые дислокации (Довжиков и др., 1968; Сабдюшев, Усманов, 1971).

На этом этапе возникает мощная кора континентального типа. Зона Кызылкумо-Нуратинского глубинного разлома приобретает сложное чешуйчато-глыбовое строение. Происходит энергичный размыв горного сооружения, к началу мезозоя район представлял молодую платформу.

Литература

Абдуллаев Х. М., Борисов О. М. Геологическое районирование Средней Азии как основа прогнозирования полезных ископаемых.— В кн.: Методика составления металлогенических карт, Ташкент, «Наука», 1964.

Аргутина Т. А., Голуб Д. П., Макарова З. А., Рябкова М. С. Районирование магнитного поля запада Средней Азии.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 168, 1970.

Бакиров А., Добрецов Н. Л. Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии. Фрунзе, «Илим», 1972.

Борисов О. М. Курамино-Ферганский срединный массив и его положение среди герцинид Западного Тянь-Шаня. Автореф. докт. дис., Ин-т геол. и геоф. АН УзбССР, Ташкент, 1970.

Бухарин А. К., Пятков К. К. К вопросу об эвгеосинклиналях, миогеосинклиналях и переходных структурах (на примере Узбекистана).— Геотектоника, 1973, № 2.

Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофан-сланцевые комплексы в СССР и их генезис. Автореф. докт. дис., Ин-т геол. и геофиз., Новосибирск, 1970.

Довжиков А. Е., Зубцов Е. И., Аргутина Т. А., Тянь-Шаньская складчатая система. Геологическое строение СССР, т. II, Тектоника. М., «Недра», 1968.
Зуннунов Ф. Х., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Эргешев Т. О геолого-геофизической модели земной коры Западного Узбекистана (Южный и Срединный Тянь-Шань).— Геотектоника, 1974, № 1.
Ким О. И., Мушкин И. В., Суздальский А. Л., Старцев О. А., Корсаков В. С. Главные типы и разности регионального метаморфизма Кызылкумо-Нуратинского региона (Южный Тянь-Шань).— В сб.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма, Новосибирск, 1972.
Книппер А. Л. Особенности образования антиклиналей с серпентинитовыми ядрами (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа).— Бюл. МОИП., отд. геол., 1965, № 2.
Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
Кутолин В. А. Статистическое изучение химизма базальтоидов. М., «Наука», 1969.
Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1971.
Мушкин И. В., Старцев О. А., Корсаков В. С. Офиолитовые пояса и глаукофановые сланцы западной части Южного Тянь-Шаня. Докл. АН СССР., 1971, т. 200, № 6.
Огнев В. Н. Основные структурно-фациальные зоны Средней Азии. Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Изд-во АН УзбССР, 1959.
Пейве А. В. Океаническая кора далекого прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
Резвой Д. П. К проблеме глубинных разломов Южного Тянь-Шаня.— Бюл. МОИП., 1972, т. XVII, вып. 1.
Сабдюшев Ш. Ш., Усманов Р. Р. Тектонические покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау (Западный Узбекистан), Геотектоника, 1971, № 5.
Синицын Н. М. Схема тектоники Тянь-Шаня.— Вестн. ЛГУ, сер. геол. и геогр., 1957, № 12, вып. 2.
Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 179, М., «Наука», 1968.

Зарафшанская экспедиция
Западно-Узбекистанского
производственно-геологического
объединения «Самаркандгеология»

Статья поступила
11 ноября 1973 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 1 Январь — Февраль 1976 г.

УДК 551.243.4(235.211+235.216)

В. А. ШУГИН

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ОБЛАСТИ СБЛИЖЕНИЯ ПАМИРА И ТЯНЬ-ШАНЯ

Основными тектоническими структурами в мезозойско-кайнозойских отложениях хребтов Петра Первого и западной части Заалайского являются крупные пликативные дислокации, протягивающиеся на десятки километров. Морфология их изменяется при изменении общего простирания и усложняется в северо-западном направлении. Разрывные нарушения являются вторичными по отношению к складчатым формам. К структурам, осложняющим крупные складки, относятся пластические деформации, пологие надвиги и тектонические чешуи, образующие линейно-вытянутые зоны. Эти структуры могут служить индикаторами характера тектонических движений. Морфологические особенности и взаиморасположение тектонических деформаций характеризуют обстановку горизонтального сжатия, в которой они образовались.

Уникальные тектонические дислокации мезозойско-кайнозойских отложений в хребтах Петра Первого и Заалайском привлекали и привлекают к себе исследователей, занимающихся вопросами механизма образования тектонических элементов.

В настоящее время существуют две диаметрально противоположные точки зрения об образовании структур этого района. В первом случае защищается идея о том, что все многообразие тектонических структур данной области образовалось в результате горизонтальных перемещений отдельных участков земной коры и как следствие этого — бокового давления. Эти воззрения наиболее полно отражены в работах Д. В. Наливкина (1939, 1962), И. Е. Губина (1943, 1965, 1964), А. И. Суворова (1963), А. В. Пейве и др. (1964), С. А. Захарова (1969) и других исследователей. Согласно второй точке зрения, столь интенсивные деформации в хребтах Петра Первого и Заалайском могли образоваться в основном в результате вертикальных движений отдельных блоков земной коры, ограниченных глубинными разломами. Горизонтальные перемещения в этом случае рассматриваются как производные от вертикальных движений. Сторонниками такого механизма образования тектонических дислокаций являются М. М. Кухтиков (1955), Б. А. Петрушевский (1955), Д. П. Резвой (1955 $_{1,2}$, 1959), М. В. Гзовский и др. (1958), Н. Н. Леонов (1961), В. Н. Крестников (1962) и другие исследователи, защищающие доминирующую роль вертикальных движений.

В лаборатории математических и экспериментальных методов исследования в тектонике Геологического института АН СССР под руководством Д. А. Казимирова в течение ряда лет проводятся работы по изучению возможных механизмов образования тектонических элементов.

В 1971—1972 гг. автором в полевых условиях проводилось изучение геологического строения и тектонических структур области сближения Памира и Тянь-Шаня. Предполагалось, что эти работы позволят более полно рассмотреть вопрос о механизмах образования тектонических элементов и, в частности, вопрос о механизме образования тектонических структур этой области.

Ниже приводятся фактические данные и выводы, полученные в результате полевого изучения тектонических дислокаций и основанные на проработке литературного материала.

Рассматриваемая территория охватывает сравнительно узкую полосу распространения мезозойско-кайнозойских отложений хребтов Петра Первого и западной части Заалайского.

В тектоническом отношении область исследований представляет собой суженное северо-восточное окончание Таджикской депрессии. На севере, по Вахшскому разлому, она граничит с герцинидами Гиссаро-Алайской складчатой области, а на юге по Дарваз-Каракульскому разлому — с зоной Северного Памира (Пейве и др., 1964). Геологическое строение этой области освещено в трудах многочисленных исследователей и в том числе в работах М. Н. Шабалкина, В. П. Ренгартена, И. Е. Губина, А. В. Григорьева, А. П. Марковского, С. К. Овчинникова, А. В. Артемова, А. В. Бурмакина, В. В. Козлова, В. И. Ромайкина, А. Х. Кафарского.

В строении тектонических структур рассматриваемой территории принимают участие породы всех стратиграфических подразделений мезозойской и кайнозойской групп от нерасчлененных триас-юрских (мынтекинская свита) до неоген-четвертичных отложений. Нижняя часть мезозойско-кайнозойского разреза представлена в основном вулканогенно-осадочными образованиями нижней и средней юры мощностью от 700 до 1000 *м* (Григорьев, 1958). Верхнеюрские отложения сложены лагунными осадками мощностью до 200 *м*. Выше залегает мощная толща (1200 *м*) (Леонов, 1961) красноцветных песчаников и глин нижнего мела. Морские отложения представлены переслаиванием пестроцветных глин, известняков, гипсов и песчаников верхнемелового — эоценового возраста. Средняя мощность их составляет 1250 *м*. Вышележащая толща алевролитов, песчаников и конгломератов представляет собой моласовый орогенический комплекс верхнепалеогенового и неогенового возраста. Вверх по разрезу грубость материала увеличивается. Усредненная мощность этих отложений составляет 2750 *м*.

Еще первые исследователи, изучавшие геологическое строение хребтов Петра Первого и Заалайского, обращали внимание на линейную вытянутость на многие десятки километров большинства тектонических структур. Причем структурные линии как разрывных, так и складчатых дислокаций в своих генеральных простираниях повторяют друг друга. Это наводило на мысль о связи механизма образования этих структур с боковым давлением.

С запада на восток общее простирание всех структур несколько раз изменяется, с северо-восточного, западнее меридиана кишлака Таджикабад, на восток — северо-восточное, далее от р. Мук-Су и до долины р. Шве линии простирания опять принимают северо-восточное направление. Восточнее структуры имеют субширотные простирания. Изменения простираний структур хорошо согласуются с изменением простираний южной тектонической границы рассматриваемой территории (рис. 1).

Ведущая роль в тектонической структуре исследуемого района принадлежит крупным антиклинальным и синклинальным складкам, протяженность которых достигает 70—80 *км* и которые определяют общий характер тектонических деформаций.

Рассмотрим характерные морфологические черты этих структур. Наибольшее распространение крупные складчатые формы получили в южной и юго-западной частях рассматриваемой территории. Морфология их изменяется как по простиранию, так и в зависимости от литологии слагающих их толщ. В юго-западной части района в Тавиль-Доринском синклинории (Леонов, 1961) неогеновые конгломераты и песчаники смяты в крупные складки. Характерно, что на крайнем юго-востоке это сравнительно простые, слабо асимметричные структуры с крутыми

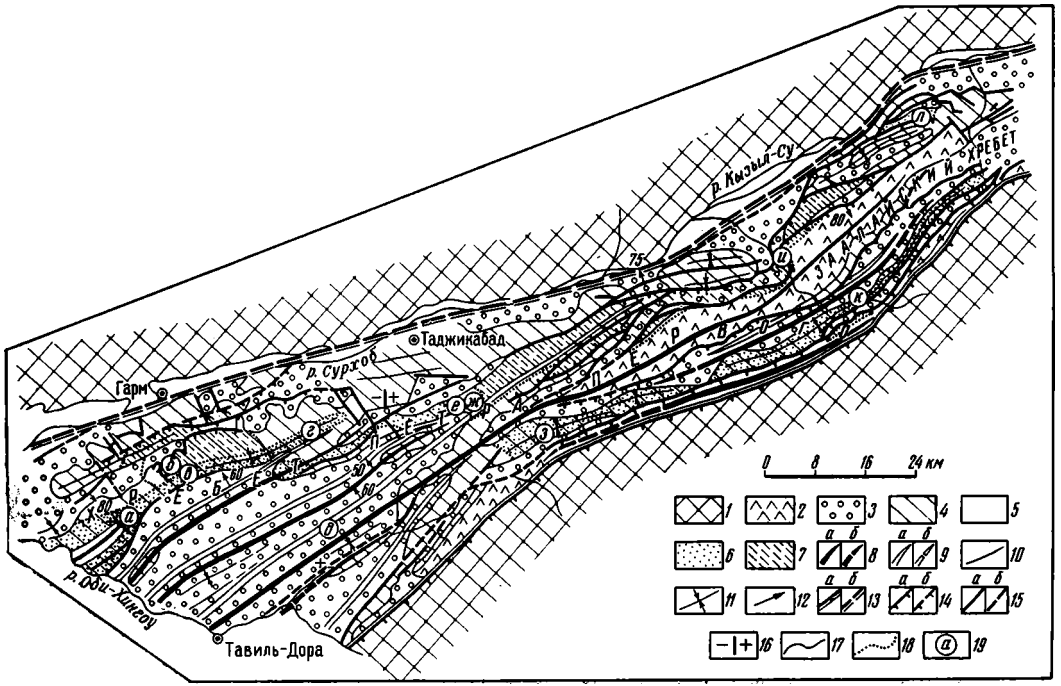


Рис. 1. Структурная схема западной части области сближения Памира и Тянь-Шаня. (Составлена по материалам А. В. Артемова, А. В. Бурмакина, А. Х. Кафорского, В. И. Ромайкина, Н. И. Четверикова и полевым наблюдениям автора).

1 — палеозойский фундамент; *2—5* — фации и возраст мезозойско-кайнозойских осадков: *2* — эффузивно-осадочные отложения нижней и средней юры, *3* — континентальные отложения нижнего мела, олигоцена и неогена, *4* — морские и лагунные отложения верхней юры, верхнего мела, палеоцена и эоцена, *5* — континентальные отложения четвертичного периода; *6* — области распространения структур пластического течения; *7* — области распространения пологих надвигов и тектонических чешуй; *8—16* — элементы структуры: *8* — оси крупных антиклиналей, достоверные (*а*) и предполагаемые (*б*), *9* — оси крупных синклиналей, достоверные (*а*) и предполагаемые (*б*), *10* — оси мелких антиклиналей, *11* — оси мелких синклиналей, *12* — азимут и угол падения осевых плоскостей складок и сместителей разрывов, *13* — региональные разрывы, достоверные (*а*) и предполагаемые (*б*), *14* — надвиги, достоверные (*а*) и предполагаемые (*б*), *15* — разрывы с неустановленным характером сместителя, достоверные (*а*) и предполагаемые (*б*), *16* — опущенные и приподнятые крылья разрывов (бергштрихи направлены в сторону падения плоскости сместителя); *17* — границы фациальных разностей; *18* — границы зон вторичных дислокаций; *19* — расположение профильных зарисовок

северо-западными (50—70°) и более пологими юго-восточными (30—50°) крыльями. В северо-восточном направлении строение этих складок усложняется. Своды антиклиналей расширяются, крылья осложняются складками более мелких порядков. Углы наклона крыльев меняются в широких пределах и нередко азимуты падений меняются на обратные (рис. 2). Следует отметить, что на участках прямолинейного простирания морфология структур меняется незначительно, но как только происходит изменение простирания, изменяется и форма складок. Например, слабо асимметричные структуры Тавиль-Доринского синклинория восточнее меридиана кишлака Таджикабад резко запрокинуты на юго-восток. Углы падения осевых плоскостей уменьшаются до 30—40°. Характерно, что к области изменения общего простирания структур приурочено замыкание Тавиль-Доринского синклинория и воздымание шарниров всех крупных складок. Разрывов, образованных при формировании структур Тавиль-Доринского синклинория не наблюдается.

Северо-восточнее из описываемых структур наиболее отчетливую выраженность имеет Шаклысуйская антиклиналь, в ядре которой обнажаются нижне- и среднеюрские отложения. На отдельных участках ее крылья осложнены складками более низкого порядка. Южнее Шаклысуйской антиклинали располагаются две крупные антиклинальные структуры, разделенные сильно пережатой синклиналью, выполненной меловыми и палеогеновыми породами. Ядра антиклинальных складок сложены нижнемеловыми песчаниками и юрскими вулканогенно-осадочными образованиями. В морфологическом отношении эти линейные складки образуют близкие к изоклинальным формы. В отличие от структур, развитых в неогеновых грубозернистых и обломочных породах, складчатость этого типа имеет более мягкий и плавный характер. Здесь наблюдается такая же закономерность, как и в структурах Тавиль-Доринского синклинория, т. е. при изменении простирания структур изменяется и их форма. Так, на участке восток — северо-восточного простирания от меридиана кишлака Таджикабад до долины р. Мук-Су осевые плоскости складок падают преимущественно в северо-западном направлении или же вертикальны (рис. 2), а в западном окончании Заалайского хребта наблюдаются в основном юго-восточные падения. Большую роль в строении этих структур имеют продольные взбросы, протягивающиеся на десятки километров. Сместители их круто (50—80°) падают в юго-восточном направлении, нередко срезая крылья складчатых структур (бассейны рек Обизандкуль, Гулома и др.). Часто плоскости разрывов разветвляются, образуя чешуйчатую структуру. Такие взаимоотношения наблюдаются по юго-восточной окраине рассматриваемой территории западнее долины р. Мук-Су, по северным склонам хребтов Петра Первого и Заалайского. Примечательным является то, что разрывы, осложняющие крупные структуры в восточной части рассматриваемой области на западе, в тех же структурах не имеют продолжения. Таким образом, этот факт, а также то, что в плане линии многих разрывов повторяют общий структурный рисунок, по представлениям автора характеризует генетическую связь разрывных и складчатых дислокаций и говорит о том, что складчатые формы являются первичными по отношению к нарушающим их разрывам. Интересно, что изменения простираний отдельных тектонических структур приурочены в плане к изменениям простирания всей полосы распространения мезозойско-кайнозойских отложений, а развитие наиболее интенсивных деформаций соответствует ее более суженой части. Это может свидетельствовать об обстановке общего сжатия, в условиях которой формировались структуры рассматриваемой области.

Кроме основных структурных форм в тектоническом строении большую роль играют дислокации, осложняющие крупные структуры. К ним

относятся пластические деформации, пологие надвиги и системы пологих надвигов, образующие тектонические чешуи.

Пластические деформации развиты преимущественно в мел-палеогеновых отложениях, имеющих широкое распространение в осевых частях, а также по северным склонам хребтов Петра Первого и Заалайского. Они представлены дисгармоничной складчатостью, раздувами и изменениями мощностей, образующимися в результате нагнетания и выжимания пластичного материала. Отдельные складки такого типа трудно прослеживаются по простиранию. Особенно сложно гофрированы глинистые и гипсоносные толщи. Такие структуры образуют линейно-вытянутые зоны, протягивающиеся на десятки километров. В пределах рассматриваемой территории с юго-запада на северо-восток прослеживаются три зоны, кулисообразно подставляющие одна другую (см. рис. 1). По отношению к общей структуре зоны пластических деформаций располагаются в основном в ядрах крупных синклинальных складок и на крыльях антиклиналей и очень часто камуфлируют морфологию последних.

Западная полоса распространения структур такого типа протягивается в северо-восточном направлении по южному склону хребта Петра Первого, далее от пер. Душокахак прослеживается по осевой части и северному склону хребта. В западной части зоны распространения пластических деформаций в палеоценовых отложениях наблюдается несколько мелких лежачих складок, осложненных еще более мелкой гофрировкой пластического течения и небольшими разрывными нарушениями (рис. 2, *а*). С юго-востока зона ограничена разрывом, по которому она надвинута на песчаники и конгломераты Тавиль-Доринского синклинория. Крылья этих складок и плоскости сместителей разрывов падают на север под одним и тем же углом порядка 40°, что свидетельствует об их генетической связи. На северном склоне хребта, в районе пер. Душокахак в зоне пластических деформаций наблюдается синклинальная складка по верхнемеловым известнякам. Ядро ее осложнено двумя резкими, наклоненными на север, антиклинальными изгибами. Замок северной антиклинали нарушен разрывом, плоскость которого наклонена также в северном направлении (рис. 2, *в*). Таким образом, структура северного и южного склонов хребта на описываемом участке характеризуется тем, что осевые плоскости складок и сместители разрывов падают под хребет, что, по мнению автора, может свидетельствовать о раздавливании пластичных пород при формировании крупных структур. В северо-восточном направлении интенсивность складчатости в зоне возрастает. На северном склоне хребта Петра Первого в приосевой части наблюдается дисгармоничное залегание верхнемеловых и палеогеновых отложений. Маастрихтские известняки смяты в сложную синклинальную складку, южное крыло которой осложнено антиклиналью с подвернутым на юг северным крылом. Залегающие в ядре синклинали палеоцен-эоценовые глинистые и гипсоносные отложения образуют лежачую синклинальную складку, осевая плоскость которой падает на север под углом 25—30°. Здесь же наблюдаются раздувы, выполненные сложно перемятыми гипсами палеоценового возраста (рис. 2, *г*).

Следующая на восток полоса развития пластических деформаций протягивается по южному склону хребта Петра Первого в северо-восточном направлении до меридиана кишлака Таджикабад. В западной части зоны такие структуры приурочены к подвернутому юго-восточному крылу крупной антиклинальной складки. С юго-востока зона ограничена взбросом, по которому интенсивно перемятые палеогеновые породы надвинуты на неогеновые отложения Тавиль-Доринского синклинория. Таким образом, на этом участке общая структура сходна со структурой более западной части южного склона хребта. Северо-восточнее, в зоне

пластических деформаций наблюдаются резкие изоклинальные складки по верхнемеловым и палеогеновым отложениям (рис. 2, *е*). Интенсивность и характер складчатости очень быстро изменяются по простиранию. Так, упомянутые изоклинальные складки наблюдаются только в левом борту р. Шурак. В правом же борту, на расстоянии 500 *м*, они

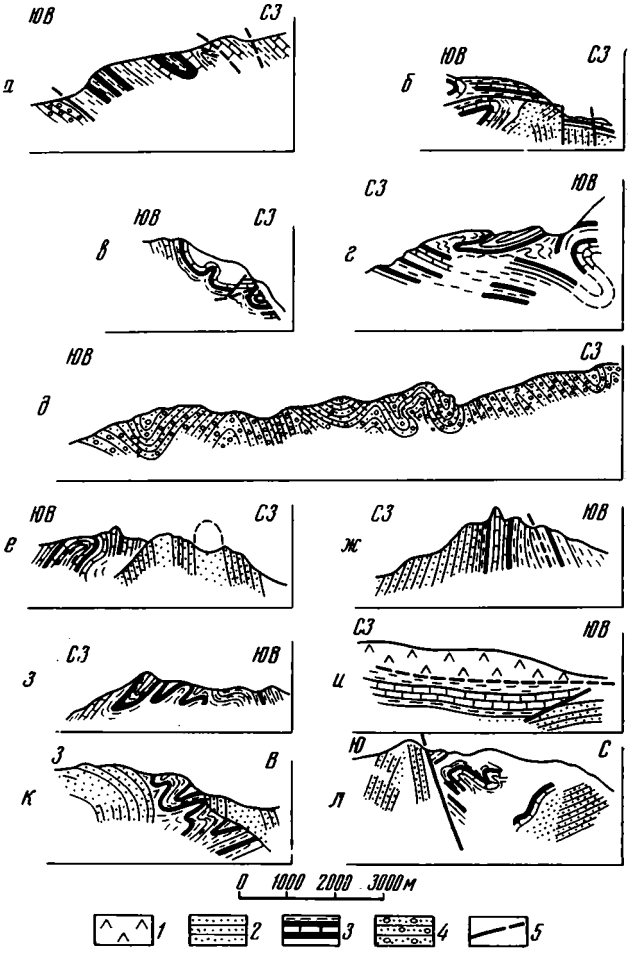


Рис. 2. Характерные структурные формы мезозойско-кайнозойских отложений западной части сближения Памира и Тянь-Шаня.
1 — нижне- и среднеюрские отложения; *2* — нижнемеловые отложения; *3* — верхнемеловые, палеоценовые и эоценовые отложения; *4* — олигоценовые и неогеновые отложения; *5* — тектонические разрывы

настолько пережаты, что общая структура представлена толщей круто падающих на юг пластов верхнемеловых и палеогеновых отложений (рис. 2, *ж*).

Самая восточная полоса распространения пластических деформаций протягивается в северо-восточном направлении по южному склону хребта Петра Первого и осевой части Заалайского. В структурном отношении эта зона приурочена к ядру крупной синклинальной складки, протягивающейся на расстояние более 80 *км*. В бассейне правых притоков р. Шаклы-Су отложения верхнемелового возраста смяты в серию изоклинальных складок (рис. 2, *з*), простирание которых согласно прости-

ранию всей зоны. Восточнее долины р. Вайзирек зона с юга ограничена разрывом, по которому нижнеюрские вулканогенно-осадочные отложения надвинуты на пластичные породы верхнего мела. На всем протяжении зоны осевые плоскости складок наклонены в юго-восточном направлении. Исключение составляет район ледника Музгазы, где оси структур наклонены на северо-запад, что, по-видимому, объясняется резким уменьшением падения (до 30°) плоскости сместителя вышеупомянутого надвига, ограничивающего зону с юга. Такое же строение зоны пластических деформаций наблюдается в правом борту р. Мук-Су у кишлака Ходжа-Тау (рис. 2, *к*).

Кроме линейно вытянутых зон структуры пластического течения наблюдаются на отдельных участках, где верхнемеловые и палеогеновые породы оказались зажатыми среди более массивных образований. Такие взаимоотношения наблюдаются на северном склоне Заалайского хребта в бассейне р. Шве (рис. 2, *л*) и других местах.

Приведенные примеры показывают, что морфология отдельных структур такого типа и интенсивность складчатости в пределах зоны определяются морфологией складчатых и разрывных структур более высокого порядка. Интересно, что более интенсивные деформации пластических пород во всех трех зонах приурочены к областям наиболее высоких гипсометрических отметок.

Кроме пластических деформаций к вторичным структурам относятся также пологие надвиги и тектонические чешуи (рис. 2, *б*, *и*). В пределах рассматриваемой территории структуры такого типа распространены в Гармском районе, по северному склону хребта Петра Первого восточнее кишлака Таджикабад, в бассейнах рек Мук-Су, Кызыл-Су и других местах. Как правило такие структуры развиты на крыльях структурных форм первого порядка и пространственно связаны с пластическими деформациями.

В Гармском районе на северном склоне хребта Петра Первого наблюдаются три пологих надвига, которые образуют серию тектонических чешуй в мел-палеогеновых отложениях. Углы падения сместителей изменяются от 70—60° до 0°. В отдельных случаях азимут одного и того же тектонического контакта изменяется на противоположный. Так, азимут и угол падения плоскости сместителя самого северного надвига меняется с юго-восточного 30° на северо-западный 10°. В правом борту нижнего течения р. Мук-Су на известняках и глинах верхнего мела в виде покрова залегают эффузивно-осадочные образования нижней юры (рис. 2, *и*). Взаимоотношение висячего и лежачего крыльев надвига такое же, как и в Гармском районе.

Амплитуда горизонтальных перемещений в различных случаях колеблется от первых сотен метров до 5—6 *км*.

Мощности тектонических чешуй также изменяются в широких пределах. Например, мощность вышеупомянутой верхнемеловой чешуи на северном склоне хребта Петра Первого составляет около 50 *м*, а в приосевой части хребта восточнее кишлака Таджикабад в висячем крыле надвига находится разрез от известняков маастрихтского яруса до красноцветных глин олигоцена мощностью порядка 600 *м*.

Морфология таких дислокаций существенно зависит от литологического состава толщ, в которых они развиты. В тех случаях, когда разрез представлен пластичными породами (глины, гипсы и т. п.), плоскости сместителей наиболее пологи. Когда же разрез сложен наименее пластичными породами (конгломераты, песчаники и т. п.), падения тектонических контактов наиболее крутые и достигают вертикальных. Такие структуры распространены в центральной части рассматриваемой территории и на северном склоне Заалайского хребта (рис. 1). Интенсивность развития надвиговых и чешуйчатых форм в значительной мере определяется характером состава и строения разреза. В верхнемеловых

и палеогеновых отложениях, где разрез представлен частым чередованием разных по свойствам пород (глины, известняки, гипсы, песчаники), наблюдается наибольшее количество надвигов и тектонических чешуй. Напротив, в сравнительно однотонных юрских, нижнемеловых и неогеновых разрезах пологие надвиги и чешуи развиты относительно редко.

Приведенные примеры структурных форм, осложняющих крупные складки, и их соотношения с последними показывают, что в большинстве случаев они не имеют самостоятельного значения в основной структуре области. Такие структурные формы проявляются только в тех местах, где имелись пластичные породы. Вместе с тем пластические деформации, пологие надвиги и чешуи наиболее ярко характеризуют изменение площади первоначального залегания пород и поэтому могут служить в качестве индикатора проявления горизонтальных тектонических движений.

На основании всех вышеприведенных материалов, по мнению автора, можно сделать следующие выводы: основные тектонические структуры рассматриваемой территории образовались в обстановке горизонтального сжатия; морфология крупных складчатых форм зависит от литологического состава сминаемых толщ и связана с изменениями их простираний; основные разрывные нарушения в мезозойских и кайнозойских отложениях данной области связаны со складчатыми деформациями; морфология структур более низкого порядка, которые осложняют основные структуры, зависит от литологии и характера слоистости деформируемых толщ и от морфологии структур более высокого порядка; пластические деформации, пологие надвиги и тектонические чешуи могут служить индикаторами характера тектонических движений.

Литература

Гзовский М. В., Крестников В. Н., Нерсесов И. Л., Рейснер Г. И. Сопоставление тектоники с сейсмичностью Гармского района Таджикской ССР.— Изв. АН СССР, Сер. геофиз. ч. 1, 1958, № 8.

Григорьев А. В. К нижнемезозойской истории Памиро-Алайской области.— Тр. ВАГТ по региональной геологии, Госгеолтехиздат, 1958, № 4.

Губин И. Е. Памир и сопредельные страны (схема тектонического районирования).— Изв. Тадж. филиала АН СССР, (геология), 1943, № 2.

Губин И. Е. О глубинном геологическом строении Гармской области. Бюл. МОИП, отд. геол., 1955, № 4.

Губин И. Е. Памир как северная часть Пенджабского синтаксиса.— В сб.: Гималайский и альпийский орогенез. М., «Недра», 1964.

Захаров С. А. О характерных чертах неотектоники Таджикской депрессии — В сб.: Неотектоника и сейсмотектоника Таджикистана. Душанбе, «Дониш», 1969.

Крестников В. Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Кухтиков М. М. О так называемой геологической границе между Памиром и Алаем — Тянь-Шанем.— Уч. зап. Тадж. гос. ун-та, 1955, т. VI, вып. 1.

Леонов Н. Н. Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Наливкин Д. В. Тектоника Памира.— Тр. XVII сес. МГК, т. 2, ГОНТИ, 1939.

Наливкин Д. В. Геология СССР. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1962.

Пейве А. В., Буртман В. С., Руженцев С. В., Суворов А. И. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии.— В сб.: Гималайский и альпийский орогенез. М., «Недра», 1964.

Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Резвой Д. П. Несколько замечаний о молодом разломе в моренах хребта Петра Первого.— Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, 1955_1, № 2.

Резвой Д. П. К вопросу о геологической границе между Тянь-Шанем и Памиром.— Уч. зап. Львовск. ун-та, 1955_2, т. XXXV, серия геол., вып. 8.

Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Изд-во Львовск. ун-та, 1959.

Суворов А. И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии.— В сб.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
24 апреля 1974 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 1 Январь — Февраль 1976 г.

УДК 551.248.2(235.211)

Т. П. БЕЛОУСОВ

К ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ПАМИРА В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

Проведен количественный анализ вертикальной составляющей плейстоценовых и голоценовых тектонических движений Памира. Результаты сведены в серию схем, на которых тектонические деформации земной коры за плейстоцен и голоцен отображены изолиниями. Было установлено, что в плейстоцене и голоцене тектонические движения Памира носили устойчиво восходящий, сложно дифференцированный характер. Определяющим фактором в плейстоценовой истории является разделение территории, для которой присущ субширотный структурный план, унаследованный с палеозоя, на Западно-Памирскую и Восточно-Памирскую меридиональные тектонические зоны.

Памир является одним из интереснейших регионов Советского Союза. В орографическом отношении он представляет собой высокогорную страну, лежащую в зоне сближения крупнейших горных сооружений Азии: Гиндукуша, Каракорума, Куньлуня, Тянь-Шаня. История геологического развития этого региона во многом уникальна и поэтому давно привлекает внимание исследователей. Особый интерес вызывают плейстоценовые и голоценовые вертикальные тектонические движения, проявление которых обусловило современное оформление рельефа и структурного плана высокогорной страны.

Для установления закономерностей развития Памира в плейстоцене и голоцене группой сотрудников Лаборатории корреляционных связей геологии и геофизики Института физики Земли АН СССР под руководством В. Н. Крестникова проведены исследования, направленные на изучение и количественную оценку вертикальной составляющей тектонических движений. Выявление последней осуществлялось в полевых условиях на основе анализа геологического строения, изучения новейших отложений и современного рельефа.

Особое внимание обращалось на обследование речных долин и построение продольных профилей надпойменных террас. Было составлено 28 продольных профилей по долинам наиболее крупных рек Памира: Памир-Пяндж, Аксу-Мургаб-Бартанг, Аличур-Гунт, Шахдара, Кокуйбель-Кудара, Язгулем, Ванч и мн. др. Наряду с продольным профилированием проводилось картирование террасовых и террасовидных поверхностей, имеющих площадное распространение. Для определения их возраста использовались геологические карты и данные по стратиграфии новейших отложений. Применение литолого-фациального анализа и изучение морфологии долин позволило разбить речные террасы на комплексы, соответствующие эрозионным циклам, и наметить основные этапы развития долин Памира в плейстоцене — голоцене. Все это способствовало выявлению тектонических движений и установлению характера их проявления на земной поверхности.

В основе методики количественной оценки тектонических движений Памира за плейстоцен — голоцен лежат палеогеоморфологические реконструкции. Они заключаются в восстановлении первоначального гипсо-

метрического положения опорного геоморфологического уровня и определении амплитуд его последующих поднятий, равным разности абсолютных высот современного и первоначального положений этого уровня.

В качестве опорного геоморфологического уровня взята поверхность, выработанная в основании среднего яруса рельефа Памира и генетически связанная с эрозионной деятельностью рек. Формирование ее, по данным большинства исследователей, происходило в плиоцен — раннеплейстоценовое время (Лоскутов, 1962; Чедия, 1971 и др.). Наличие комплекса террас, сформированного во второй половине раннего плейстоцена и лежащего по долинам Западного Памира гипсометрически ниже опорного геоморфологического уровня, а в пределах Восточного Памира перекрытие этого уровня моренами древнейшего оледенения, предположительно относимого А. К. Трофимовым (1968) ко второй половине раннего плейстоцена, свидетельствует о том, что формирование опорного уровня закончилось, по-видимому, в первой половине раннего плейстоцена. Следовательно, тектонические движения, проявившиеся на территории Памира в период со второй половины раннего плейстоцена по голоцен включительно, неизбежно должны были запечатлеться в деформациях этого уровня, обусловив изменения его первоначальных уклонов и гипсометрического положения.

Современное гипсометрическое положение опорного уровня устанавливалось продольным профилированием. Для реконструкции его первоначального положения проводилось: а) определение местоположений палеодолин, сформированных к началу плейстоцена (фрагменты их днищ являются опорным уровнем); б) определение местоположений и абсолютных высот базисов эрозии палеорек; в) восстановление первоначальных уклонов днищ палеорек. Последняя операция была выполнена с помощью анализа современных уклонов опорного уровня и выявления палеогеографических условий, приведших к изменению его первоначальных уклонов. Предполагается, что если бы палеодолина после окончания формирования опорного уровня испытала равномерное по всей площади воздымание, то первоначальный уклон этого уровня сохранился бы неизменным и соответствовал бы современному его уклону. Проявление в верховьях или низовьях долины более интенсивных восходящих движений по сравнению с остальной ее частью неизбежно приведет к изменению первоначального уклона опорного уровня. Для установления тектонических условий, оказавших воздействие на опорный уровень в плейстоцене — голоцене, проводился анализ продольных профилей террас. Последние разбивались на участки, которые соответствовали блокам земной коры, испытавшим различные по направленности или интенсивности тектонические движения. Границами участков, как правило, являлись разломы. Анализируя продольный профиль террас в пределах исследуемого участка, всегда удавалось установить особенности тектонического режима, оказавшего влияние на опорный уровень, и определить пределы значений его первоначального уклона. После определения современного и первоначального гипсометрических положений уровня амплитуды тектонических поднятий его за плейстоцен — голоцен определялись по разности этих положений (Белоусов, 1975). Естественно, что в анализ современных уклонов опорного уровня привнесена доля субъективизма. Поэтому полученные амплитуды вертикальных тектонических движений Памира за плейстоцен — голоцен необходимо рассматривать как один из возможных вариантов.

При расчленении амплитуд тектонических движений Памира суммарных за плейстоцен и голоцен на более дробные части в качестве исходных данных использовались глубины эрозионных врезов за соответствующие отрезки времени. За основу был принят принцип зависимости эрозионного расчленения территории от интенсивности одновозрастного поднятия: чем больше глубина вреза, тем большей амплитуде восходящих движе-

ний она соответствует (Билибин, 1955; Агаханянц и др., 1964). Для блоков земной коры, испытавших различные по интенсивности тектонические движения, были определены коэффициенты связи амплитуд поднятий за плейстоцен — голоцен (А) с глубинами обусловленных ими врезов (В): $c = A/B$. После определения коэффициентов амплитуда поднятия конкретной точки изучаемого блока за ту или иную эпоху плейстоцена или голоцен (a) рассчитывалось по формуле: $a = cb$, где b — глубина среза за эпоху плейстоцена или голоцен.

Полученные данные позволили построить схемы вертикальных тектонических движений Памира за вторую половину раннего плейстоцена, средний плейстоцен, поздний плейстоцен и голоцен. Морфология тектонических деформаций и их величина были отображены на схемах изолиниями, иллюстрирующими распределение амплитуд поднятий в пространстве. Последовательный анализ схем способствовал установлению закономерностей развития плейстоценовых и голоценовых тектонических движений Памира во времени и выявлению особенностей формирования структурного плана региона. Для того, чтобы эти закономерности были более понятны, напомним основные моменты доплейстоценовой истории геологического развития Памира, известные из работ Б. П. Бархатова, Н. А. Беляевского, П. Д. Виноградова, И. Е. Губина, С. И. Клунникова, В. Н. Крестникова, М. М. Кухтикова, А. П. Марковского, Д. В. Наливкина, В. А. Николаева, Б. А. Петрушевского, Д. П. Резвого, О. К. Чедия и других исследователей.

Территория Памира претерпела весьма сложную историю геологического развития. Геосинклинальные условия, существовавшие здесь на протяжении палеозоя и мезозоя, в начале кайнозоя полностью завершились, и Памир превратился в складчатую страну. В его пределах к этому времени был сформирован ряд крупных структурных элементов субширотного простирания, наиболее значительными из которых являлись Северо-Памирское поднятие, Центрально-Памирский прогиб и Южно-Памирское поднятие (Крестников, 1961, 1962).

В конце олигоцена территория была охвачена движениями этапа тектонической активизации, наложившимися на заключительные фазы альпийского геосинклинального развития. Памир этого времени представлял собой сушу с полого холмистым рельефом (Крестников, 1961). Максимальные абсолютные высоты в 1500—2000 *м* были приурочены к Северо-Памирскому и Южно-Памирскому поднятиям, совпадающим по местоположениям с районами Заалайского, Академии наук и Шахдаринского современных хребтов (Чедия, Лоскутов, 1965).

Активизация тектонических движений привела к резкому воздыманию Памира, превратившемуся к концу неогена в область преимущественной денудации. Наиболее интенсивно восходящие движения в неогене проявились на территории Западного Памира. Главенствующая роль в формировании рельефа принадлежала здесь глубинной эрозии, высокая активность которой обусловила формирование узких крутосклонных долин и островерхих водоразделов. Осадконакопление носило локальный характер и было приурочено в основном к долинам палеорек.

На Восточном Памире скорости неогеновых восходящих движений были, по-видимому, существенно ниже. Наряду с глубинной эрозией здесь не менее активно проявлялась и боковая, сопровождаемая плоскостной денудацией склонов долин. Осадконакопление протекало весьма интенсивно и было неразрывно связано с возникновением и активным формированием частных впадин, наиболее крупными из которых являлись Каракульская, Рангкульская, Кошагыльская, Аличурская и Салангурская (Чедия, 1971). Для рельефа Восточного Памира было характерно наличие бессточных котловин и широких корытообразных долин с пологими склонами и уплощенными водоразделами (Лоскутов, 1962).

В конце плиоцена — начале плейстоцена на Памире установились условия относительного тектонического спокойствия. Западный Памир в этот период времени продолжал испытывать воздымание, темпы которого по сравнению с неогеновым временем, однако, существенно понизились. Замедление скоростей восходящих движений обусловило снижение интенсивности глубинной эрозии и повышение роли боковой, что способствовало расширению речных долин. Ширина днищ последних, однако, не превысила нескольких сотен метров. Абсолютные высоты, на которых располагались долины, являющиеся зонами аккумуляции обломочного материала, составляли 700—1700 *м* (Белоусов, 1975). Горные массивы и хребты Западного Памира, по мнению О. К. Чедия (1962), к началу плейстоцена достигли 3000 *м*. Хребет Академии наук и восточные окончания Язгулемского и Шахдаринского хребтов, приуроченные к центральным частям Северо-Памирского и Южно-Памирского поднятий, воздымались выше 4000 *м*.

Восточный Памир в конце плиоцена — начале плейстоцена, по-видимому, находился в состоянии покоя. В его пределах активно проявилась боковая эрозия, плоскостная денудация и аккумуляция обломочного материала. Основные зоны осадконакопления были приурочены к частным впадинам и речным долинам. Ширина днищ последних достигала нескольких километров. Высоты, на которых они были выработаны, составляли 2000—2800 *м*. Абсолютные высоты рельефа на территории Восточного Памира несколько превышали 3000 *м* (Чедия, Лоскутов, 1965).

Как видно из приведенных данных, различия в активности восходящих движений и эрозионно-денудационных процессов, проявившиеся в пределах Западного и Восточного Памира в неогене, к концу него не только сохранились, но даже еще более углубились. В результате этого на территории Памира к началу плейстоцена были сформированы два типа рельефа: эрозионный на Западном и эрозионно-денудационный на Восточном. Границей между ними являлась узкая переходная зона, простирающаяся в меридиональном направлении от Заалайского хребта на севере до Гиндукуша на юге. Наиболее четко переходная зона была выражена на севере региона. Здесь она совпадала с зоной интенсивного осадконакопления, зародившейся в неогене и отчленившей от Северо-Памирского поднятия более мелкие Акбайтальское и Северо-Сарыкольское поднятия. В рельефе земной поверхности этой зоне соответствовало депрессионное понижение, включавшее в свои пределы цепочку соединявшихся между собой Маркансуйской, Каракульской и Аильутекской впадин. Меридиональное простирание депрессионного понижения подчеркивалось системой разрывных нарушений. На юге Памира граница между Западным и Восточным Памиром проходила вдоль западного борта Аличурской впадины, осложненного серией четко выраженных в рельефе меридиональных разрывов.

Возникает естественный вопрос о природе границы между Западным и Восточным Памиром. Появление этого вопроса относится ко времени самых ранних исследований рассматриваемого региона. Однако вплотную этой проблемой стали заниматься лишь после получения данных о глубинном строении, показавших меридиональное простирание структурных элементов основных разделов земной коры Памира (Косминская и др., 1958). Так, в 1961 г. на основе анализа геофизических данных Б. А. Петрушевским было высказано предположение о наличии на Памире крупной меридиональной тектонической зоны глубокого заложения. В. Н. Крестников отметил, что меридиональные «...глубинные структуры начали формироваться в современном их направлении только с конца палеогена и еще не успели произвести значительной переработки древних структурных форм верхнего слоя земной коры» (стр. 141). Начало переработки древних структурных элементов он видел в заложении на Восточном Памире меридионально вытянутой депрессии (Крестников, 1961). В 1962 г.

появилась работа О. К. Чедия и А. К. Трофимова, в которой обосновывается развитие на Памире серии субмеридиональных поднятий, располагавшихся в пределах зоны, отделяющей Восточный Памир от Западного. Несколько позднее местоположение поперечного поднятия, разделяющего Восточный и Западный Памир, было уточнено и оно получило название Зулумартское (Чедия, 1964). По данным Н. П. Костенко (1963), поперечные поднятия Памира генетически связаны с новейшими и омоложенными разломами. Западный Памир от Восточного, по ее предположению, отделяется зоной Центрально-Памирского разлома (Костенко, 1964). В дальнейшем поперечные разломы, выраженные в верхнем структурном этаже в виде флексурно-разрывных зон, Н. П. Костенко назвала трансорогенными (Костенко, 1968, 1972). В 1973 г. данные о развитии на Памире крупных поперечных поднятий и разделяющих их меридиональных разломов опубликовала Л. Н. Афиногенова. На границе между Западным и Восточным Памиром, по ее мнению, расположены Гунтское поднятие и контролирующий его с востока Карадемур-Бозбайтальский поперечный шов.

В последнее время были получены геофизические данные, свидетельствующие о том, что меридиональная зональность Памира обусловлена глубинными процессами. Так, М. В. Кулагина (1971) отметила наличие в рельефе поверхности Мохоровичича четкой ступени меридионального простирания, в пределах которой мощность земной коры резко увеличивается по направлению с запада на восток. По местоположению эта ступень совпадает с переходной зоной между Западным и Восточным Памиром. Исследования Л. П. Винника и А. А. Лукка (1974) показали существование меридиональной зоны и в верхней мантии. Изучение скоростей продольных волн далеких землетрясений позволило им выделить под Памиром два блока: западный — высокоскоростной и восточный — низкоскоростной. Между собой эти блоки разделяются узкой меридиональной зоной, прослеживаемой на глубину до 350—400 *км*. Скорости продольных волн в пределах этой зоны резко повышены (Винник, Лукк, 1974). О глубинном же заложении поперечной зоны свидетельствует разрывание ею Памиро-Гиндукушской зоны глубокофокусных землетрясений на две изолированные части.

Анализ геофизических и геологических данных, а также новейшей истории развития Памира, позволил В. Н. Крестникову и автору данной статьи высказать предположение, что формирование поперечной зоны обусловлено развитием зоны глубинного разлома, названного нами Зулумарт-Кызылдангским (Белоусов, 1973). Вопрос о времени ее зарождения требует изучения всей истории геологического развития Памира от древнейших эпох до современности. Вместе с тем совершенно очевидно, что в современном рельефе земной поверхности она проявляется с неогена, обусловив разделение территории Памира на Западно-Памирскую и Восточно-Памирскую меридиональные тектонические зоны.

Обоснованность классификации поперечной зоны как глубинной весьма убедительно доказывается историей развития Памира в плейстоцене. Различия в характере тектонических движений Западно-Памирской и Восточно-Памирской тектонических зон, проявившиеся в неогене, на протяжении плейстоцена направленно нарастали, углубляясь от эпохи к эпохе.

Во второй половине раннего плейстоцена в режиме тектонического развития Памира произошло существенное изменение, выразившееся в резком усилении интенсивности и дифференцированности восходящих тектонических движений. С этого периода времени в истории тектонического развития региона начинается качественно новый этап, обусловивший современное оформление рельефа и структурного плана этой высокогорной страны.

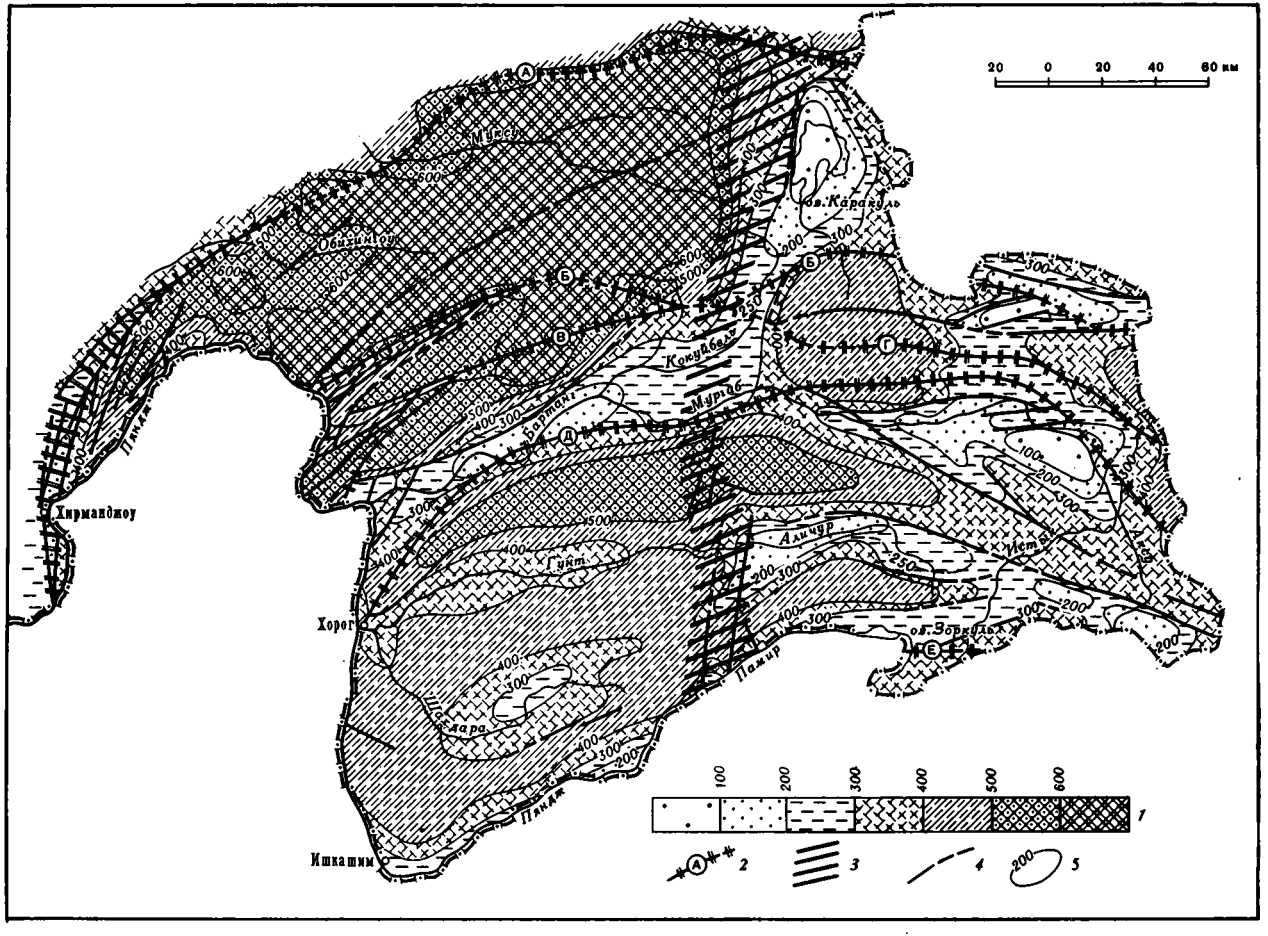


Рис. 1. Схема суммарных вертикальных тектонических движений Памира за вторую половину раннего плейстоцена.

1 — шкала распределения амплитуд вертикальных тектонических движений в *м*; *2* — зоны глубинных разломов (по Б. П. Бархатову, И. Е. Губину, В. Н. Крестникову, М. М. Кухтикову, О. К. Чедия и др.): А) Дарваз-Каракульская, Б) Ванч-Танымасская, В) Язгулемская, Г) Акбайтальская, Д) Пшартская, Е) Южно-Памирская; *3* — зона поперечного Зулумарт-Кызылдангского глубинного разлома; *4* — региональные разломы; *5* — изолинии амплитуд тектонических движений, в *м*

Усиление восходящих движений привело к резкому воздыманию всего Памира в целом. Наиболее интенсивно восходящие движения проявились в пределах Западно-Памирской тектонической зоны, включающей Северо-Памирское поднятие, Бартангский, Гунтский, Джоушангозский и Предгиндукушский прогибы [1], а также западные окончания Рушанского и Южно-Памирского поднятий (рис. 1). Для структурных элементов Западно-Памирской зоны было характерно четкое субширотное простирание в плане, унаследованное от более древних эпох и осложненное в восточной части наложенной на него меридиональной зональностью. Амплитуды восходящих движений за вторую половину раннего плейстоцена равнялись здесь 200—600 *м*, скорости тектонических движений составили 2,6—4,0 *мм/год* в пределах поднятий и 0,6—1,3 *мм/год* в прогибах и впадинах [2].

Восточно-Памирская зона отличалась от Западно-Памирской прежде всего меньшей интенсивностью восходящих движений. Амплитуды последних за вторую половину раннего плейстоцена на большей части зоны не превысили 100—400 *м*. Скорости воздыманий варьировали от 2,0 до 3,4 *мм/год* в пределах поднятий и от 0,6 до 1,2 *мм/год* в прогибах и впадинах.

Восходящие движения этой зоны характеризовались значительной дифференцированностью в пространстве при относительно незначительных перемещениях отдельных блоков земной коры по разломам, что обусловило мозаичное ее строение. Для простираний структурных элементов были присущи два направления. На севере зоны переработка древнего субширотного плана новейшим обусловила развитие структурных элементов меридионального простирания. Наиболее крупными из них являлись Каракуль-Кокуйбельский прогиб, Акбайтальское и Северо-Сарыкольское поднятия, Рангкуль-Аксуйская область относительного прогибания. Последняя включала в свои пределы Рангкульскую, Мургабскую и Кошагыльскую впадины. На юге зоны структурные элементы характеризовались субширотным простиранием, унаследованным с палеозоя. Здесь развивались Ваханское поднятие, Аличурская и Зоркульская впадины, а также восточные окончания Рушанского и Южно-Памирского поднятий.

На границе между меридиональными тектоническими зонами развивалась зона поперечного Зулумарт-Кызылдангского глубинного разлома. В структурном плане, сформированном за вторую половину раннего плейстоцена, она проявилась еще недостаточно четко. Однако величина различия в амплитудах воздыманий Западно-Памирской и Восточно-Памирской зон, составившая к концу этого периода 100—200 *м*, свидетельствует о ее повышенной активности. Об этом же говорят и данные о контрастности тектонических движений Памира за вторую половину раннего плейстоцена, охарактеризованные средневзвешенными градиентами скоростей восходящих движений. Последние были рассчитаны по формулам, предложенным М. В. Гзовским, В. Н. Крестниковым, Г. И. Рейснером (1959) и В. Н. Крестниковым (1969). Средневзвешенный градиент в зоне Зулумарт-Кызылдангского глубинного разлома имел значение $0{,}39 \cdot 10^{-7}$ *см/год·см*, тогда как в пределах Западно-Памирской и Восточно-Памирской зон он не превышал $0{,}34 \cdot 10^{-7}$ и $0{,}35 \cdot 10^{-7}$ *см/год·см* соответственно.

Не менее активно во второй половине раннего плейстоцена развивались зоны глубинных разломов палеозойского заложения: Дарваз-Каракульская, Ванч-Танымасская, Язгулемская, Акбайтальская, Пшарт-

[1] Под прогибом здесь понимается структурный элемент, испытавший относительное прогибание, т. е. отстающий в поднятии от обрамляющих его территорий.

[2] Продолжительность плейстоцена в рассматриваемой работе вслед за А. А. Никоновым и А. В. Пеньковым (1963) принимается равной 600—700 тыс. лет (Q_1 = 200—300 тыс. лет, Q_2 = 250—300 тыс. лет. Q_3 = 100—150 тыс. лет, голоцена — 10 тыс. лет).

ская и Южно-Памирская. Амплитуды относительных вертикальных перемещений по ним за этот период времени составили 100—200 *м*.

Для среднеплейстоценового времени было характерно дальнейшее нарастание темпов восходящих движений, скорости которых более чем в 2 раза увеличились по сравнению с предыдущей эпохой. В пределах поднятий они достигли значений в 4,8—5,6 *мм/год*, в прогибах и впадинах 3,2—3,9 *мм/год*. Нарастание скоростей тектонических движений сопровождалось повышением их контрастности. Значения средневзвешенных градиентов скоростей восходящих движений составили $0{,}37 \cdot 10^{-7}$ *см/год·см* в пределах Западно-Памирской зоны и $0{,}42 \cdot 10^{-7}$ *см/год·см* в Восточно-Памирской.

Развитие структурных элементов в этот период времени в целом шло по унаследованному с раннего плейстоцена плану (рис. 2). Продолжало углубляться различие в интенсивности восходящих движений Западно-Памирской и Восточно-Памирской тектонических зон. Амплитуды поднятий первой из них за средний плейстоцен составили 1000—1400 *м*, тогда как на большей части второй они не превышали 750—1200 *м*. Таким образом, различие в воздымании зон за средний плейстоцен составило 200—250, за вторую половину раннего плейстоцена и средний плейстоцен суммарно превысило 300—450 *м*.

Активность зоны Зулумарт-Кызылдангского глубинного разлома в среднем плейстоцене несколько повысилась. Нарастание различий в темпах относительных перемещений крыльев поперечного разлома, секущего вкрест простирания целый ряд субширотных структурных элементов, обусловило деформацию земной коры в его зоне и осложнение западного крыла пологим меридиональным поднятием. Формирование последнего вызвало сокращение площадей Бартангского, Гунтского и Предгиндукушского прогибов и смещение их наиболее опущенных частей в западном направлении. Локальную перестройку, обусловленную сменой знаков относительных движений, претерпели в среднем плейстоцене и некоторые другие структурные элементы Западно-Памирской зоны. Так, в центральной части Южно-Памирского поднятия в районе среднего течения р. Шахдара заложилась область относительного прогибания, в результате чего Гунтский прогиб соединился на западе с Джоушангозским.

В пределах Восточно-Памирской зоны несколько сократился по площади Каракуль-Кокуйбельский прогиб, отчленившийся на севере от Алайской впадины. Наметились некоторые изменения в структурном плане Рангкуль-Аксуйской области относительного прогибания. Они выразились в локализации частных впадин и заложении новых. Так, на юго-востоке Восточно-Памирской зоны в районе устья р. Истык заложилась Шаймакская впадина, соединившаяся на юге с Салангурской. Западная часть последней была вовлечена в поднятие, в результате чего впадина сократилась по площади. Кошагыльская впадина узким поднятием отделилась от Мургабской. Сократившись по площади в восточной части, Мургабская впадина несколько расширилась на западе, соединившись с узким субширотным прогибом, заложившимся вдоль южного борта Акбайтальского поднятия.

Продолжали активно развиваться в среднем плейстоцене и глубинные разломы, амплитуды относительных вертикальных перемещений по зонам которых составили 100—300 *м*.

В позднем плейстоцене интенсивность восходящих тектонических движений Памира несколько понизилась. Наиболее существенно замедление скоростей воздыманий проявилось в пределах прогибов и впадин. Здесь они уменьшились примерно в 2 раза и составили 1,0—2,0 *мм/год*. В пределах поднятий скорости сохранились близкими к среднеплейстоценовым (4,0—5,0 *мм/год*). В результате этого резко возросла контрастность тектонических движений. На территории Западно-Памирской

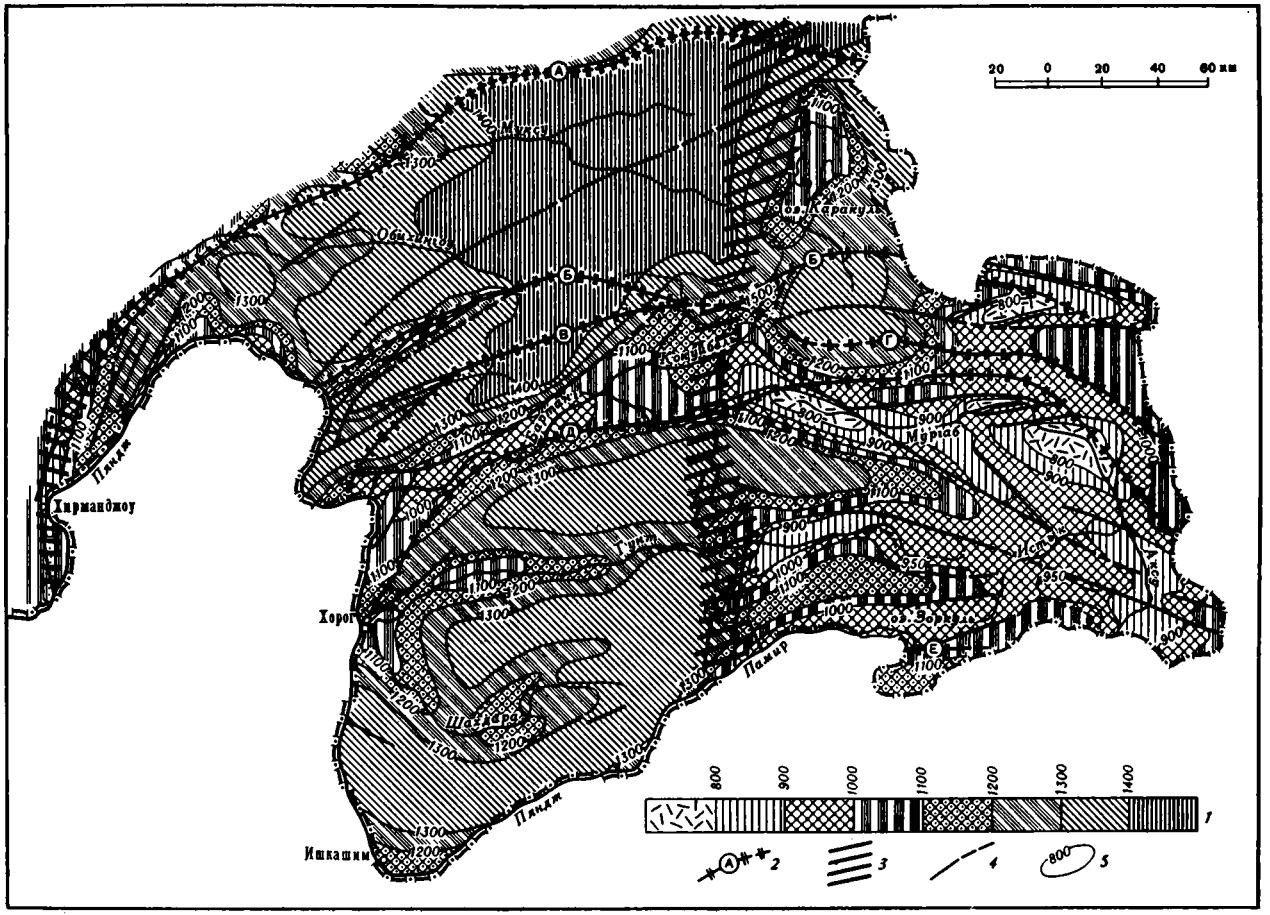


Рис. 2. Схема суммарных вертикальных тектонических движений Памира за средний плейстоцен. Усл. обозн. см. на рис. 1

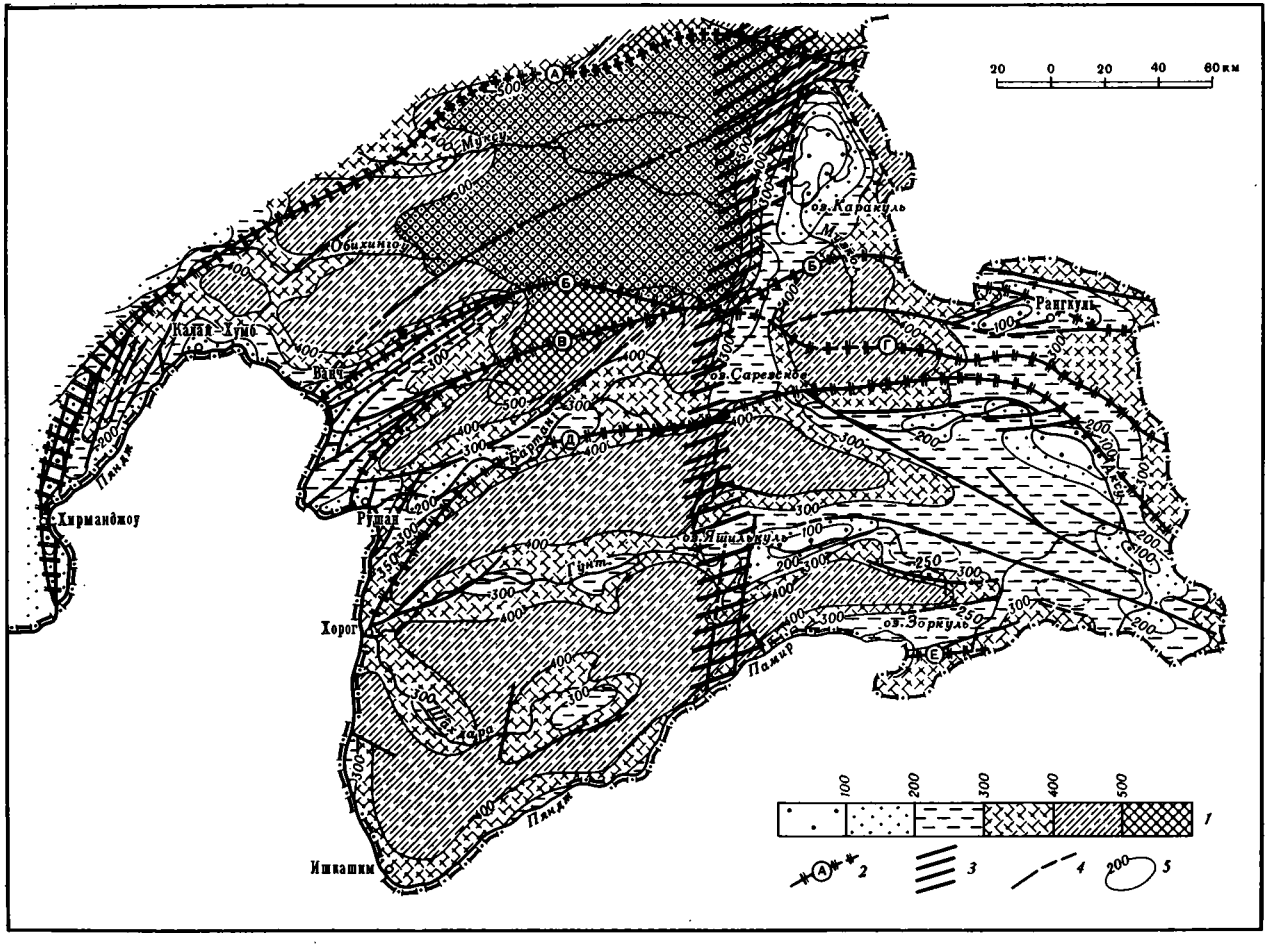


Рис. 3. Схема суммарных вертикальных тектонических движений Памира за поздний плейстоцен. Условные обозначения см. на рис. 1

зоны средневзвешенный градиент имел значение в $0{,}85 \cdot 10^{-7}$ *см/год·см*, в пределах Восточно-Памирской $0{,}96 \cdot 10^{-7}$ *см/год·см*. Особенно резко увеличение контрастности восходящих движений проявилось на границе между зонами в пределах поперечного Зулумарт-Кызылдангского глубинного разлома, где средневзвешенный градиент достиг $1{,}36 \cdot 10^{-7}$ *см/год·см*.

Структурные элементы в позднем плейстоцене развивались в целом по унаследованному от среднеплейстоценовой эпохи плану, претерпев лишь незначительные локальные изменения (рис. 3). Так, на юго-западе Северо-Памирского поднятия произошло замедление восходящих движений, что обусловило развитие в низовьях рек Ванч, Язгулем и на прилегающей к ним территории области относительного прогибания. В центральной части Гунтского прогиба возникло небольшое локальное поднятие. Джоушангозский прогиб узким поперечным поднятием разделился на два более локальных прогиба. Увеличилась площадь Каракуль-Кокуйбельского прогиба за счет расширения его в южном направлении.

Различие в амплитудах восходящих движений Западно-Памирской и Восточно-Памирской зон к концу позднего плейстоцена достигло 400—650 *м*.

Для голоцена характерно новое усиление восходящих движений, скорость и контрастность которых по сравнению с предыдущими эпохами повысились наиболее резко. Средние скорости воздыманий в пределах поднятий превысили 15,0—20,0 *мм/год*, в прогибах и впадинах составили 5,0—12,0 *мм/год*. Контрастность тектонических движений повысилась до значений средневзвешенных градиентов в $4{,}9 \cdot 10^{-7}$ *см/год·см* на территории Западно-Памирской зоны и до $3{,}9 \cdot 10^{-7}$ *см/год·см* в Восточно-Памирской. В пределах зоны Зулумарт-Кызылдангского глубинного разлома он имел значение в 4,1 *см/год·см*.

Структурные элементы в голоцене развивались унаследованно (рис. 4). Произошли лишь локальные изменения, затронувшие в основном южные районы Памира. Так, в центральной части Южно-Памирского поднятия Западно-Памирской зоны значительно расширились Гунтский и Джоушангозский прогибы, включившие в свои пределы верховья долин рек Токузбулак и Джоушангоз. Напротив, в пределах южных районов Восточно-Памирской зоны расширилась область поднятий. Площадь Рангкуль-Аксуйской области относительного прогибания в результате этого несколько уменьшилась.

В голоцене по-прежнему активно развивались зоны глубинных разломов. Амплитуды вертикальных относительных перемещений блоков земной коры по ним за голоцен составили 50—100 *м*. К концу голоцена оформился современный структурный план Памира. Суммарные амплитуды восходящих движений за весь плейстоцен в целом составили к этому времени 1100—1500 во впадинах и превысили 2500—2700 *м* в пределах поднятий. Различие в амплитудах воздымания Западно-Памирской и Восточно-Памирской тектонических зон достигло 400—650 *м*.

Заканчивая рассмотрение истории развития плейстоценовых и голоценовых вертикальных тектонических движений Памира, отметим основные закономерности.

1. Проявление плейстоценовых вертикальных тектонических движений, выразившееся в резком повышении их интенсивности и дифференцированности, произошло, по-видимому, в конце первой половины раннего плейстоцена. От тектонических движений неогена плейстоценовые движения отделены интервалом времени, охватывающим конец плиоцена — начало плейстоцена, для которого были характерны условия относительного тектонического покоя.

2. В плейстоцене и голоцене тектонические движения Памира носили устойчиво восходящий сложно дифференцированный характер. Сум-

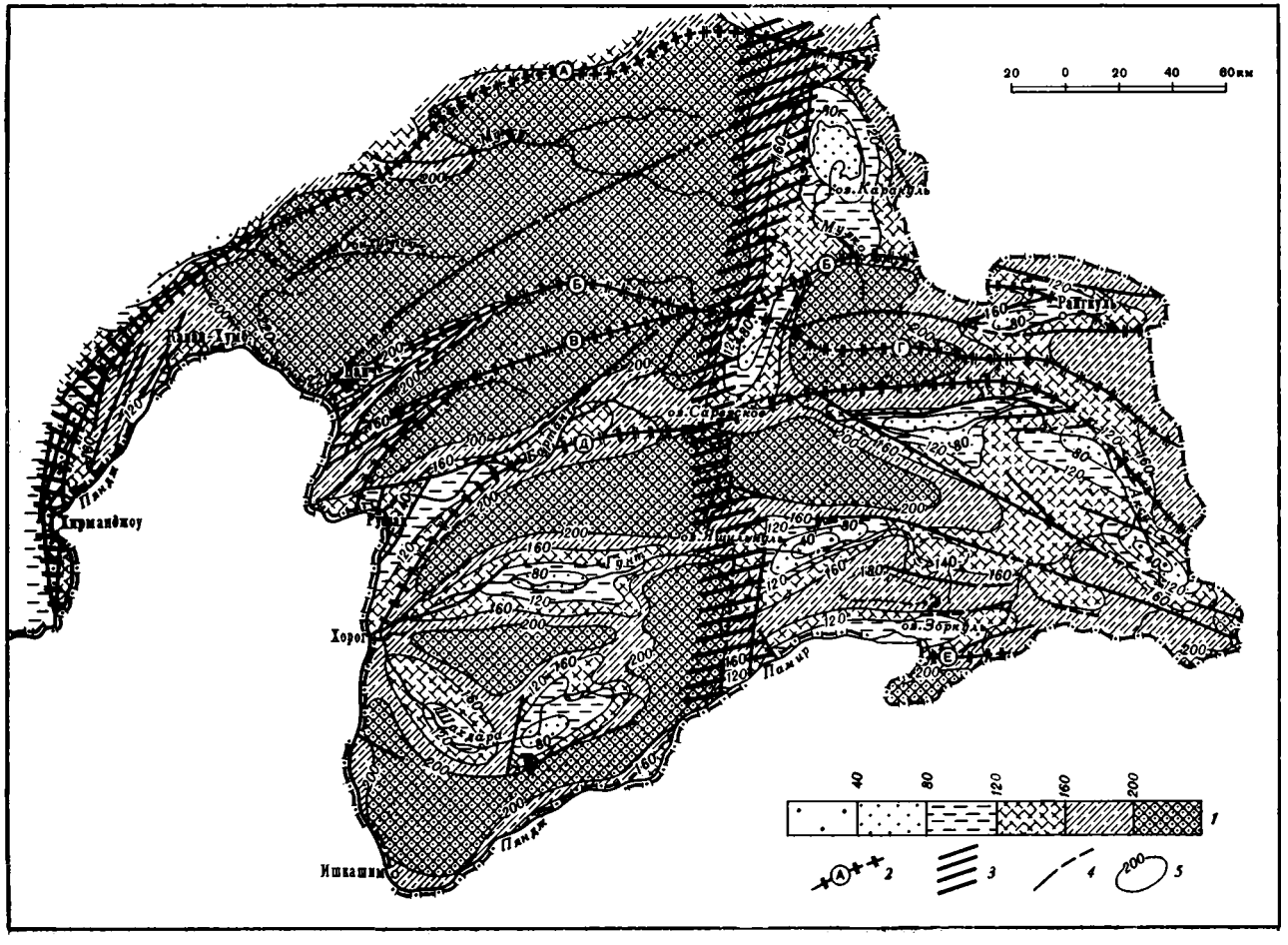


Рис. 4. Схема суммарных вертикальных тектонических движений Памира за голоцен.
Условные обозначения см. на рис. 1

марные амплитуды поднятий территории за весь период в целом составили 1500—2700 *м*.

3. Активность плейстоценовых восходящих движений во времени была весьма неравномерной: их средние скорости по мере приближения к современности нарастали. Наиболее резкое нарастание скоростей наблюдалось в среднем плейстоцене и голоцене. Нарастание скоростей восходящих движений подтверждается графиками, составленными как для отдельных эпох плейстоцена и голоцена, так и для суммарных. В последнем случае продолжительность отрезков времени, для которых осреднялись скорости, по направлению к современности увеличивалась (рис. 5).

4. Усиление восходящих тектонических движений на протяжении плейстоцена сопровождалось общим повышением их контрастности, наиболее резко проявившимся в позднем плейстоцене и голоцене.

5. Плейстоценовые тектонические движения проявлялись неравномерно не только во времени, но и в пространстве. Максимальные скорости восходящих движений на протяжении всех эпох плейстоцена и в голоцене сохранялись на севере Памира, минимальные — на юго-востоке региона.

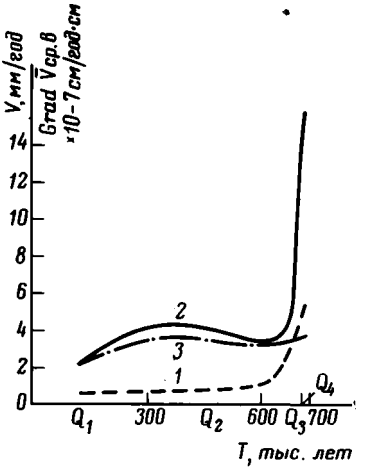


Рис. 5. Графики контрастности (*1*) и средних скоростей вертикальных тектонических движений Памира за отдельные эпохи плейстоцена и голоцен: Q_1^2; Q_2; Q_3, Q_4 (*2*) и суммарные эпохи плейстоцена и голоцен: Q_1^2, $Q_1^2 - Q_2$; $Q_1^2 - Q_3$; $Q_1^2 - Q_4$ (*3*)

6. Развитие плейстоценовых тектонических движений обусловило современное оформление структурного плана Памира. Крупные прогибы и поднятия имели субширотное простирание, унаследованное от палеозойских структурных элементов и осложненное в конце неогена наложенной на него меридиональной зональностью. Переработка древнего субширотного структурного плана новейшим меридиональным привела к разделению территории Памира на Западно-Памирскую и Восточно-Памирскую меридиональные тектонические зоны. Граница между ними проходила по зоне поперечного Зулумарт-Кызылдангского глубинного разлома, секущего вкрест простирания целый ряд крупных субширотных поднятий и прогибов. Западно-Памирская тектоническая зона в плейстоцене и голоцене испытывала наиболее интенсивные восходящие движения. К концу плейстоцена она опередила Восточно-Памирскую зону на 550—700 *м*. Существенное различие в скоростях восходящих движений меридиональных тектонических зон обусловило деформацию земной коры на границе между ними и осложнение западного крыла зоны глубинного разлома параллельным ей поднятием.

7. Наряду с региональной переработкой древнего субширотного структурного плана новейшим меридиональным на Памире в плейстоцене и голоцене происходили и более локальные структурные перестройки, заключающиеся в смене поднятиями и прогибами знаков их относительных тектонических движений.

8. Активно развивались зоны глубинных разломов палеозойского заложения. Амплитуды относительных вертикальных перемещений по ним блоков земной коры за плейстоцен составили 500—1000 *м*, за голоцен 50—150 *м*. Наибольшая тектоническая активность была характерна для зоны Дарваз-Каракульского глубинного разлома.

Литература

Агаханянц О. Е., Пахомов М. М., Трофимов А. К. К палеогеографии Памира в голоцене.— Изв. Всес. геогр. о-ва, 1964, т. 96, вып. 6.

Афиногенова Л. Н. Поперечные структуры Памира и их рудоконцентрирующее значение.— Изв. АН ТаджССР, физ.-мат. и геолог. науки, 1973, № 3 (49).

Белоусов Т. П. Применение палеогеоморфологических реконструкций для изучения плейстоценовых тектонических движений Памира в связи с его сейсмичностью.— Автореф. канд. дис., М., ИФЗ АН СССР, 1973.

Белоусов Т. П. Количественная оценка плейстоценовых тектонических движений горных стран на примере Памира. Геоморфология, 1975, № 4.

Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Винник Л. П., Лукк А. А. Латеральные неоднородности верхней мантии под Памиро-Гиндукушем.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1974, № 1.

Гзовский М. В., Крестников В. Н., Рейснер Г. И. Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений земной коры и некоторые результаты их применения.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 8.

Косминская И. П., Михота Г. Г., Тулина Ю. В. Строение земной коры Памиро-Алайской зоны по данным ГСЗ.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 10.

Костенко Н. П. Главнейшие закономерности расчленения горного сооружения Памира.— Сб.: Мат. по геол. Памира, вып. 1, Душанбе, 1963.

Костенко Н. П. Геоморфологический анализ новейшего развития складок с большим радиусом кривизны и региональных разломов (на примере горных районов юга Средней Азии).— Сб.: Актив. зоны зем. коры, нов. тект. движения и сейсмичность, М., «Наука», 1964.

Костенко Н. П. Проблемы неотектоники и геоморфологии Памира.— Сб.: Вопросы географии, 1968, № 74.

Костенко Н. П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М., «Недра», 1972.

Крестников В. Н. История геологического развития Памира и сопредельных с ним частей Азии в мезокайнозое.— Сов. геология, 1961, № 4, 7.

Крестников В. Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Крестников В. Н. Количественная оценка изменения контрастности вертикальных тектонических движений.— Геотектоника, 1969, № 3.

Кулагина М. В. Особенности рельефа поверхности Мохоровичича в пределах Афгано-Таджикской впадины, Памира, Южного Тянь-Шаня.— Докл. АН ТадССР, 1971, т. XIV, № 8.

Лоскутов В. В. Геоморфология Таджикистана. Сб.: Нов. этап геол. развития территории Таджикистана, Душанбе, 1962.

Никонов А. А., Пеньков А. В. К геохронологии Средней Азии и Южного Казахстана в плиоцене и раннем плейстоцене.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 10.

Петрушевский Б. А. Некоторые особенности тектоники Памира.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1961, т. 36, № 4.

Трофимов А. К. Схемы палеогеографии Памира в плейстоценовое время. Атлас Таджикской ССР, Душанбе, 1968.

Чедия О. К. История геологического развития территории Таджикистана в кайнозое.— Сб.: Нов. этап геол. развития территории Таджикистана, Душанбе, 1962.

Чедия О. К. Новейшие поперечные поднятия, их типы и практическое значение (на примере Средней Азии).— Сб.: Мат. по геол. Памира, вып. 2, Душанбе, 1964.

Чедия О. К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе, кн. 1, 1971.

Чедия О. К., Лоскутов В. В. Палеогеография Памира и сопредельных стран в плиоцен — четвертичное время.— Сб.: Четв. период и его история. М., «Наука», 1965.

Чедия О. К., Трофимов А. К. Особенности новейшего развития структурных форм Таджикистана в кайнозое.— Сб.: Нов. этап геол. развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962.

Институт физики
Земли АН СССР

Статья поступила
12 апреля 1974 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 1 Январь — Февраль 1976 г.

УДК 551.242.22(571.66)

М. Н. ШАПИРО

О СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ ПРОДОЛЖЕНИИ ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Рассматривается структурное положение прогиба, выявленного по данным гравиметрии у подножия континентального склона северо-западной части Берингова моря. Делается вывод, что этот прогиб является подводным продолжением континентальной структуры — Восточно-Камчатского синклинория, вовлеченным в интенсивное погружение, начиная с конца миоцена.

Восточно-Камчатский синклинорий представляет собой сложный по своему внутреннему строению линейный прогиб, выполненный олигоцен-миоценовыми отложениями и протягивающийся вдоль восточного побережья Камчатки от залива Озерного до залива Кроноцкого. Юго-западное продолжение синклинория полностью перекрыто четвертичными эффузивами. В пределах Восточно-Камчатского синклинория развиты осадочные и туфогенно-осадочные породы: песчаники, алевролиты, туффиты и в верхней части диатомиты общей мощностью до 8—10 *км*. Эти отложения смяты в складки и несогласно перекрыты горизонтально залегающими отложениями плиоцена. Максимальная ширина синклинория (в Кроноцком районе) достигает 50 *км*. С запада он ограничен Восточно-Камчатским антиклинорием, сложенным преимущественно породами мела и палеогена, среди которых существенную роль играют эффузивы основного состава, а к востоку от него обособляются два небольших поднятия, приуроченные к полуостровам Кроноцкому и Камчатского Мыса, также сложенные преимущественно эффузивными и вулканогенно-осадочными породами мела и палеогена. Рядом исследователей эти поднятия также объединяются в антиклинорий северо-восточного простирания (Геология СССР, т. XXXI, 1964; Горячев, 1966).

Как структуры этих полуостровов, так и структуры Восточно-Камчатского синклинория срезаются береговой линией Камчатского залива Тихого океана и Озерного залива Берингова моря. Особенно хорошо видно срезание геологических структур береговой линией южной части Камчатского залива. Срезание структур синклинория берегом Озерного залива не столь хорошо заметно из-за широкого развития здесь четвертичных отложений. Дважды срезается береговой линией надвиг Гречишкина — система крупных разрывных нарушений, протягивающаяся вдоль синклинория от Кроноцкого залива до зал. Озерного.

Ширина шельфа у берегов Восточной Камчатки не превышает 30—35 *км*, сокращаясь местами до 5—10 *км*. П. Н. Кропоткин (Кропоткин, Шахварстова, 1965), рассмотрев возможные объяснения срезания континентальных структур береговой линией океанических бассейнов, показал, что если длина оборванных структур значительно больше ширины шельфа, то такие соотношения нельзя объяснить затуханием самих структур и они должны считаться доказательством новообразования океанических бассейнов или по меньшей мере их краевых частей. Имеются две группы гипотез, объясняющих этот процесс. Одна из них связывает новообразование океанической коры с раздвижением конти-

нентальных блоков. Эти гипотезы не применимы в данном случае в силу географического положения Камчатки и отсутствия к востоку от нее близко расположенных континентальных массивов. Вторая группа гипотез связывает новообразование океанических бассейнов с погружением континентальных блоков, хотя механизм такого погружения и замещения континентальной коры корой океанической, вероятно, может быть различен. Применительно к Восточной Камчатке наиболее разработана гипотеза «океанизации» континентальной коры, т. е. преобразования ее in situ (Горячев, 1966). Вместе с тем такая гипотеза неизбежно ставит вопрос о продолжении континентальных структур Восточной Камчатки и, в частности, Восточно-Камчатского синклинория на дне прилежащих акваторий. К сожалению, слабая изученность последних препятствует решению этого вопроса. Так, в пределах Камчатского залива геофизические исследования, способные пролить свет на внутреннее строение земной коры этого района, практически не проводились. Западная часть Берингова моря изучена лучше; здесь проведены гравиметрические исследования, выяснившие интересные особенности геологического строения дна этого бассейна. Поэтому мы сосредоточим свое внимание на соотношениях Восточно-Камчатского синклинория со структурами дна Берингова моря.

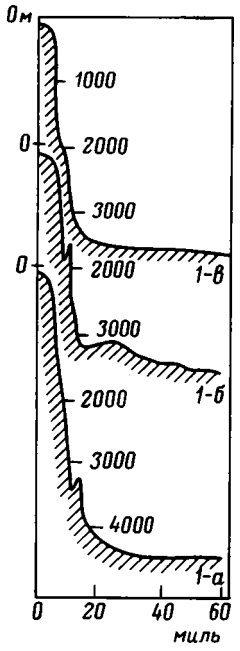


Рис. 1. Профили материкового склона северо-западной части Берингова моря (от мыса Африка до о. Карагинского). По Удинцеву, Бойченко, Канаеву (1959)

На рис. 1 (Удинцев, Бойченко, Канаев, 1959) показано, что на рассматриваемом участке континентальный склон Берингова моря представляет собой единый уступ, круто спускающийся от внешнего края узкого шельфа до абиссальной равнины на глубине около 3500 *м*. Основание склона изредка осложнено небольшими возвышенностями. В плане этот уступ приблизительно параллелен береговой линии. Как видно на рис. 2, к северу от п-ова Камчатского Мыса он поворачивает на северо-запад, а затем на северо-восток и именно на этом повороте наиболее резко срезает береговые структуры. Далее он протягивается почти прямолинейно на север — северо-восток до п-ва Говена, располагаясь непосредственно на продолжении Восточно-Камчатского синклинория. По данным А. Г. Гайнанова и др. (1970), к подножию континентального склона здесь приурочен линейный прогиб, выявленный по зоне интенсивных (до 60—80 *мгл*) отрицательных изостатических аномалий силы тяжести. Обнаружившие его исследователи в этой и других статьях рассматривают данный прогиб в качестве северного продолжения Курило-Камчатского глубоководного желоба, засыпанного осадками до уровня дна Командорской котловины Берингова моря (Гайнанов и др., 1972; Исаев и др., 1972). Смещение оси прогиба на 150—180 *км* к северо-западу они объясняют сдвигом по северо-западному глубинному разлому, проходящему вдоль тыловой части Алеутской островной дуги. Однако такой интерпретации противоречит отсутствие сопоставимых по амплитуде северо-западных сдвигов на п-ове Камчатка. Все его основные структуры, начиная от Восточно-Камчатского антиклинория и кончая Западно-Камчатским прогибом, прослеживаются в северо-восточном направлении по крайней мере от широты Козыревска до широты о. Карагинского, не смещаясь и не прерываясь. Указания на соответствующие смещения в рельефе Срединного хребта

не обоснованы; это хорошо видно на любой географической карте Камчатки. Вполне очевидно, что сдвиг, смещающий активный глубоководный желоб, даже в рамках тектоники плит не может рассматриваться как трансформный и должен так же смещать сопряженные с желобом континентальные структуры. Поскольку такого смещения не наблюдается, рассматриваемый прогиб не может считаться продолжением Ку-

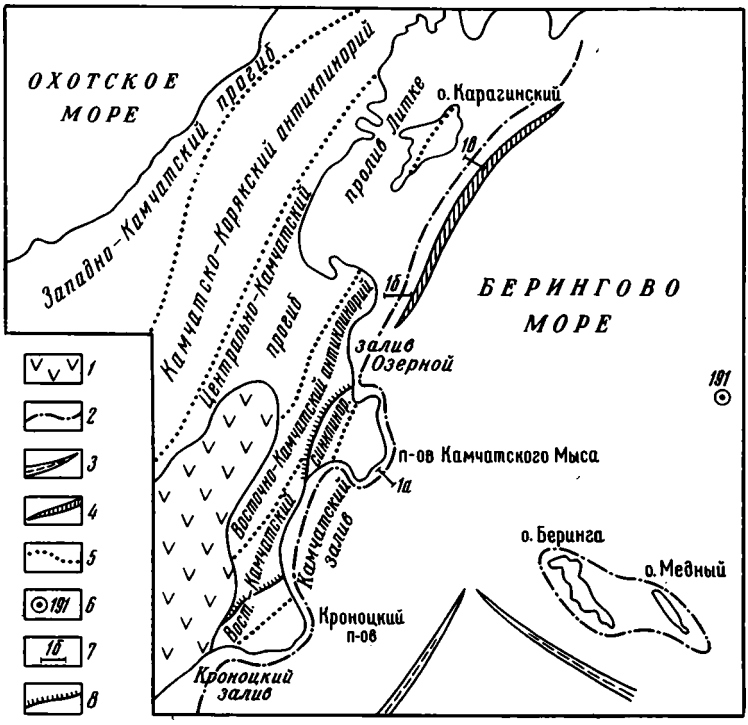


Рис. 2. Схема соотношения основных тектонических элементов Восточной Камчатки с краевыми структурами северо-западной части Берингова моря. Тектоника Камчатки по Г. М. Власову, (1964) с некоторыми упрощениями. *1* — Восточно-Камчатский вулканический пояс, *2* — внешняя граница шельфа, *3* — оси глубоководных желобов, *4* — ось отрицательной изостатической аномалии у подножия материкового склона северо-западной части Берингова моря, *5* — границы тектонических структур, *6* — скважина глубоководного бурения, *7* — профили материкового склона, изображенные на рис. 1, *8* — надвиг Гречишкина

рило-Камчатского желоба и происхождение его требует другого объяснения. В то же время пространственные соотношения этого прогиба с континентальными структурами Восточной и Северной Камчатки позволяют высказать предположение, что он является погребенным, древним и представляет собой непосредственное продолжение Восточно-Камчатского синклинория, опущенное в послемиоценовое время на 2—3 *км* по разломам, обусловившим развитие современного континентального склона. Такое предположение косвенно подтверждается данными о крупных (порядка 1 *км*) опусканиях, охвативших во второй половине плейстоцена западную часть полуострова Камчатского Мыса (Селиверстов и др., 1967). Хорошо согласуются с ним и данные глубоководного бурения. В восточной части Командорской котловины Берингова моря во время 19-го рейса судна «Гломар Челленджер» была пробурена скважина 191, которая под 900-*м* покровом осадков, включающих верхний миоцен, вскрыла базальты, имеющие по данным сейсмопрофилирования, широкое региональное распространение, принадлежащие к консолиди-

рованной части коры. В связи с этим авторы отчета по этому рейсу (Creager, Scholl et al., 1973). приходят к выводу о том, что здесь на границе среднего и позднего миоцена происходит «регенерация» морского дна in situ с поглощением более древних отложений, т. е. говорят о преобразованиях коры, соответствующих понятию «базификация». Важно подчеркнуть, что сами базальты значительно древнее (29 млн. лет) перекрывающих их осадков, и очевидно, что после их излияния существовал период отсутствия осадконакопления или даже размыв. Учитывая высокие темпы биогенного и терригенного ранне- и среднемиоценового осадконакопления в смежных бассейнах (скв. 183—190, 192), можно предположить, что отсутствие осадконакопления в пределах Командорской котловины объясняется тем, что самой котловины в ее современном виде еще не существовало, а ее место полностью или частично было занято сушей. Быстрое послесреднемиоценовое погружение и образование глубоководной котловины можно связывать именно с «базификацией» ее коры. Это погружение продолжалось и в плейстоцене, причем, по данным Х. М. Саидовой (1961), наиболее быстрое увеличение глубин в это время происходило у подножия северо-западного континентального склона Командорской котловины, т. е. в области выявленного геофизиками погребенного прогиба. Это совершенно не увязывается с предположением о «засыпке» глубоководного желоба (в этом случае глубина должна уменьшаться), но хорошо согласуется с гипотезой крупных погружений этого участка в новейшее время. Наконец, последняя гипотеза подкрепляется геофизическими данными, приведенными в той же статье, где сообщается о погребенном прогибе к востоку от Северной Камчатки (Гайнанов и др., 1970). В ней указывается, что по данным гравиметрических и магнитных исследований в западной части Берингова моря многие континентальные структуры могут быть прослежены до глубин свыше 3 *км*. В частности, магнитные аномалии поднятия о. Медного находят свое продолжение на материковом склоне и у его подножия, в пределах самой котловины. При этом кровля магнитовозмущающих масс соответствует здесь подошве неуплотненных осадков, выявленной сейсмическими исследованиями. Поскольку подошва осадков в Командорской котловине Берингова моря соответствует основанию верхнего миоцена, а наиболее древние породы о. Медного относятся к эоцену и представлены кислыми экструзиями и грубообломочными туфами липаритов, отлагавшимися в весьма мелководных, отнюдь не океанических условиях, это поднятие нельзя рассматривать как выход на поверхность структур, сформировавшихся на дне глубоководной котловины Берингова моря, как это делают А. Г. Гайнанов и др. (1970). Гипотеза о погруженных континентальных структурах выглядит геологически более обоснованной. Интересно сравнить приведенные здесь данные с другими примерами континентальных прогибов, имеющих продолжение на дне смежных акваторий. Характерен в этом отношении прогиб Исикари-Румои на Хоккайдо, весьма сходный по морфологии с Восточно-Камчатским синклинорием. На юге этот прогиб обрезается континентальным склоном, причем давно известны данные о значительных новейших опусканиях этого склона (Jijima, Kagami, 1961). На продолжении прогиба в пределах шельфа и склона выявлена зона отрицательных аномалий, равных по интенсивности аномалиям желоба Хонсю (150—175 *мгл*) (Tomoda, Segawa, Tokuhiro, 1971). Это показывает, что изостатическая неуравновешенность сама по себе еще не позволяет отождествлять те или иные структуры с глубоководными желобами.

Проверка высказанных здесь соображений в значительной степени зависит от получения новых фактических данных. Думается, что рассматриваемый район заслуживает постановки здесь комплексных геолого-геофизических исследований. Зоны сочленения континентальных струк-

тур с продолжающими их структурами глубоководных котловин представляют общетеоретический интерес. Кроме того, как это показал Е. В. Артюшков (1973), район Берингова моря важен для проверки основных вариантов тектоники плит, так как именно эти гипотезы сталкиваются с весьма серьезными трудностями в объяснении соотношений Азиатской, Американской и Западно-Тихоокеанской плит литосферы. И, наконец, изучение северо-восточного продолжения Восточно-Камчатского синклинория имеет существенное практическое значение, так как последний является одной из основных нефтеперспективных областей Камчатского полуострова.

Литература

Артюшков Е. В. Что приводит в движение земную кору? Природа, 1973, № 10.

Власов Г. М. Основные черты геологического строения Камчатки и ее районирование. В кн. Геология СССР, т. XXXI, ч. 1, «Недра», М., 1964.

Гайнанов А. Г., Исаев Е. Н., Строев П. А., Ушаков С. А. Изостазия и структура литосферы Берингова моря и Алеутской дуги. В сб.: Морские гравиметрические исследования, вып. 5. Изд-во МГУ, 1970.

Гайнанов А. Г., Исаев Е. Н., Строев П. А., Ушаков С. А. Изостазия и глубинная структура коры в зоне перехода от северо-восточной части Азиатского материка к Тихому океану. В сб.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. «Наука», 1972.

Геология СССР, т. XXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова, ч. 1. Геологическое описание. М., «Недра», 1964.

Горячев А. В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. «Наука», 1966.

Исаев Е. Н., Ушаков С. А., Гайнанов А. Г. Геофизические данные о закономерностях структуры коры в северной части Тихоокеанской переходной зоны. В сб.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. «Наука», 1972.

Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965.

Селиверстов В. А., Хотин М. Ю., Шапиро М. Н. К вопросу о строении депрессии озер Столбового и Нерпичьего в Усть-Камчатском районе. Вопросы географии Камчатки, вып. 4, 1967.

Саидова Х. М. Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. Изд-во АН СССР, 1961.

Удинцев Г. Б., Бойченко И. Г., Канаев В. Ф. Рельеф дна Берингова моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 29, 1959.

Greager J. S., Scholl D. W. et al. Ihitial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 19. Washington (US Government Printing Office), 1973.

Iijima A., Kagami H. Cenozoic tectonic development of the continental slope, northeast of Japan. Journ. Geol. Soc. Japan, 1961, 67, p. 561—577.

Tomoda Y., Segawa J., Tokuhiro A. Gravity Anomalies in and around Japan in Island Arc and Marginal Sea. Tokai University Press, 1971.

Институт физики Земли
АН СССР

Статья поступила
11 июня 1973 г.

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 1 Январь — Февраль 1976 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.72.7+551.322.2(540)

В. М. МОРАЛЕВ, Б. М. ШМАКИН

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ ИНДИИ

Хорошо известно, что подавляющее число крупных полей докембрийских пегматитов приурочено к зонам сжатия и наложенного метаморфизма (полиметаморфизма), возникающим при активизации тектонических движений в пределах древних блоков континентальной земной коры (Родионов, 1964; Салье и др., 1971; Соколов, 1970). Вместе с тем анализ новых данных о тектоническом положении пегматитовых полей и физико-химических условиях формирования пегматитов показывает, что образование и локализация пегматитовых провинций древних щитов в значительной мере определяются горизонтальными движениями и возникающими в связи с ними напряжениями. К этому выводу независимо друг от друга авторов привели разные методы исследований конкретного фактического материала по пегматитовым полям Индии (Шмакин, 1970; Моралев, 1973). Полученные данные заслуживают, по всей видимости, широкого внимания, так как позволяют наметить пути анализа пространственного размещения пегматитовых полей в областях развития докембрийских метаморфических толщ и, таким образом, содействовать совершенствованию методов прогнозирования и поисков пегматитовых месторождений.

Пегматитовые поля Индии принадлежат к числу крупнейших в мире. Все они располагаются в пределах выступов кристаллического фундамента Индостанской платформы. Наиболее крупными пегматитовыми провинциями являются Бихарская, Раджастанская и Неллурская. В них сосредоточено более 600 месторождений мусковита из 714 известных в Индии (Murthy, 1964), а также месторождения бериллия, лития, ниобия, урана (Bhola et al., 1967; Bhola, 1971). Пегматиты Бихарской и Неллурской провинций залегают в архейских метаморфических толщах. Раджастанская провинция располагается в пределах Аравалийско-Делийского складчатого пояса, в строении которого принимают участие как архейские, так нижне- и среднепротерозойские комплексы (Crawford, 1970). Пегматитовые поля не обнаруживают избирательной приуроченности к каким-либо определенным возрастным метаморфическим комплексам докембрия. Наблюдается лишь пространственная и, видимо, парагенетическая связь с гранитами (Шмакин, 1970; Mahadevan et al., 1967; Bhola, 1971). Во всех поясах имеются пегматиты с чисто мусковитовой и с редкометально-мусковитовой специализацией.

Важно отметить, что пегматиты и граниты, с которыми они ассоциируют, имеют верхнепротерозойский (рифейский) возраст, так что время их образования значительно оторвано от времени формирования и

складчатости вмещающих архейских, нижне- и среднепротерозойских пород. Наиболее древними являются пегматиты Неллурской провинции, для которых большинство имеющихся радиометрических определений возраста укладывается в интервал 1300—1600 млн. лет, хотя известны единичные датировки 1100, 700, 620 и 500 млн. лет (Aswathanarayana, 1964). Пегматиты Бихара имеют возраст 955±50 млн. лет, хотя известны и несколько отличающиеся датировки — от 860 до 1050 млн. лет (Bhola, 1971). Для пегматитов Раджастана наибольшее число определений показывает их возраст в интервале 580—735 млн. лет (Crawford, 1970). Эпохи образования пегматитов Индии принадлежат, следовательно, к периодам эпиплатформенной активизации, так как уже с раннего рифея на территории Индийской платформы шло формирование осадочных комплексов платформенного чехла (Моралев, Перфильев, 1972). Вместе с тем время формирования основной массы пегматитов позволяет наметить следующий ряд из трех провинций: Неллурская, Бихарская, Раджастанская. Возраст пегматитов максимален в Неллурской и минимален в Раджастанской провинции.

Все провинции мусковитовых и редкометально-мусковитовых пегматитов Индии обнаруживают приуроченность к крупным линеаментам, которые маркируются разломами и зонами полиметаморфизма. Время формирования пегматитов и гранитов совпадает со временем проявления наложенного регионального метаморфизма в условиях амфиболитовой фации. Пояса полиметаморфизма фиксируются зонами поздней мусковитизации (Бихар) или наложенного метаморфизма дистен-силлиманитового типа (Раджастан, Неллур). Анализ морфологии и геологических условий локализации пегматитовых тел свидетельствует о формировании их в условиях стрессовых деформаций вдоль поверхностей разломов (Mahadevan, Murthy, 1964). Все эти данные показывают, что пегматитовые поля Индии приурочены к линейным зонам активизации, в пределах которых наложенный метаморфизм, сопровождавшийся формированием эвтектоидных гранитов и пегматитов, имел место в условиях горизонтального сжатия (Московченко, 1972).

Помимо этой общей характерной черты пегматитовых полей Индии отдельные провинции обладают и некоторыми индивидуальными особенностями геологического строения, позволяющими оценить вероятные термодинамические условия формирования пегматитов. Эти особенности хорошо согласуются с намеченным выше возрастным рядом провинций и выражаются в следующем: от более древней к наиболее молодой провинции наблюдается увеличение роли гранитоидов, усиливается четкость пространственной приуроченности пегматитов к гранитам, увеличивается неоднородность полей наложенного метаморфизма и соответственно пестрота состава вмещающих пород, усложняется строение и увеличивается разнообразие типов пегматитовых тел, усиливаются признаки редкометальности. Вместе с тем наблюдается уменьшение количества пегматитовых тел, локализующихся вдоль плоскостей сланцеватости и на S-образных изгибах этих плоскостей, а также вдоль послойных разломов. Все это свидетельствует об уменьшении глубин эрозионного среза и об относительном уменьшении роли горизонтальных напряжений во время формирования пегматитов рассматриваемого ряда провинций.

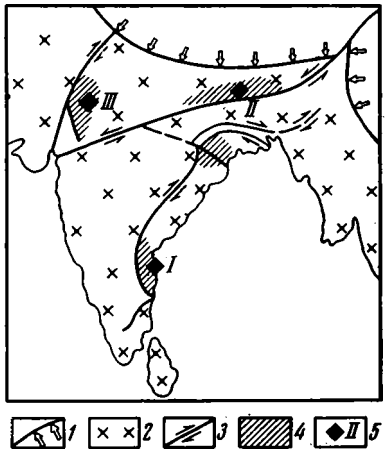
Геологические критерии свидетельствуют, что намеченный ряд является не только возрастным, но отвечает и закономерной эволюции условий образования пегматитовых полей, формирующихся в условиях все более низких давлений и температур, что не обязательно должно отвечать все более малым глубинам формирования. Критерием достоверности намеченной схемы могут явиться результаты исследования физико-химических условий формирования пегматитов рассматриваемых полей. Изучение газово-жидких включений в минералах пегматитов Индии

(в кварце, берилле, гранате, турмалине, апатите, полевых шпатах) показало, что они возникли при начальном давлении на поровую фазу от 6 до 8 *кбар* (Шмакин, Макагон, 1972). Эта величина значительно превосходит возможные литостатические нагрузки и связана в основном с давлением летучих компонентов в условиях стресса.

Геохимические исследования выявили закономерное увеличение в сопоставимых генерациях минералов содержаний Rb, Cs, Nb и Ta, снижение содержаний Ba, Sr, и Ti в ряду Неллур — Бихар — Раджастан. Такие различия обусловлены, очевидно, закономерностями изоморфизма в полевых шпатах и слюдах при различных давлениях и соответствуют уменьшению давления в том же ряду (Шмакин, 1973). Такое совпадение данных разного порядка вряд ли является случайным и может рассматриваться как подтверждение предлагаемой ниже гипотезы.

Причину возникновения условий горизонтального сжатия в пределах зон эпиплатформенной активизации, вероятно, трудно найти в более глубоких слоях земной коры, подстилающих платформу. Поэтому необходимо обратиться к принципу взаимосвязи горизонтальных напряжений в земной коре. Согласно этому принципу, растяжение в одних местах сопровождается горизонтальным сжатием в других. Отсюда ясно, что формирование зон регионального сжатия и наложенного метаморфизма в условиях стрессового поля должно вызываться одновременным активным тектоническим развитием зон растяжения (Зоненшайн, 1971). В качестве последних в геологическом прошлом Земли выступали эвгеосинклинальные зоны, рассматриваемые как поверхностные проявления тектоносферов Ю. М. Шейнманна и закладывавшиеся, согласно А. В. Пейве, на океанической коре (Пейве, 1969). Отсюда следует, что реконструкция геодинамических условий эпох активизации и пегматитообразования может быть выполнена на основе палеотектонических построений для крупных участков земной коры.

Ближайшие зоны расширения (спрединга), отвечающие по времени развития эпохам пегматитообразования, устанавливаются в северном обрамлении Индостанской платформы. Тектоническая природа этих зон определяется по принадлежности комплекса Даньба северного Индо-



Палеотектоническая схема размещения пегматитовых полей Индии.

1 — предполагаемые зоны расширения (спрединга) рифейского времени; *2* — дорифейский кристаллический фундамент; *3* — крупнейшие разломы, маркирующиеся зонами полиметаморфизма и активизации рифейского времени (зоны горизонтальных деформаций); *4* — области наиболее интенсивного полиметаморфизма, гранитизации и пегматитообразования рифейского времени; *5* — крупнейшие пегматитовые провинции: I — Неллурская, II — Бихарская, III — Раджастанская

китая («камюаньская ось»), докембрийских толщ Низких Гималаев в Непале и районах Алмора и Симла к эвгеосинклинальным формациям. Рифейский возраст этих толщ, остававшийся длительное время спорным, в последнее время был подтвержден радиологическими определениями (K—Ar и Rb—Sr методы), показавшими значения соответственно 1100—1200, 800 и 485—500 млн. лет (Khan and Tater, 1970; Jäger et al., 1971).

Помимо наблюдающегося совпадения времени развития эвгеосинклиналей обрамления Индостанской платформы со временем наиболее

значительного проявления процессов эпиплатформенной активизации, наложенного метаморфизма и пегматитообразования фиксируется и закономерная пространственная ориентация зон полиметаморфизма по отношению к осям спрединга соответствующих эпох (рисунок). Эти зоны оказываются поперечными или диагональными по отношению к осям спрединга и, следовательно, должны были являться границами блоков консолидированной континентальной коры, испытывавших относительные горизонтальные перемещения. Таким образом, может быть объяснен сдвиговый характер рифейских деформаций в зонах крупных разломов Индостанской платформы.

Положение пегматитовых провинций в торцовых частях блоков или на участках изгибов границ блоков, т. е. там, где в рифейское время создавались наиболее благоприятные условия для стрессовых напряжений, является характерной особенностью пространственного размещения крупных пегматитовых полей Индии. Образование гранитов и пегматитов в условиях стресса имело следствием высокое давление летучих компонентов и связанную с ними геохимическую и промышленную специализацию пегматитов.

Литература

Зоненшайн Л. П. Геосинклинальный процесс и «новая глобальная тектоника».— Геотектоника, 1971, № 6.

Моралев В. М. Горизонтальные движения и тектоническое положение провинций метаморфогенных пегматитов (на примере Индии).— Краткие тез. докл. Всесоюзн. теоретич. конференции. Ин-т геологии и геохронологии докембрия, Л., 1973.

Моралев В. М., Перфильев Ю. С. К геологии докембрия Южной Индии.— Сов. геология, 1972, № 6.

Московченко Н. И. Некоторые выводы из термодинамической теории стрессового поля в применении к петрологии метаморфических процессов.— В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма, т. II, Ин-т геологии и геофизики, Новосибирск, 1972.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.

Родионов Г. Г. Типы пегматитовых поясов и их особенности.— В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 22. М., «Недра», 1964.

Салье М. Е., Гордиенко В. В., Глебовицкий В. А. Металлогенические формации пегматитов восточной части Балтийского щита.— В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. ВСЕГЕИ, Л., 1971.

Соколов Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л., 1970.

Шмакин Б. М. Мусковитовые и редкометально-мусковитовые пегматиты Индии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 1.

Шмакин Б. М., Макагон В. М. Физико-химические условия процессов формирования мусковитовых пегматитов.— В кн.: I Международный геохимический конгресс 1971 г., т. 3, кн. 2. ГЕОХИ, М., 1972.

Шмакин Б. М. Содержание щелочных и некоторых рудных элементов в минералах докембрийских пегматитов Индии в связи с их геохимической специализацией.— Геохимия, 1973, № 8.

Aswathanarayana V. Age determination of rocks and geochronology of India, Intern. Geol. Congr. 22-nd Sess., India, New Delhi, 1964.

Bhola K. L. Atomic mineral deposits in Bihar Mica Belt.— Proc. Indian Nat. Sci. Acad., 1971, A-37, No 2.

Bhola K. L., Radhavendra Rao P., Chaube D. N. Lithium-bearing pegmatites of India. Journ. Indian Geoscience Assoc., March, 1967.

Crawford A. R. The Precambrian geochronology of Rajasthan and Bundelkhand, northern India.— Canad. J. Earth Sci., 1970, v. 7, No 91.

Jäger E., Bhandari A. K., Bhanot V. B. Rb — Sr age determinations on biotites and whole rock samples from the Mandi and Chor Granites. Himachal Pradech, India.— Eclog. geol. helv., 1971, v. 64, No 3.

Khan R. H., Tater J. M. Radiometric dates of some Nepalese Rocks. Nepal Geological Survey, Kathmandu, 1970.

Mahadevan T. M., Maithani J. B. R. Geology and petrology of the mica- pegmatites in parts of the Bihar Mica Belt.— Memoirs. Geol. Survey India, v. 93, Delhi, 1967.

Mahadevan T. M., Murthy M. V. N. Geological setting and its bearing on the origin of mica pegmatites of the Bihar Mica Belt.— Intern. Geol. Gongr. 22-nd Sess. Rept., part 6, New Delhi, 1964.

Murthy M. V. N. Mica Fields of India.— Intern. Geol. Congr. 22-nd Sess., India, New Delhi, 1964.

Аэрогеология, Москва
Ин-т геохимии СО АН СССР,
Иркутск

Статья поступила
28 июня 1974 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24+622.11

Я. Ф. КАНАНА

О РОЛИ ТЕКТОНИКИ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ РЕГИОНАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В НЕКОТОРЫХ РУДНЫХ ПРОВИНЦИЯХ

(по поводу статьи Г. И. Князева «Геотектоническое положение телетермального медного и свинцово-цинкового оруденения»)[1]

В рассматриваемой статье содержится ряд исходных положений и сделанных выводов, с которыми нельзя согласиться.

Пытаясь объяснить происхождение горизонтальной рудной зональности в Донецком бассейне, автор допускает три принципиальные ошибки: 1) считает возраст полиметаллического и ртутного оруденения в каменноугольной толще послепермским; 2) не рассматривает вопрос глубины рудообразования; 3) привлекая региональную зональность метаморфизма углей, не указывает причину, вызвавшую их метаморфизм.

В настоящее время доказано, что продольная рудная зональность в каменноугольной толще Донецкого бассейна является отражением зональности вертикальной (Канана, 1972), а возраст этого оруденения — допермский, верхнекаменноугольный (Танатар, 1934; Канана, 1972). Образовавшийся в толще карбона структурный ярус с рудными зонами (ртутной, сурьмяной, полиметаллической, золоторудной) в результате роста Центрального поперечного поднятия Донецкого бассейна был в течение нижнепермского времени значительно размыт в восточной части бассейна, особенно в районе Нагольного кряжа. При этом продукты разрушения каменноугольной толщи, включая и рудные элементы (медь, свинец, цинк, ртуть), поступали в нижнепермский водоем, где и отлагались.

Осадочное происхождение медно-свинцово-цинкового оруденения в отложениях нижней перми обосновывалось неоднократно (Савич-Заблоцкий, Лапкин, 1949; Грабянская и др., 1967; Беспалов, 1972). Что касается вторичного минералообразования и признаков некоторого постгенетического перемещения рудных элементов в пермских отложениях, то достаточно обратить внимание на такой фактор, как мощность нижнепермских отложений, составляющую 2—3 *км* (Геология месторождений..., 1963). Отложения с сингенетичным оруденением, погрузившиеся на такую глубину, испытали воздействие температур 50—90° С, т. е. подвергались катагенезу со всеми вытекающими отсюда последствиями. На региональный характер метаморфизма углей Донецкого бассейна, являющийся следствием глубокого погружения, указывалось давно (Погребицкий, 1933) и на этом вопросе нет необходимости останавливаться.

Таким образом, проявляющаяся в донецком карбоне продольная зональность оруденения и метаморфизма углей не имеет ничего общего с «направленными тектоно-магматическими процессами», как это считает Г. И. Князев, а обусловлена эрозионным срезом, образовавшимся в значительной части еще в нижнепермское время.

[1] Геотектоника, 1973, № 2.

Региональная рудная зональность на территории Советских Карпат отмечалась многими исследователями. Наиболее полные данные по этому вопросу приведены в одной из последних обобщающих работ (Лазаренко и др., 1968). Последовательную смену в направлении с юго-запада на северо-восток золото-полиметаллического оруденения ртутным, а затем мышьяково-сурьмяным авторы этой работы объясняют закономерностями появления миоценового структурного подэтажа, являющегося рудоносным, вблизи современной поверхности. Иначе говоря, миоценовые рудовмещающие породы выведены в поверхностную зону тектоническими процессами в плиоцене и в четвертичное время, а глубина эрозионного среза максимальна в юго-западной части рассматриваемой территории с наиболее высокотемпературным оруденением. Следовательно, механизм образования региональной рудной зональности в Советских Карпатах принципиально ничем не отличается от такового в Донецком бассейне. Мнения исследователей о происхождении известного в Прикарпатье и на восточной окраине Карпат в палеоген-неогеновых отложениях свинцово-цинкового и медного оруденения противоречивы. Одни считают эти рудопроявления гидротермальными и относят их к месторождениям типа долины Миссисипи (Ициксон, Хейфец, 1947), другие отстаивают гипотезу об осадочном их генезисе (Константинов, 1963; Беспалов, 1972). Не вдаваясь здесь в дискуссию о происхождении этого оруденения, отметим лишь то, что в случае гидротермальной его природы оно представляет собой верхнюю, наименее высокотемпературную зону в альпийском структурном ярусе Карпат, сохранившуюся от денудации в восточной части провинции. Следовательно, и в этом случае, а тем более при условии осадочного его происхождения, тезис о «направленных тектоно-магматических процессах» теряет смысл.

Все вышеизложенное показывает, что применяемый Г. И. Князевым метод металлогенического анализа, заключающийся в механическом объединении нескольких рудных зон без реставрации геологического разреза на момент рудообразования с обязательным учетом вертикальной зональности и глубины рудоотложения, вряд ли можно рассматривать как метод, базирующийся на геотектонической основе, поскольку последняя привлекается в чрезвычайно упрощенном виде. Металлогенические исследования на геотектонической основе требуют в первую очередь самого тщательного палеотектонического анализа, схематизм же в этом отношении ведет к путанице в теории и сомнительным рекомендациям по направлению геологоразведочных работ.

Литература

Беспалов И. М. Свинцово-цинковое оруденение в пестроцветных формациях Украины, его происхождение и перспективы.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 2.

Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, том I. Госгеолтехиздат, 1963.

Грабянская Н. Н., Эдельман А. М. и др. О перспективах открытия промышленных месторождений меди в Донбассе.— Разв. и охр. недр, 1967, № 12.

Ициксон М. И. Хейфец И. З. О генетическом типе Трускавецкого полиметаллического месторождения в Западной Украине.— Сов. геол., 1947, № 23.

Канана Я. Ф. О возрасте оруденения в центральном Донбассе. Геол. рудн. месторожд., 1972, № 5.

Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Лазаренко Э. А., Гнилко М. К., Зайцева В. Н. Металлогения Закарпатья. Изд-во Львовск. ун-та, 1968.

Погребицкий Е. О. К вопросу о метаморфизме углей Донецкого бассейна.— Химия тверд. топлива, 1933, т. 4, вып. 4.

Савич-Заблоцкий К. Н., Лапкин И. Ю. О происхождении медистых песчаников Донецкого бассейна.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1949, т. 24, № 1.

Танатар И. И. Геохимическая характеристика полиметаллических месторождений Нагольного кряжа (в Донбассе).— Проблемы сов. геол., 1934, № 4.

Донгипрошахт
Донецк

Статья поступила
6 сентября 1973 г.

Редакционная коллегия:

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

Адрес редакции:

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

ПОПРАВКА

В списке литературы к статье В. Е. Хаина «Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации» (Геотектоника, № 1, 1975) по вине автора допущена ошибка. В ссылке на статью V. E. Khain «Structure and main stages in the tectonomagmatic development of the Caucasus: an attempt at geodynamic interpretation» напечатано: Amer. J. Sci., 1974, vol. 274, No 6 — надо: 1975, vol. 275-A.

Технический редактор *Т. М. Кроткова*

Сдано в набор 6/XI-1975 г. Т-19547 Подписано к печати 30/XII-1975 г. Тираж 1950 экз.
Зак. 4742 Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 11,9 Бум. л. 4¹/₄ Уч.-изд. листов 13,0

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

В-232
ПЕСОЧНЫЙ ПЕР 3-42
МАКАРЫЧЕВУ Г И
70228
1-12

Цена 1 р. 20 к.
Индекс 70228
А

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Готовятся к печати:

БЕЛОУСОВ Т. П.

Тектонические движения Памира в плейстоцене — голоцене и сейсмичность.
13 л. 1 р. 30 к.

В книге на основе комплексного использования геолого-геоморфологических методов построена серия схем, на которых тектонические деформации земной коры в плейстоцене, его эпохах и голоцене отображены в изолиниях. Было установлено, что в плейстоцене и голоцене тектонические движения Памира носили устойчиво восходящий сложнодифференцированный характер.

БУРТМАН В. С.

Структурная эволюция палеозойских складчатых систем (варисциды Тянь-Шаня и каледониды Северной Европы).
Труды Геологического института. Вып. 289. 15 л. 1 р. 50 к.

В книге исследован процесс превращения геосинклинальных систем в складчатые. Описана методика такого исследования. Рассмотрена эволюция структуры каледонских и варисских геосинклинальных систем в результате последовательного наложения процессов шарьирования и многократного складкообразования. Проведен анализ стадийности тектонических процессов в палеозойских складчатых системах Средней Азии, Европы и Северной Америки.

ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ КНИГ ПОЧТОЙ ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО АДРЕСУ:

117464 МОСКВА, В-464, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

197110 ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

Адреса магазинов «Академкнига»:

480391 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13; 320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 277012 Кишинев, ул. Пушкина, 31; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; 199164 Ленинград, Университетская наб., 5; 199004 Ленинград, 9 линия, 16; 103009 Москва, ул. Горького, 8; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 630076 Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700029 Ташкент, ул. 50 лет Узбекистана 11; 700029 Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450075 Уфа, Коммунистическая ул., 49; 450075 Уфа, проспект Октября, 129; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»