

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

3

НАУКА · 1991

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В ЯНВАРЕ 1965 ГОДА

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАЙ ИЮНЬ

МОСКВА · «НАУКА»

№ 3, 1991

Редакционная коллегия

Главный редактор **Ю. М. Пушаровский**
Зам. главного редактора **А. А. Моссаковский**
Ответственный секретарь **В. С. Буртман**
М. Е. Артемьев, Ч. Б. Борукаев, А. Л. Книппер, В. И. Коваленко,
Н. В. Короновский, Е. Е. Милановский, В. Д. Наливкин, А. С. Перфильев,
А. В. Чекунов, В. Н. Шолпо, А. Л. Яншин

Журнал «Геотектоника» публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магнетизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информации о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов.

Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями «Союзпечати» (№ 70228 в каталоге). Цена годовой подписки — 12 руб. 60 коп.

Зав. редакцией *М. Н. Шуплецова*
Научные редакторы *Н. Б. Заборовская, С. Г. Самыгин*
Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7
Геологический институт АН СССР
Телефон 230-81-77
telex: 411848 GIN SU
телетайп: 114092 ТЕТИС

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАЙ—ИЮНЬ

МОСКВА «НАУКА»

№ 3, 1991

СОДЕРЖАНИЕ

Чекунов А. В. Тектогенез больших глубин	3
Хераскова Т. Н. Формационный анализ покровно-складчатых областей	16
Соборнов К. О. Формирование складчато-надвиговой структуры Дагестанского клина	34
Савельева Г. Н., Савельев А. А. Хромиты в структуре офиолитовых ультрабазитов Урала	47
Егоркин А. В., Костюченко С. Л., Золотов Е. Е., Зюганов С. К., Луценко Т. Н. Глубинное строение зоны сочленения Казахской складчатой области и Западно-Сибирской плиты	59
Либерман С. М. Закономерности формирования олистостромовой толщи Северо-Западной Тувы	68
Баженов М. Л., Буртман В. С., Крежовских О. А., Шапиро М. Н. Палеотектонические реконструкции района сочленения Алеутской дуги и Камчатки	82
Сигачев С. П., Аль-Хатиб К. Покровные структуры в юго-западных Пальмирах (Сирия)	98
Борисова И. А. Аномалии глубин северной части Индийского океана	105

Краткие сообщения

Отмас А. А., Прищепа О. М. О тектонической приуроченности локальных поднятий в платформенном чехле	117
Капун О. В., Жаворонкин В. И., Одринская И. С. Системы разломов Днепровско-Донецкой впадины	120
Владимир Владимирович Белоусов	125

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR G E O T E C T O N I C S

MAY—JUNE

MOSCOW

№ 3, 1991

CONTENTS

Chekunov A. V. Tectogenesis at large depths	3
Kheraskova T. N. Formational analysis of fold-nappe structures	16
Sobornov K. O. The formation of fold-nappe structure of the Dagestan Wedge	34
Savelyeva G. N., Savelyev A. A. Chromites in ophiolitic ultramafics of the Urals	47
Yegorkin A. V., Kostyuchenko S. L., Zolotov Ye. Ye., Zyuganov S. K., Lutsenko T. N. Deep structure of the convergence zone of the Kazakh fold belt with the West-Siberian plate	59
Liberian S. M. The olistostrome sequence formation in North-Western Tuva	68
Bazhenov M. L., Burtman V. S., Kreshovskikh O. A., Shapiro M. N. Paleotectonic reconstructions of the Aleutian arc — Kamchatka convergence zone	82
Sigachev S. P., Al-Khatib K. Nappe structures in the South-West Palmyrides (Syria)	98
Borisova I. A. Depth anomalies in Northern part of the Indian Ocean	105

In Brief

Otmas A. A., Prishchepa O. M. Tectonic assignment of local uplifts in the platform cover	117
Kapun O. V., Zhavoronkin V. I., Odrinskaya I. S. Fault systems of the Dnepr-Donets basin	120
<u>Vladimir Vladimirovich Belousov</u> 	125

The English edition of the GEOTECTONICS (ISSN 0016—8521) is published by the American Geophysical Union and Geological Society of America. Send orders and inquiries to American Geophysical Union: 2000 Florida Avenue, N. W., Washington D. C. 20009 USA.

УДК 551.24

© 1991 г.

ЧЕКУНОВ А. В. ТЕКТОГЕНЕЗ БОЛЬШИХ ГЛУБИН

Тектонический импульс рождается в глубоких этажах тектоносферы и в астеносфере, затем распространяется вверх, вызывая напряжения и сейсмичность в литосфере. В верхних этажах вертикальный подъем сменяется горизонтальными движениями, что приводит к латеральному перераспределению материала внутри структурно-вещественных комплексов. Чем ближе эти комплексы к астеносфере, тем больше перераспределение. Основными носителями тектонической активности являются астенолиты. В их развитии выделяется активная и пассивная стадии. Астенолиты растаскивают, раздвигают в стороны литосферу, образуя в ней структуры растяжения и насыщая магматическим материалом преимущественно основного состава. На периферии происходит сжатие с утолщением коры, перекрытием литопластин, образованием аккреционных линз, возникновением реликтовой сейсмичности и т. д. Астенолиты отличаются по размеру, форме, времени и особенностям формирования. Они образуют иерархическую последовательность от гигантских вертикальных струй, рождающихся на границе ядра и мантии, до элементарных интрузий мантийного происхождения в коре. Тектоносфера — стратифицированная по плотности среда, в которой, подобно гидросфере и атмосфере, возможна генерация внутренних волн. Этому способствуют неоднородность строения и неизотропность распределения напряжений. Места генерации внутренних волн тяготеют к районам активной тектоники. Идея внутренних волн может быть использована для объяснения региональной цикличности осадконакопления.

*Chekunov A. V. Tectogenesis at large depths. Geotectonics. 1991. № 3. The tectonic impulse in generated in the tectonosphere deep levels and in the asthenosphere, then it spreads in the upward direction giving rise to stress and seismicity in lithosphere. In the upper horizons the vertical trend is replaced by horizontal movements so leading to lateral redistribution of the substance inside the structure and composition of the complexes. The closer these complexes are to the asthenosphere, the greater is the redistribution. Asthenoliths are main bearers of tectonic activity. Active and passive stages are identified in the development. Asthenoliths pull the lithosphere asunder, making it spread in different directions and so form in it spreading structures being filled with magmatic material mostly of basaltic composition. The periphery is marked by compression parallel with crust thickening, lithosphere overlapping as well as with the formation of accretionary lenses and the appearance of relict seismicity etc. Asthenoliths vary in size, shape, time of formation and its specific features. They make up a hierarchic succession from gigantic vertical jet flows appearing at the border between the nucleus and the mantle, and up to elementary intrusions of mantle origin in the crust. Tectonosphere is a density stratified medium which provides for a possible generation of inner waves just like hydrosphere and atmosphere. The structural heterogeneity and non-isotropic stress distribution contribute to it. The places of the generation of inner waves are assigned to tectonically active zones. The conception of inner waves may be used to explain regional sedimentation cycles.**

Внимание тектонистов привлечено преимущественно к горным районам планеты, где вследствие глубокого денудационного среза выведены на поверхность и доступны непосредственному изучению структурно-вещественные комплексы земной коры. В таких районах с резким рельефом и впечатляющими ландшафтами эти комплексы имеют, как правило, очень сложное покровно-складчатое строение с интенсивной дисгармонией, несогласиями, дроблением и т. п. С такими районами обычно соседствуют равнинные или морские пространства, трудные для изучения, но внешне просто построенные, как бы символизирующие тектоническое спокойствие и уравновешенность.

* С данного номера в журнале публикуются резюме на английском языке. На три статьи в этом номере английские резюме не публикуются по техническим причинам.

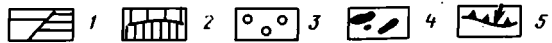
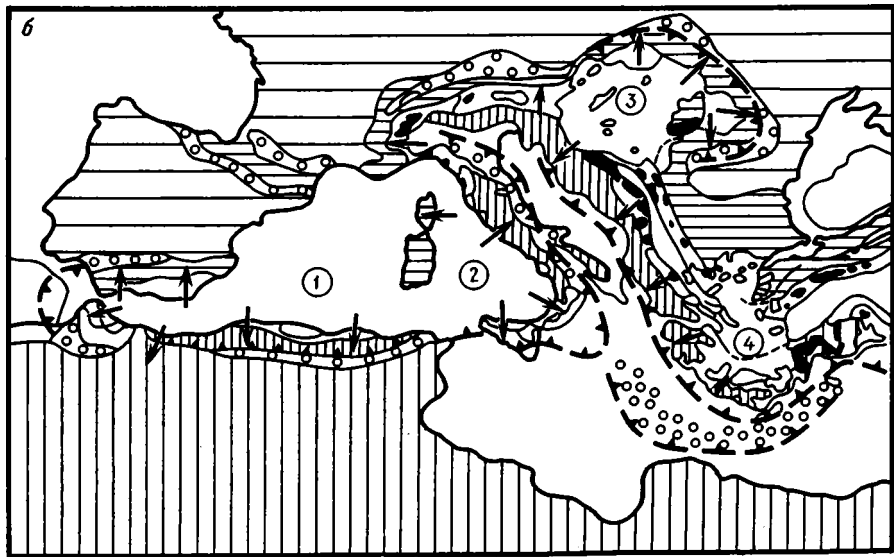
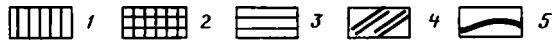
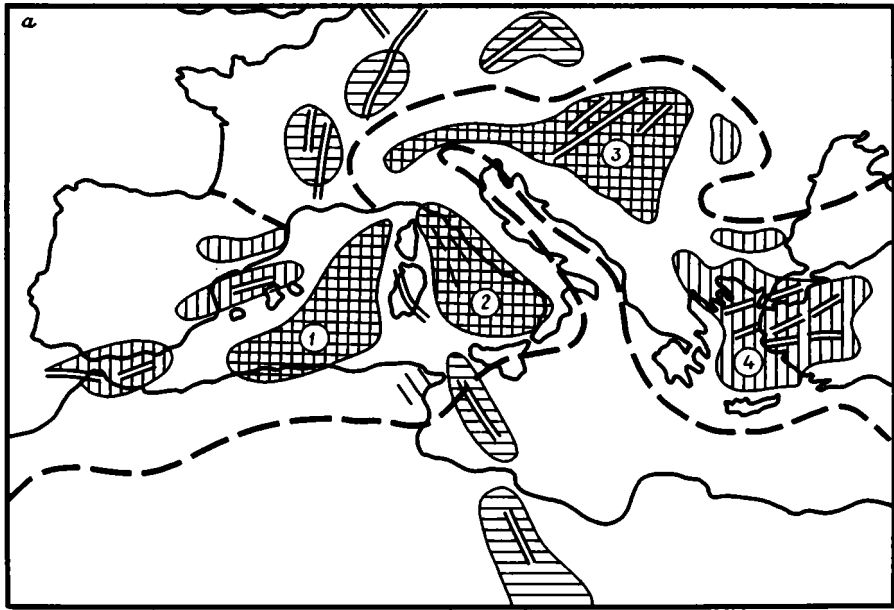


Рис. 1. Тектонические депрессии над астенолитами Средиземноморского альпийского пояса Европы [10] (а) и направление латерального перемещения материала по их периферии (стрелки) [29] (б)
 а: 1—3 — мантийные диапиры: 1 — в Средиземноморском поясе, 2 — то же, наиболее продвинувшиеся в развитии, испытавшие глубокое опускание с конца миоцена, с сильно утоненной, растянутой и переработанной континентальной корой, 3 — в пределах обрамляющих платформ; 4 — грабены; 5 — границы Средиземноморского пояса. б: 1 — европейский и 2 — африканский форланды и их деформированные (частая штриховка) окраины; 3 — молассовые передовые прогибы и Средиземноморской хребет; 4 — реликты океанической коры; 5 — внешний фронт аллохтона и направление перемещения покровов. Астенолиты (цифры в кружках): 1 — Альборанско-Южно-Балеарский, 2 — Тирренский, 3 — Паннонский, 4 — Эгейский

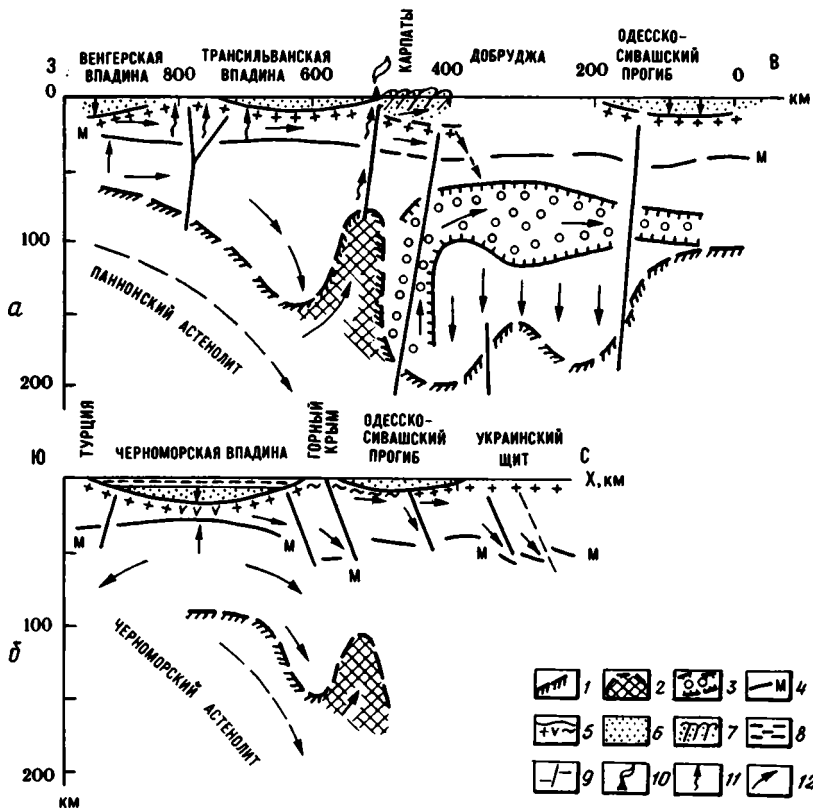


Рис. 2. Паннонский (а) и Черноморский (б) астенолиты, а также производные от них мантийные диапиры и апофизы

1 — поверхность астеносферы; 2 — производные («дочерние») мантийные диапиры; 3 — сублиторальные апофизы (силлы); 4 — раздел М; 5 — фундамент различного состава и возраста; 6 — осадочный слой; 7 — покровно-надвиговые структуры; 8 — водный слой; 9 — разломы; 10 — плюцен-четвертичные вулканы; 11 — внедрение магмы; 12 — перемещение материала в тектоносфере

Сочетания подобных разнохарактерных структур создали представление о том, что горные районы являются средоточием геодинамической активности и катаклизмов, а сопряженные с ними равнинные пространства и акватории — областями лишь пассивных компенсационных опусканий и тектонической вялости.

В последнее время геофизикой широко изучались низы земной коры, подкоровая литосфера и астеносфера, т. е. глубокие этажи тектоносферы. В результате получены данные, позволяющие ставить вопрос о серьезном пересмотре подобных представлений. Есть основания считать, что центры активности расположены как раз под впадинами, а не под горными сооружениями, которые по отношению к первым являются, по-видимому, лишь периферическими производными образованиями.

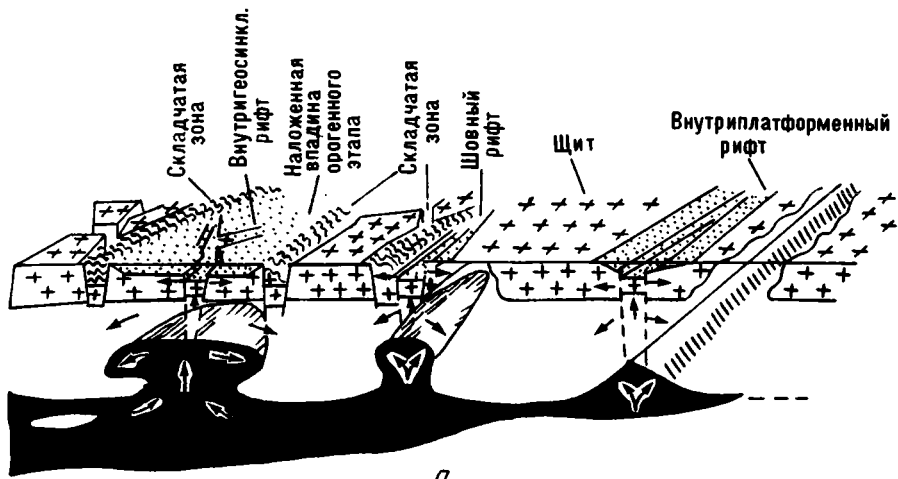
Рассмотрим ситуацию в альпийском поясе Европы — колыбели классических канонов геологии. Здесь в той или иной степени глубинной геофизикой изучены практически все горные сооружения и депрессии [13, 14, 27 и др.]. Оказалось, что строение литосферы и тектоносферы под ними до глубин по меньшей мере 200—300 км сильно различается. Под депрессиями ниже подошвы земной коры (раздела М), на глубинах 60—250 км, отвечающих поверхности астеносферы, обнаружены рельефные хорошо выраженные структуры больших размеров — астенолиты (рис. 1, 2). Амплитудная выразительность этих структур в несколько раз больше, чем у структур литосферы, с которыми они на разных глубинных

уровнях находятся в различных геометрических соотношениях [24]. По площади они также крупнее и охватывают обширные пространства, явно тяготея при этом к конкретным приповерхностным структурам. Сейсмологическими исследованиями установлено, что с глубиной области пониженных скоростей распространения сейсмических волн, которые соответствуют астенолитам, расширяются, имея тенденцию к слиянию на отметках 200—250 км в единый астеносферный слой [3].

Описываемые глубинные астеносферные структуры молоды, возраст их отвечает альпийскому геотектоническому циклу, прежде всего его орогенной стадии, начало которой датируется концом палеогена. Они «живы» и сейчас, о чем свидетельствует их современная геодинамическая активность. Над ними образовалась серия тектонических депрессий: Альборанско-Южно-Балеарская, Тирренская, Паннонская, Эгейская, Черноморская и др. В целом им свойственны: 1) поднятое положение разогретой, разуплотненной, низкоскоростной и хорошо проводящей астеносферы, находящее отражение в наблюдаемых геофизических полях; 2) уменьшенная толщина земной коры с редуцированными вплоть до уничтожения слоями ее консолидированной части, особенно «гранитным»; 3) наличие в верхах коры мощного мало уплотненного осадочного чехла, накопившегося геологически быстро; 4) широкое развитие молодого вулканизма преимущественно основного состава; 5) общая обстановка растяжения и деструкции с образованием многочисленных сбросов, структур проседания, рифтов; насыщением коры глубинным материалом с образованием промежуточных магматических очагов, зон инверсий скорости сейсмических волн, неглубоких высокопроводящих слоев и т. п.; 6) высокая современная подвижность коры и активная сейсмичность литосферы в целом, в основном по периферии. Эти особенности можно рассматривать как характерные признаки астенолитов вообще.

Астенолиты и сопровождающие их магматические диапиры являются основными носителями тектонической активности и эндогенного оруденения, транспортирующими их из мантии [23]. Они зарождаются в астеносфере, роль которой очень существенна. Астеносфера — не только основной «возбудитель», генератор тектонической активности, но в то же время, через механизм изостазии, — «успокоитель», амортизатор возникающих при тектогенезе плотностных «возмущений», в ней происходят разные превращения вещества, его конвективные и адвективные перемещения и т. д. Она является также динамической системой, меняется во времени и пространстве. Процессы в ней то активизируются, то затухают, вызывая соответствующие эффекты в верхних геологических этажах земной коры. Активизация приводит к интенсивному тектогенезу, прогреву литосферы, обильному магматизму и метаморфизму; затухание процессов — к режиму платформы. Функционирование астеносферы определяется периодически повторяющимся накоплением и сбросом тепла, обуславливающими дискретность геологической истории, ее деление на геотектонические циклы и эпохи тектономагматической активизации. Геофизические данные показывают, что «возбуждение» глубинных геосфер на основных рубежах геологической истории охватывает огромные пространства, значительно превышающие контуры их очевидных приповерхностных проявлений.

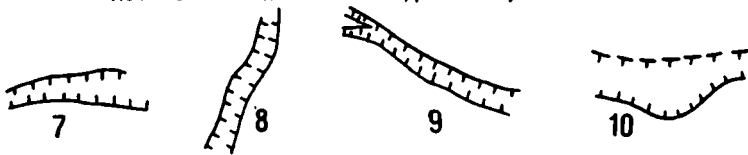
После завершения очередного цикла или эпохи активизация астеносферы истощается. Начинается следующая стадия накопления энергии. Разогрев рождает новые линзы и резервуары селективно и диффузно расплавленного вещества, способного к пластическому течению. Когда степень плавления становится достаточно высокой, а толщина расплавленной массы большой, в силу вступают законы гидродинамики. После достижения определенной критической разности температур на кровле и подошве возрожденной астеносферы в ней, по-видимому, возникает неустойчивость и образуются термоконвекционные вихри-ячейки. Увеличиваясь в количестве, они движутся вверх, в литосферу. Подчиняясь законам энергетической «выгоды», они стремятся принять форму округлых в плане колоннообразных «струй». Так возникают астенолиты.



АСТЕНОЛИТЫ ЦЕНТРОВ ДЕСТРУКЦИИ



АСТЕНОЛИТЫ ПЕРИФЕРИИ ДЕСТРУКЦИИ



ОБЛАСТИ ДЕСТРУКЦИИ С ОКРУГЛЫМИ АСТЕНОЛИТАМИ В ЦЕНТРЕ И ЛИНЕЙНЫМИ ПО ПЕРИФЕРИИ

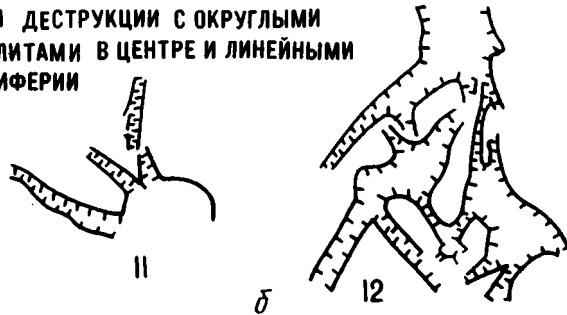


Рис. 3. Изменение формы астенолитов в зависимости от их массы, энергетического потенциала и геологической позиции в вертикальном срезе (а) и в плане (б)

1 — астеносфера; 2 — кристаллическая земная кора; 3, 4 — структуры: 3 — растяжения, 4 — сжатия; 5 — осадочный слой; 6 — перемещение материала. Астенолиты: 1 — Тирренский, 2 — Паннонский, 3 — Эгейский, 4 — Черноморский, 5 — Южно-Каспийский, 6 — Тунгусский, 7 — Альборанский, 8 — Рейнский, 9 — Днепровско-Донецкий, 10 — Енисейско-Хатангский, 11 — Прикаспийский, 12 — Западно-Сибирские

Их дальнейшая судьба неодинакова. Она зависит от массы, подвижности, энергетического заряда астенолита, характера перекрывающей литосферы и развитых в ней неоднородностей. Движущемуся вверх астенолиту приходится преодолевать сопротивление гетерогенного литосферного панциря, особенно толстого и прочного на континентах. Этот панцирь делится на этажи с различными реологическими свойствами, состоит из множества блоков и пластин различных размеров, конфигурации и массы, разделенных разломами всевозможных рангов и ориентации [18]. Проникая вверх, весьма пластичный астенолит не только разрушает литосферу, но и приспосабливается к ее неоднородностям, обтекая их, ветвясь, создавая апофизы, рождая магматические диапирсы (см. рис. 2) и др.

Сопоставление астенолитов, различающихся по массе, потенциалу и геологической позиции, показывает (рис. 3), что наилучшим образом им удается приблизиться к энергетически выгодной округлой форме только в эпицентрах глубинной активности, т. е. в срединных частях достаточно широких областей деструкции. Астеносфера здесь особенно мощная: она дробит, плавит литосферу, видоизменяет ее коренным образом. Астенолиты находятся тут в довольно свободном состоянии и «диктуют условия». Таковы уже названные астенолиты альпийского пояса Европы, создавшие на орогенной стадии ряд глубоких эллипсоидных или округло-угловатых наложенных депрессий (Южно-Балеарскую, Тирренскую, Эгейскую, Паннонскую, Черноморскую, Южно-Каспийскую и др.) [10, 20 и др.], в Урало-Монгольском складчатом поясе — геосинклинальные овалы концентрически-зонального типа (Джунгаро-Балхашский и др.) [5]. Прикаспийская впадина [16] и центры рифейско-палеозойских «звездчатых» рифтовых систем Западно-Сибирской плиты [9] также образованы астенолитами округлой формы. Под их влиянием по периферии возникли веерообразно расходящиеся в разные стороны и вырождающиеся с удалением рифтовые трещины-щели. Таких примеров много.

По мере удаления от эпицентров глубинной активности астеносфера утоняется, ее энергетический потенциал и способность к течению уменьшаются, астенолиты слабеют, им становится труднее преодолевать сопротивление литосферной покрывки и они все более приспосабливаются к ее неоднородностям, выскивая ослабленные зоны. При приближении к жестким массивам, окружающим область активной деструкции, а иногда и сохраняющимся в виде «останцов» внутри нее, астенолиты и создаваемые ими структуры приобретают в плане все более подчиненные вытянутые очертания. В предельном случае линейных рифтовых внедрений в тело платформ астенолиты вынужденно приобретают форму вырождающихся с расстоянием «гребешков» длиной иногда в многие сотни километров. Рифты платформ — не что иное, как порождение линейно деформированных астенолитов.

В эволюции астенолитов можно выделить две главные стадии (рис. 4) — активную и пассивную. В активную стадию происходит рост астенолита, его разогретое разуплотненное и весьма пластичное тело поднимается вверх, преобразуя литосферу и земную кору, разрушая, развивая ее в стороны с образованием рифтов и других структур растяжения, прогревая и насыщая основную магмой и мантийными флюидами. Кора становится тоньше, растрескивается, физические свойства и состав ее слоев меняются, сверху происходит прогибание, а в геосинклинальных трогах по периферии астенолита — сжатие. Подобная картина восстановлена для Казахстанско-Тянь-Шаньского геосинклинального овала [5] и раннепротерозойского Кировоградского протоастенолита Украинского щита [21]. Когда тепло достаточно прогреет земную кору, в ней возникают промежуточные очаги плавления, генерирующие магму палингенных гранитов.

Во вторую стадию астеносферный «гриб», исчерпав энергию и сравнявшись по плотности с окружающими породами, прекращает рост, а затем, по мере дальнейшего охлаждения, кристаллизации и уплотнения, погружается, увлекая

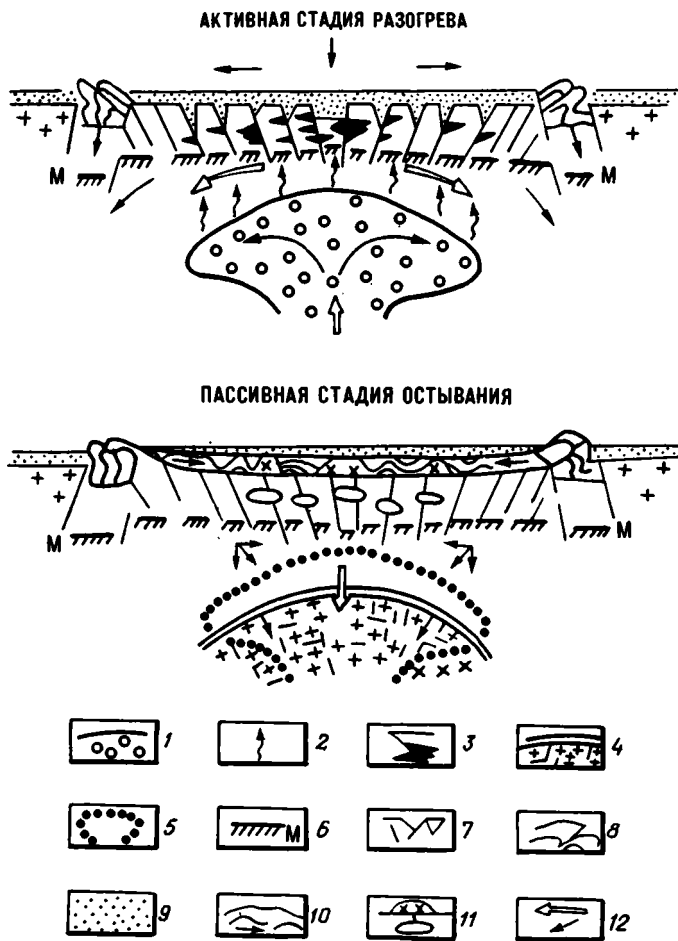


Рис. 4. Схема эволюции астенолита

1 — разогретый астенолит; 2 — генерация из магмы; 3 — базальтовые интрузии в коре; 4 — остывающий астенолит; 5 — его положение в активную стадию; 6 — раздел М; 7 — деструкция в коре; 8 — складчатость по периферии астенолита; 9 — осадочный комплекс; 10 — складчатость в осадочном комплексе активной стадии после ее завершения (стрелки показывают направление миграции складчатости); 11 — палингенные граниты и питающие их очаги; 12 — перемещение материала

за собой вышележащую литосферу. Вследствие уменьшения объема и погружения астенолита пространство сокращается и в покрывающих толщах возникают сжимающие напряжения. Они приводят к смятию отложившихся в активную стадию пород, при этом складчатость перемещается от периферии к центру наастенолитной области. В том же направлении мигрирует вулканизм.

Погружение астенолита приводит к опусканию поверхности и накоплению новых осадочных толщ, плащеобразно перекрывающих образования активной стадии с их рифтовыми и другими структурами растяжения. На платформах это послевлакогенные синеклизные отложения, в Западно-Сибирской впадине, например, — плитный чехол юрских и более молодых пород, в Паннонской впадине — послерифтовый комплекс мощностью 1,5—2 км, накопившийся за последние 10,5—11 млн. лет, в Черноморской впадине — послезоценовые отложения [15, 20].

Астенолиты прослеживаются на всем протяжении геологической истории, по крайней мере с раннего протерозоя, т. е. с момента, когда кора стала достаточно мощной и прочной, а астеносфера обозначилась четко. Пространственно

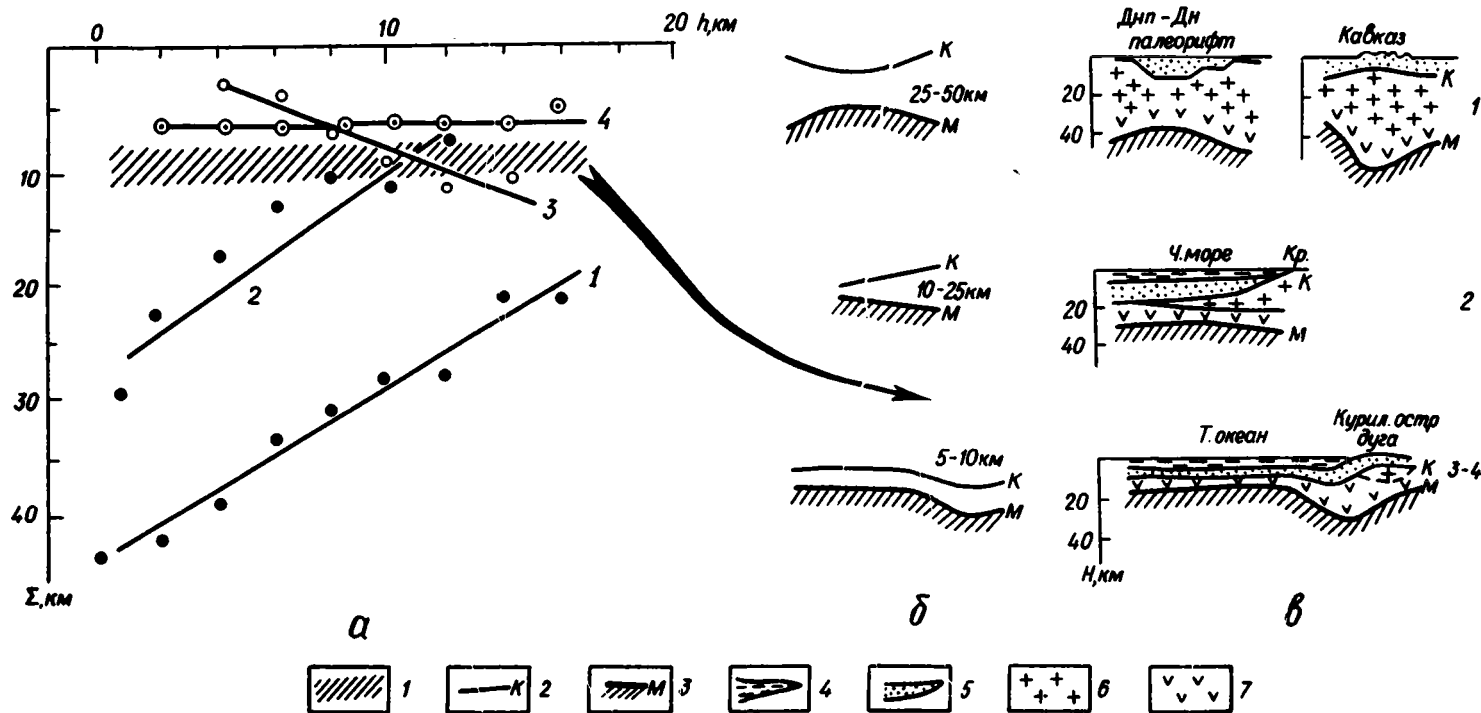


Рис. 5. Соотношения структурных форм кровли и подошвы консолидированной коры: *а* — в зависимости от ее мощности, *б* — наглядное изображение этих соотношений с указанием типичных значений мощности, *в* — конкретные примеры

1 — зоны смены знака соотношений с прямых на обратные (мощность консолидированной коры около 10 км). Стрелка на графике указывает место смены знака на конкретных разрезах; 2 — кровля консолидированной коры (фундамент); 3 — ее подошва (раздел М); 4 — водная оболочка; 5—7 — слои: 5 — осадочный, 6 — «гранитный», 7 — «базальтовый».

Цифры на рисунке — графики, обобщенные для: 1 — материков и шельфов (обратные соотношения), 2 — внутренних и окраинных морей, материковых склонов (то же, с иным градиентом), 3 — океанических котловин (прямые соотношения), 4 — глубоководных желобов (то же, без изменения мощности консолидированной коры). Буквы на рисунке: *h* — глубина до кровли консолидированной коры, Σ — ее мощность, *H* — общая толщина земной коры. Сокращения: Дни.-Дн. палеорифт — Днепровско-Донецкий палеорифт, Ч. море — Черное море, Т. океан — Тихий океан, Кр. — Крым, Курил. остр. дуга — Курильская островная дуга

они также широко распространены, их действием обусловлено формирование не только рассмотренных выше, но и других крупных структур, таких, как Тунгусская и Вилюйская синеклизы, Енисейско-Хатангская впадина Восточно-Сибирской платформы, Охотское, Японское и другие краевые моря. Значение астенолитов подчеркивается общей генетической связью с ними рифтогенеза — одного из ведущих геологических процессов в формировании и развитии Земли.

Астенолиты различаются не только по форме, времени и особенностям становления, но и размерами, масштабами проявления. Градации велики, вероятно, они связаны с глубиной генерации астенолитов и величиной вовлекаемых в процесс масс. В вершине астенолитной иерархии находятся гиганские вертикальные потоки вещества рождающиеся глубже астеносферы, на границе мантии и ядра Земли [1 и др.], поднимающиеся затем вверх, расходящиеся латеральными струями в стороны и рождающие тем самым океанические впадины с рифтовыми хребтами и спредингом. Менее значительные астенолиты создают все менее крупные структуры, отдельные магматические диапиры и т. д., вплоть до элементарных интрузий мантийного происхождения. По периферии астенолитов происходит сжатие с образованием утолщений земной коры, покровно-надвиговых комплексов, аккреционных линз, «реликтовой» сейсмичности, т. е. явлений, обычно используемых в арсенале тектоники плит.

Из недавно опубликованного в работе [12] рисунка видно, как в зависимости от энергетического потенциала, массы и эффективной плавучести меняется глубинный поток вещества, отделяющийся от поверхности земного ядра и поднимающийся вверх к литосфере. Обращает на себя внимание верхняя часть модели, где выше 200—220 км, соответствующих глубине мезосферы, обособляется автономный этаж с дробными наведенными астенолитными телами. Процессы и движения, происходившие в этом этаже, запечатлены в современных структурных соотношениях его границ. Изучая эти соотношения, можно, следовательно, с определенным приближением реконструировать кинематику глубинных механизмов, прежде всего распределение и трансформацию тектонических движений на разных глубинных уровнях.

Обобщение данных по астеносфере и менее глубоким поверхностям тектоносферы Юго-Восточной Европы, а также сопоставление с материалами по другим регионам мира позволили установить следующее [17, 24]: 1) размах рельефа основных границ тектоносферы быстро нарастает с глубиной [24]; 2) под океанами кровля астеносферы, раздел М и поверхность консолидированной коры залегают согласно (рис. 5); 3) под континентами кровля астеносферы залегают согласно с разделом М и антиформно с поверхностью консолидированной коры (рис. 6, в). В материковой тектоносфере, таким образом, даже в самом общем приближении выявляется по крайней мере два крупных несогласных структурных этажа, разграничение которых происходит внутри земной коры.

Соотношение 1) свидетельствует об определяющей активности астеносферы. Она генерирует основной тектонический импульс, распространяющийся затем вверх и обуславливающий деформации структурных этажей литосферы и их сейсмичность [22]. Закономерное уменьшение амплитуд рельефа границ литосферы по мере приближения к дневной поверхности указывает на рассредоточение импульса, его дисперсное рассеивание. Как видно из рис. 6, в, подобные соотношения должны приводить к латеральному перераспределению материала внутри структурно-вещественных комплексов литосферы, тем большему, чем ближе к астеносфере они располагаются.

Закономерности 2) и 3) свидетельствуют о том, что при сравнительно небольшой толщине литосферы, свойственной океанам, астеносферный импульс охватывает всю ее толщу, вовлекая в ослабевающую по вертикали, но единую по знаку деформацию. На континентах же, где литосфера гораздо толще, прямое воздействие астеносферы распространяется лишь до нижних частей земной коры. Верхние более жесткие и пассивные этажи коры подвергаются опосредованным вторичным воздействиям. Неизбежным следствием этого является воз-

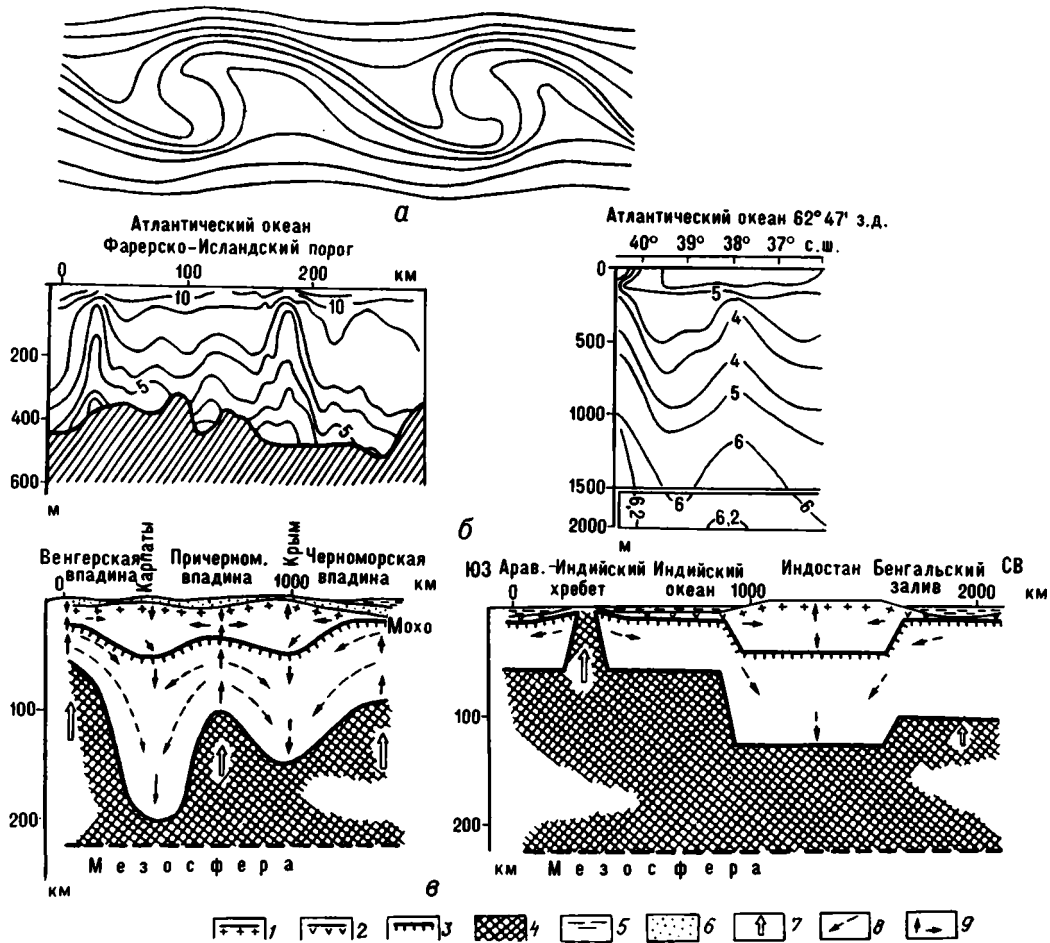


Рис. 6. Примеры внутренних волн: *а* — в атмосфере, *б* — в гидросфере, *в* — в тектоносфере *а*: изотермы в системе координат высота — время, построенные по данным измерений потока устойчиво стратифицированного газа в аэродинамической трубе [4]; *б*: слева — распределение температур ($^{\circ}\text{C}$) на разрезе вдоль гребня Фарерско-Исландского порога в Атлантическом океане, 2—3 сентября 1973 г. [28]; справа — распределение кислорода (в %) в Атлантическом океане на разрезе вдоль $62^{\circ}47'$ з. д., 21—23 февраля 1984 г. [6]; *в*: слева — обобщенный разрез тектоносферы Юго-Восточной Европы, справа — разрез тектоносферы вдоль геотрансекта Индийский океан — Индостан — Бенгальский залив [25]. 1, 2 — земная кора: 1 — кислого, 2 — основного состава; 3 — раздел М; 4 — астеносфера; 5 — водный, 6 — осадочный слой; 7—9 — движения: 7 — в астеносфере, 8 — в надастеносферной части мантии, 9 — в земной коре

никновение структурной дисгармонии, дифференцированного горизонтального перемещения горных масс с крупными латеральными срывами, проскальзыванием и т. п. отдельных литосферных пластин, структурно-вещественных комплексов, блоков одних относительно других. Не исключено, что именно с этим связаны некоторые специфические особенности средней части земной коры континентов в диапазоне глубин 10—25 км: слои с пониженными скоростями, раздел Конрада, резкое снижение количества разломов и их выполаживание и др.

Рассмотренные структурные и кинематические особенности тектоносферы позволяют оценить соотношение вертикальных и горизонтальных тектонических движений. Первопричиной растяжения, скучивания, латерального перемещения материала литосферы являются, несомненно, вертикальные движения, генерируемые астеносферой и реализуемые в астенолитах и мантийных диапирах. Вертикальные и горизонтальные движения закономерно сосуществуют, взаимо-

зависимы и неотделимы одни от других, так как проявление любого из них неизбежно порождает проявление другого. Взаимные трансформации разного масштаба происходят неоднократно, особенно между разными этажами тектоносферы. Можно привести огромное количество примеров подобных трансформаций, когда вертикальный подъем вещества в мантии обуславливает затем горизонтальные перемещения в земной коре, приводящие, в свою очередь, к вертикальным опусканиям поверхности с мощным осадконакоплением. Налицо, таким образом, принципиальная возможность совмещения идей фиксизма и мобилизма.

Сильно расчлененный рельеф астеносферы находится в резком несогласии с хотя пока и мало изученной, но более спокойной поверхностью мезосферы (см. рис. 6, в). В совокупности с мезосферой структурно-кинематический рисунок тектоносферы удивительно похож на вертикальные сечения внутренних волн в гидросфере и атмосфере (см. рис. 6, а, б) [2, 4, 6, 8, 11, 26 и др.]. Давно замечено, что в океане внутренние волны особенно сильно выражены на глубине. На дне моря они исчезают полностью, а на поверхности малы.

Внутренние волны в жидкой и газовой оболочках Земли удалось обнаружить лишь благодаря подвижности и чувствительности этих оболочек, а также скоротечности происходящих в них процессов, позволяющей человеку их непосредственно проследить. Обязательным условием возникновения внутренних волн является плотностная стратификация (расслоение) среды в поле силы тяжести. Стратифицированная по плотности среда представляет собой колебательную систему и может быть выведена из состояния равновесия действием внешних сил. Стратификация может быть устойчивой (плотность растет с глубиной) и неустойчивой (инверсия плотности). Последняя особенно благоприятна для образования внутренних волн.

Литосфера и астеносфера, как океан и атмосфера, стратифицированы по плотности, причем более контрастно. Кроме того, в них широко развита неустойчивая стратификация, что проявляется в многочисленных сейсмических волноводах, прослеженных почти повсеместно на самых различных глубинных уровнях коры и мантии. Независимо от природы волноводов они, как правило, сопровождаются понижением плотности.

Астеносфера вообще представляет собой стратифицированный волновод. Она наиболее благоприятна для образования внутренних волн, поскольку пластичнее и подвижнее литосферы (вязкость $10^{19} - 10^{20}$, $10^{25} - 10^{27}$ П·с соответственно). Начальный импульс могут создавать массы легкого нагретого материала (мегаастенолиты), поступающие в астеносферу с границы мантии и ядра Земли [1, 12 и др.]. Распространяясь вверх и в стороны, астеносферные волны генерируют производные движения (и внутренние волны второго и более высоких порядков) в перекрывающей литосфере.

Литосфера, впрочем, и сама может генерировать внутренние волны. Ее обычно рассматривают как инертную жесткую оболочку планеты (мантийный «шлак»), лишь пассивно перемещающуюся под действием внешних сил. В литосфере, однако, достаточно много сейсмических волноводов, а, как показывает сверхглубокое бурение [7], более плотные породы все время чередуются в разрезе с менее плотными. Гравитационная неустойчивость, таким образом, вообще рассеяна в геологической среде.

Тектоносфера в целом потенциально способна генерировать широкий спектр внутренних волн. Любые нарушения изостатической уравновешенности должны приводить к этому. Возникновению волн способствуют также чрезвычайная неоднородность строения тектоносферы [18, 19] и большие отклонения от изотропного распределения напряжений [1].

Резкие различия в вязкости флюидных и твердой оболочек Земли должны сказываться на длительности колебаний. Действительно, если длины волн во всех оболочках примерно одинаковы (десятки, сотни, редко тысячи километров), то периоды сильно различаются. Для атмосферы они составляют минуты и часы,

гидросферы — часы, недели, месяцы, тектоносферы, судя по геологической летописи, — тысячи и миллионы лет. Поскольку внутренние волны по своей природе являются гравитационными, очевидно, они должны возникать прежде всего там, где в тектоносфере происходят наибольшие отклонения от гравитационного равновесия. Это районы активного тектогенеза, контрастных быстрых движений и энергетичных инъекций глубинного материала (срединно-океанические хребты, островные дуги, орогены, рифты и др.). Генерация внутренних волн на контактах неоднородностей может происходить на любых глубинных уровнях и захватывать как всю тектоносферу, всю литосферу, всю кору, так и их отдельные структурно-вещественные комплексы или слои. Распространяться внутренние волны могут вдоль поверхностей разрыва плотности, волноводов и т. д.

Именно с внутренними волнами можно связать местную цикличность осадочных толщ с периодами от многих сотен до миллионов лет. Заманчиво, в частности, объяснить действием таких волн ритмичность флишевых и молассовых толщ с их высокочастотной сменой знака движений и условий осадконакопления. Генерировать волны в районах образования этих толщ могут зоны глубинных разломов под островными дугами и орогенами, где возникают ситуации сильно «возмущенной» тектоносферы.

Приведенный материал указывает на глубокое расположение источников тектонической энергии, глубинную «тектоническую радиацию», позволяет оценить ее вклад в общую «машину» тектогенеза и убедиться, что непосредственно наблюдаемая нами на поверхности тектоника — лишь легкая «збыль» над валами глубинного мантийного «океана».

Список литературы

1. Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
2. Бреховских Л. М. Океан и человек. Настоящее и будущее. М.: Наука, 1987. 304 с.
3. Гобаренко В. С., Николова С. Б., Яновская Т. Б. Строение верхней мантии Юго-Восточной Европы, Малой Азии и Восточного Средиземноморья по данным о невязках времен пробега Р-волн // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 8. С. 15—23.
4. Госсард Э., Хук У. Волны в атмосфере. М.: Мир, 1978. 532 с.
5. Зайцев Ю. А. Эволюция геосинклиналей. М.: Недра, 1984. 108 с.
6. Каменкович В. М., Кошляков М. Н., Монин А. С. Синоптические вихри в океане. Л.: Гидрометеониздат, 1987. 511 с.
7. Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1980. 490 с.
8. Краусс В. Внутренние волны. Л.: Гидрометеониздат, 1968. 272 с.
9. Кунин Н. Я., Самойлюк Л. А. Особенности строения и развития главных систем рифтов Западной Сибири по геолого-геофизическим данным // Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985. С. 25—42.
10. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез в подвижных поясах). М.: Недра, 1987. 298 с.
11. Миропольский Ю. З. Динамика внутренних гравитационных волн в океане. Л.: Гидрометеониздат, 1981. 202 с.
12. Пушаровский Ю. М., Новиков В. Л., Савельев А. А., Фадеев В. Е. Гетерогенность, мантии и конвекция // Геотектоника. 1989. № 5. С. 3—13.
13. Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наук. думка, 1978. 271 с.
14. Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований. Киев: Наук. думка, 1980. 206 с.
15. Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
16. Чекунов А. В. Внутриконтинентальные талассонды // Геол. журн. 1981. № 2. С. 102—103.
17. Чекунов А. В. Структурные особенности консолидированной земной коры как функция ее мощности // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1986. № 6. С. 21—23.
18. Чекунов А. В. Неоднородности тектоносферы // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1986. № 8. С. 25—29.
19. Чекунов А. В. Принципы строения и эволюции тектоносферы юга Европейской части СССР // Геотектоника. 1987. № 5. С. 25—41.
20. Чекунов А. В. Проблемы Черноморской впадины // Геофиз. журн. 1987. № 5. С. 3—25.
21. Чекунов А. В. Кировоградский протоастенолит // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1988. № 2. С. 29—33.
22. Чекунов А. В., Кучма В. Г. Тектоническая раздробленность земной коры и сейсмическая активность (на примере Украины) // Докл. АН УССР. 1979. Т. 245. № 6. С. 1472—1473.
23. Чекунов А. В., Оровецкий Ю. П. Астенолиты настоящего и прошлого // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1987. № 9. С. 32—35.

24. Чекунов А. В., Соллогуб В. Б. Соотношения границ и кинематики движений в тектоносфере // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1987. № 8. С. 27—30.
25. Чекунов А. В., Соллогуб В. Б., Старостенко В. И., Ханечко Г. Е., Русаков О. М. и др. Строение земной коры и мантии в зоне планетарного Индийского минимума геопотенциала // Геотектоника. 1984. № 1. С. 24—33.
26. Черкесов Л. В. Гидродинамика поверхностных и внутренних волн. Киев: Наук. думка, 1976. 364 с.
27. Alpine. Mediterranean Geodynamics // Geodynamics. Amer. Geophys. Union. Wash., D. C., 1982. № 7. 216 p.
28. Hansen B., Meincke J. Eddies and meanders in the Iceland-Faroe ridge area // Deep Sea Res. 1979. 26A. № 9A. P. 1067—1982.
29. Horvath F., Berckhiser H. Mediterranean back arc basins // Mediterranean Geodynamics. Geodynamics. ser. 1982. № 7. P. 141—173.
30. Makris J. Geophysical investigations of the Hellenides // Hamburger Geophys. Einzelschriften 34. Hamburg: Wittenborn, 1977. 124 p.

Институт геофизики
АН УССР, Киев, 252142

Поступила в редакцию
11.VI.1990

УДК 551.26.2

© 1991 г.

ХЕРАСКОВА Т. Н.

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Рассмотрены типовые формационные ряды, характеризующие геодинамические обстановки континентального шельфа, континентального склона и подножия, различных типов бассейнов с корой океанического типа, островной дуги, преддугового прогиба, а также аномальные формационные ряды, возникшие из-за тектонического совмещения двух или нескольких формационных рядов, образовавшихся в различных геодинамических обстановках. Показано, что вертикальный ряд формаций может или отражать эволюцию данного участка земной коры, или свидетельствовать о горизонтальном перемещении блока земной коры из одной геодинамической обстановки в другую. Подчеркнуто важное значение при анализе геологических разрезов исследования не только каждой формации, но и геодинамического смысла определенных сочетаний формаций.

Kheraskova T. N. Formational analysis of fold-nappe structures. Geotectonics. 1991. № 3. The paper considers type formational rows characterizing geodynamic settings of the continental shelf, continental slope and mountain foot, of various types of basins with the crust of the oceanic type, of island arc, forearc deep and of a number of anomalous formational rows resulted from converging two or several formational rows having originated in different geodynamic settings. It was shown that the vertical formational row can either reflect the evolution of the Earth crust in the given area or indicate horizontal displacements of a crust block from one geodynamic setting to another. It is emphasized in the paper that in analyzing geological sections and investigating each formation we should also take into consideration a geodynamic sense of certain formational combinations.

Для изучения тектонического развития какой-либо области, а также при металлогенических исследованиях широко используется учение о геологических формациях и комплекс представлений, связанных с этим термином. Понятие о геологических формациях введено в отечественную литературу Ф. Ю. Левинсон-Лессингом в 1937 г., затем учение о геологических формациях развивалось большой плеядой советских ученых, особенно в 50—60-х годах. При этом каждый крупный исследователь несколько по-разному подходил к изучению формаций и вкладывал несколько иной смысл в это понятие, что в свое время вызывало многочисленные дискуссии.

С тех пор прошло много времени, накопился огромный новый фактический материал по генезису и обстановкам накопления осадков и вулканитов, особенно в океанах; произошла ломка геологического мировоззрения в связи с переходом к мобилистским концепциям в понимании развития Земли. Между тем учение о геологических формациях, разработанное в эпоху расцвета геосинклинальной теории в основном на примере изучения платформ и так называемых многогеосинклиналей, имеющих относительно простое строение, не претерпело существенных изменений и развивалось либо по линии классификации [9], либо по пути детального изучения конкретных формаций и литофациальных обстановок их накопления [9; 30, 34, 39, 42, 45].

Геологические формации — понятие во многом тектоническое. Перенос основной массы исследований в области с чрезвычайно сложным покровно-складчатым строением, попытки расшифровать историю их развития с мобилистских позиций требуют переосмысливания основных положений учения о геологических формациях и переоценки различных подходов в их изучении. Такая работа до сих пор не была проделана, поэтому многие геологи в последнее

время избегают употреблять термин «формация» и мало применяют методы формационного анализа, хотя знание геологических формаций, особенно формационных типов, или абстрактных формаций в понимании Н. П. Хераскова [43], позволяет более обоснованно проводить палеотектонические и палеогеографические реконструкции. В предлагаемой статье предпринята попытка восполнить этот пробел.

УЧЕНИЕ О ФОРМАЦИЯХ И МОБИЛИЗМ

В 50—60-е годы наметились два главных подхода в выделении и изучении геологических формаций: «парагенетический» и «генетический». Наибольшую известность среди тектонистов получило парагенетическое направление благодаря исследованиям Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, В. А. Кузнецова и др. [18, 43, 50]. Их представления нашли отражение в создании ряда тектонических карт Советского Союза, Европы и Евразии. По Н. С. Шатскому, «геологическими формациями называются такие естественные комплексы, сообщества или ассоциации горных пород, отдельные части которых (породы, слои, отложения) тесно, парагенетически связаны друг с другом как в возрастном (переслаивание, последовательность), так и пространственном отношении (фациальные смены и др.)» [50, с. 53]. Формации при этом связывались с тектоническими структурами, конкретные формации — с конкретными структурами, а формационные типы — с типами структур. Формации, свойственные одной структуре, образуют закономерный ряд, отражающий развитие структуры.

При парагенетическом подходе очень плодотворным оказалось выделение формаций как устойчивых парагенезов пород, повторяющихся во времени и пространстве. Это давало возможность отделить настоящие формации от случайных сочетаний пород в зонах фациональных замещений одной формации другой, в результате покровообразования и пр. Кроме того, устойчивое, часто встречающееся сонахождение пород (парагенез) чаще всего рассматривалось как соприкосновение. Такой подход позволил Н. С. Шатскому, опираясь на сравнительно небольшое количество фактов, выдвинуть гипотезы о вулканогенно-осадочном происхождении кремнистых пород, фосфоритов и марганцевых руд, что нашло подтверждение в настоящее время.

Очень важно при парагенетическом подходе выделение конкретных формаций как геологических тел [43], имеющих определенный возраст и местонахождение, и формационных типов или абстрактных формаций, объединяющих сходные конкретные формации независимо от их возраста и местонахождения. Как следствие стал развиваться сравнительный аспект формационного анализа, базирующийся на том, что сходные формации и сходные формационные ряды образовались в сходных тектонических условиях. Это позволяло сравнивать формационные ряды слабоисследованных регионов с рядами формаций хорошо изученных тектонических структур и достаточно надежно проводить тектоническое районирование.

В. В. Белоусов [2] и В. Е. Ханн [37], признавая, что формации являются естественными ассоциациями горных пород, парагенетически связанных друг с другом, подчеркивали, что каждая формация отвечает определенной стадии геотектонического цикла и определенной геотектонической зоне, т. е. подчеркивали необходимость изучения структурной позиции формаций.

Генетическое направление в учении о формациях развивалось в основном литологами — Н. М. Страховым [33], Н. Б. Вассоевичем [3], И. В. Хворовой [39], В. И. Поповым [24] и др. «Геологическая формация — это более или менее мощная толща осадочных пород, которая является естественным их сообществом или парагенезисом и отражает в своем составе длительно существовавшую физико-географическую обстановку и ее тектонический режим. Формация представляет собой ландшафтно-тектоническое сообщество пород» [33, с. 57].

Сторонники этого направления подчеркивали важность изучения вещественного состава формаций, или литолого-фациальной характеристики и физико-географической обстановки их накопления. Ограниченность генетического направления заключалась в недооценке тектонического фактора в накоплении формаций, а также в том, что в те годы, когда осадки и вулканиты океанов были практически не известны, генезис ряда формаций решался весьма гипотетически, а подчас и ошибочно. Тем не менее сторонниками этого направления были сделаны прекрасные описания, ставшие классическими, отдельных конкретных формаций. Достаточно упомянуть работы Н. Б. Вассоевича и И. В. Хворовой по флишу, И. В. Хворовой по кремнистым, туфогенно-кремнистым формациям, В. И. Попова — по молассам.

Попробуем теперь взглянуть на геологические формации и формационные ряды с современных мобилистских позиций и современных знаний по строению покровно-складчатых сооружений, а также отдельных формаций.

Почти все исследователи определяют геологические формации как парагенез пород, а формационный ряд как парагенез формаций. Согласно фиксизмским представлениям, парагенез чаще всего, особенно вслед за Н. С. Шатским, понимался как сопроисхождение. Это логически вытекало из представлений о том, что в процессе геологического развития и накопления формаций сохранялось единство места. С точки зрения же мобилистских представлений устойчивое сонахождение пород (парагенез) может объясняться различными причинами и сопроисхождение является лишь частным случаем. Например, среди флишоидных толщ часто присутствуют блоки рифогенных известняков. Чаще всего эта ассоциация описывалась как карбонатно-терригенная формация. Между тем терригенные породы в этой ассоциации представлены достаточно глубоководными турбидитами, а рифогенные известняки формировались в мелководных условиях и затем оползли в более глубоководную часть бассейна. Следовательно, этот устойчивый парагенез образуют осадки, сформировавшиеся в резко различной геодинамической обстановке. Чаще всего они отличаются и по возрасту. Терригенный член парагенеза является автохтонным, карбонатный — аллохтонным. Однако весь парагенез в целом очень распространен и является комплексом-показателем континентальных склонов и подножий пассивных окраин. Еще более сложными и гетерогенными парагенезами характеризуются олистостромовые комплексы. То же самое можно сказать и о парагенезе формаций. Их сонахождение может быть связано с тектоническим совмещением при покровообразовании или с гравитационным оползанием. Таким образом, парагенетический подход, несмотря на ряд ценных находок, таит в себе недостатки и опасности ошибок, связанные с недооценкой роли структурных и литолого-фациальных (генетических) исследований для понимания строения конкретные формаций, их сочетаний и места в современной и древней тектонической структуре.

Направленный ряд формаций с точки зрения фиксизма позволял говорить об эволюции геологической структуры или стадиях геотектонического цикла. Но по мобилистским представлениям вертикальный ряд формаций в некоторых случаях отражает эволюцию структуры, в других — показывает передвижение плиты из одной геодинамической обстановки в другую или из одной палеоклиматической зоны в другую, в третьих — образуется при тектоническом совмещении двух или нескольких формационных комплексов, возникших в различных геодинамических обстановках. Более того, сходные вертикальные формационные ряды могут возникнуть различными способами. Примером может быть распространенная последовательность: офиолиты — флиш — моласса. Такая последовательность наблюдается: 1) при проградации континентального склона пассивной окраины, как в северной части Индийского океана; 2) при кратковременном спрединге и возникновении неширокого бассейна с корой океанического типа, который с течением времени может заполниться турбидитами (флишем), затем при сжатии — молассами (некоторые окраинные моря в Юго-

Восточной Азии); 3) при океанском спрединге, когда толентовые базальты формируются в зоне спрединга, а пелагические осадки на абиссальной плите — при отодвигании ее от этой зоны; флиш начинает перекрывать пелагические осадки, когда плита придвигается ближе к зоне субдукции и попадает в область накопления обломочного материала, сносимого с островной дуги. Наконец, сходный ряд может возникнуть при образовании аллохтонной пластины офиолитов, надвигающейся на континентальный склон. Попав в условия континентального склона, пелагические осадки из обдуцированного офиолитового разреза начинают перекрываться турбидитами. При дальнейшем продвижении аллохтонной пластины на шельф турбидиты могут смениться эпиконтинентальными терригенными отложениями.

Как уже говорилось, тесный парагенез формаций может возникнуть при тектоническом совмещении двух или нескольких формационных рядов, образовавшихся в разных геодинамических обстановках, — например формационного ряда шельфа и океанического бассейна. Такие ряды отличаются аномальностью своего строения не только благодаря тому, что в них присутствуют противоестественные ассоциации пород (скажем, приведены в соприкосновение мелководные и глубоководные осадки), но и из-за того, что при тектоническом скучивании образуются специфические формации, не свойственные каждому формационному ряду в отдельности. Наиболее ярким примером подобных формаций являются полимиктовые олистостромы, некоторые рассмотренные ниже офиолитокластовые толщи и пр. Очень специфические образования возникают при пододвигании неуплотненных осадков под уплотненные, когда проявляется глиняный диапиризм и формируются брекчии, похожие на олистостромовые.

Трудности с интерпретацией реальных формационных рядов покровно-складчатых областей этим не исчерпываются. Не менее сложно обстоит дело с определением формы и размера формационных тел. Так, в зонах субдукции происходит поглощение океанической коры, поэтому в аллохтонных пластинах и аккреционных призмах сохраняются лишь реликты океанических формаций, по которым нельзя объективно судить о их форме и строении. Кроме того, при расколе континентов некогда единые формации оказываются разобщенными, а их фрагменты удалены на большие расстояния друг от друга или растащены по нескольким тектоническим пластинам. Воссоединить некогда единое тело, что очень важно при палеотектонических реконструкциях, невозможно, не зная особенностей строения формационного типа, или абстрактной формации. То же самое можно сказать и о некогда единых вертикальных или латеральных формационных рядах.

Из всего перечисленного следует, что для правильного понимания и расшифровки реальных разрезов, наблюдаемых в областях покровно-складчатого строения, необходим комплексный подход и сочетание литолого-фациального, петрологического и геохимического изучения каждой формации как устойчивого парагенеза пород. Исключительно важное значение имеет выяснение геодинамических причин смены одной формации другой, а также применение методов сравнительного формационного анализа, основанного на сопоставлении с хорошо изученными формационными рядами, особенно характеризующими современные геодинамические обстановки, на параллелях с которыми построены все последние тектонические концепции. Ниже рассмотрены главные типы таких рядов, а также приведены примеры формационного анализа нескольких реальных разрезов, известных в различных покровно-складчатых сооружениях.

ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ ГЛАВНЫХ ТИПОВ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Формационные ряды континентального шельфа (рис. 1, разрез 1) обычно начинаются с кварцево-аркозовой или олигомиктовой кварцевой (фаллаховой, по Б. М. Келлеру) формаций, залегающих резко несогласно на гранитизиро-

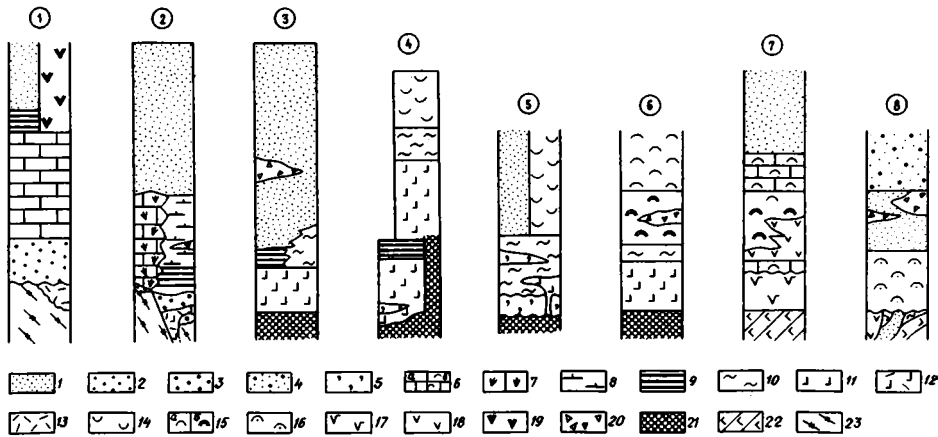


Рис. 1. Главные типы формационных рядов: 1 — шельфа, 2 — рифтогенной континентальной окраины, 3 — континентального подножия, 4—6 — бассейнов с океанической корой, 7 — энсиматической островной дуги, 8 — преддугового прогиба

1—20 — формации: 1 — терригенная флишевая или флишоидная, 2 — кварцево-аркозовая и фаллаховая, 3 — терригенные грабенные, включая спаргамитовую и эвапоритовую, 4 — пестроцветная молассовая, 5 — офиолиткластовая, 6 — мелководные карбонатная, терригенно-карбонатная или кремнисто-карбонатная (а), карбонатно-туффовая (б), 7 — рифовая, 8 — карбонатных турбидитов, 9 — черносланцевые кремнистая, карбонатная-кремнистая или глинисто-кремнистая, 10 — пелагические карбонатная, кремнисто-карбонатная, глинисто-кремнистая или яшмовая, 11 — базальтовая второго слоя океанической коры, 12 — контрастная базальт-риолитовая или базальтовая субшелочная, 13 — порфировая, 14 — кремнисто-туффовая и терригенно-кремнисто-туффовая, 15 — вулканогенно-тефрогенно-флишевая среднего (а) и кислого (б) составов, 16 — вулканогенно-терригенно-флишевая, 17 — марианит-бонинитовая, базальт-андезитобазальтовая или контрастная риолит-базальтовая, 18 — непрерывно дифференцированная андезитовая, 19 — непрерывно дифференцированная субшелочная, 20 — олистостромовая; 21 — офиолиты третьего слоя океанической коры или серпентинитовый меланж; 22 — метаморфизованные офиолиты; 23 — гранитизированные породы континентальной коры

ванном складчатом основании или орогенном комплексе (порфировой формации) континентальной стадии развития региона. С кварцево-аркозовой формацией может быть тесно связана эвапоритовая, как, например, на западе Австралии [38]. Выше залегает существенно карбонатная (терригенно-карбонатная или кремнисто-карбонатная) мелководно-морская формация, нередко фосфатоносная или бокситоносная [13, 26]. Вместе с кварцево-аркозовой и фаллаховой формациями они образуют типичную трансгрессивную серию. При колебаниях уровня океана таких серий может быть несколько, причем вверх по разрезу увеличиваются зрелость обломочного материала и степень его окатанности. Примером такого формационного ряда могут служить разрезы северного шельфа о-ва Куба [66], п-ова Флорида [51], поднятия Лорд-Хау (скв. 207), Южно-Тасманского хребта (скв. 281) [25], разрезы венда — раннего кембрия Дзобханского, Тувино-Монгольского, Актау-Моинтинского массивов каледонид [13, 45, 48] и др. Разрез внешней части шельфа отличается появлением более глубоководных (вплоть до турбидных) фаций в кварцево-аркозовой формации, а также широким развитием в карбонатной формации рифовых фаций, мигрирующих с течением времени в сторону океана.

Завершается формационный ряд шельфа континентальных окраин по-разному. В одних случаях кремнисто-карбонатная формация сменяется черносланцевой карбонатно-глинистой, карбонатно-кремнистой (черные, черно-зеленые кремни, реже красные радиолариты) пелагическими формациями, затем существенно олигомиктовой кварцевой или кварц-полевошпатовой флишоидными формациями [29, 45, 70] и др. Появление этих комплексов, видимо, фиксирует блоковое погружение края шельфа и превращение его в террасу континентального склона, а также отражает увеличение зрелости океанического бассейна

и разработанность речной сети на континенте. В других случаях флишевая формация имеет вулканомиктовый или тефрогенный и кремнисто-туффовый состав [48]. Это соответствует превращению шельфа пассивной окраины в эпиконтинентальный окраинный бассейн активной окраины. При превращении пассивной окраины в активную может проявиться вулканизм (андезитовая, андезито-базальтовая субщелочная формация) [14]. Нередки случаи, когда формационный ряд континентального шельфа завершается появлением полимиктовых олистостром. Примером может служить южная окраина Северо-Американского континента, обнажающаяся в центральном сегменте о-ва Куба [35]. Формирование олистостром отражает процесс покровообразования, проявившийся в результате столкновения пассивной окраины или с островной дугой (вулканомиктовый состав матрикса), или с другим континентальным массивом (полимиктовый состав матрикса). Таким образом, верхние члены формационного ряда континентальных окраин отражают смену геодинамической обстановки шельфа существенно иной геодинамической обстановкой.

Довольно часто край шельфа пассивной окраины нарушен рифтогенными структурами. При этом формационные ряды значительно усложняются (см. рис. 1, разрез 2), поскольку возникает сложный горст-грабенный рельеф или чередование асимметричных поднятий и депрессий-ловушек. На поднятиях широкое распространение получает рифовая формация. Для смежных депрессий, имеющих рифтогенное происхождение или возникающих при запрокидывании блоков кристаллического фундамента в результате смещения по литрическим сбросам, характерны формация пелагических микритовых известняков, часто углеродистых, формация карбонатных турбидитов или комплексы конденсированных металлоносных углеродистых кремнистых осадков с отдельными горизонтами карбонатных турбидитов. Все эти ассоциации могут включать мономиктовые карбонатные олистостромы, а также одиночные глыбы рифогенных известняков, оползневые тела мелководных карбонатных осадков и карбонатных брекчий. Примерами могут служить позднекайнозойские разрезы у побережья Калифорнии [64], венд-кембрийские отложения Батеневского микроконтинента в каледонидах Сибири [46], девонская окраина Рейнской зоны [30]. В зонах наибольшего рифтогенеза может проявиться вулканизм — контрастная риолит-базальтовая или базальтовая формации повышенной щелочности [44]. С этими вулканидами обычно связана дайково-силловая серия [69], пронизывающая гранитизированное основание и шельфовые осадки.

Формационные ряды континентального склона и подножия образуются в глубоководной обстановке, где накапливаются огромные количества терригенного материала [21], растительные остатки и бентосная фауна, приносимые с шельфа различными автокинетическими потоками (турбидными, пастообразными и др.), а также в результате действия подводных оползней и обвалов [56, 59, 62, 71] преимущественно в периоды низкого стояния океана. Наиболее типичными формациями являются флишеидная и флишевая (см. рис. 1, разрез 3). Преобладают глинистые породы, кварцевые, кварц-полевошпатовые граувакки, которые могут включать комплексы олигомиктовых олистостром, образующиеся в результате оползневых процессов на склоне, а также прослой пелагических известняков и кремнистых пород, особенно во внешней части континентального подножия. Чаще всего формационный ряд состоит из офиолитовой ассоциации и флишеидной олигомиктовой или полимиктовой формации, представляющей собой отложения подводной долинововерной системы. Турбидиты отличаются большей дистальностью по сравнению с теми, которые развиты на террасах континентального склона. Нередко наблюдается увеличение грубости обломочного материала снизу вверх по разрезу, что объясняется не обмелением бассейна, а проградацией континентального склона по мере его развития. Примерами могут служить мощнейшие терригенные комплексы Атлантического и Индийского океанов [17, 21], горно-алтайская серия среднего кембрия — нижнего ордовика, широко развитая в ка-

ледонидах Сибири [4]. На континентальных подножиях, прилегающих к карбонатным шельфам, широко развита также формация карбонатных турбидитов (карбонатный флиш), содержащая в качестве второстепенных членов, с одной стороны, кварцевые турбидиты, с другой — горизонты кремнистых пород. В качестве примера укажем на осадки, развитые на континентальном подножии п-ова Флорида и у Багамской банки [68], а также силурийские отложения Северной Гренландии [61], венд-раннекембрийские отложения в Джидинской зоне Монголии [48]. Карбонатные турбидиты имеют меньшую мощность и меньшую площадь распространения по сравнению с терригенными турбидитами.

Формационные ряды бассейнов с корой океанического типа показаны на разрезах 4—6 (см. рис. 1). Наиболее ярко эту обстановку характеризует офиолитовая ассоциация, которая обычно хуже всего сохраняется в современной структуре покровно-складчатых областей. По особенностям строения верхней, осадочной части этой ассоциации выделяется несколько разновидностей бассейнов. В тех участках современных океанов и глубоководных котловин окраинных морей, которые защищены от поступления терригенного материала, наиболее широко распространены пелагические и абиссальные глины, пелагические карбонаты (микритовые известняки, биомикриты, мел), в той или иной мере обогащенные глинистым материалом, кремнеземом (радиоляриты) и пеплом. Мощность их составляет первые сотни метров, редко 1 км. И глинистая и карбонатная формации на контакте с пиллоу-базальтами могут содержать рудоносные железистые или железисто-марганцовистые осадки [23]. В окраинных морях и молодых нешироких океанических бассейнах преобладают зеленоцветные и сероцветные окраски пород, тогда как в крупных океанических бассейнах — красноцветные и светлые палевые окраски.

Полные аналоги этих формаций в палеоокеанических структурах отсутствуют. Это, видимо, связано с эволюцией океанических бассейнов, со степенью сохранности океанических чехлов, с преобразованиями самих осадков в течении времени, в частности с окремнением части карбонатных и глинистых осадков при диагенезе и эпигенезе в результате растворения радиолярий, спикул губок, а также гидротермальной деятельности. Так, для Мезо- и Неотетиса очень характерны розовые микритовые известняки, красные радиоляриты и их глинистые разности, переслаивающиеся с пиллоу-базальтами и (или) залегающие выше них в виде чехла. В палеозоидах наиболее широко распространен парагенез пиллоу-базальтов и яшм. Последние образуют маломощные прослои среди базальтов или слагают самостоятельную формацию мощностью в первые сотни метров, которую можно рассматривать в качестве осадочного чехла палеоокеанического бассейна. Базальты по составу близки толентам срединно-океанических хребтов или, чаще, окраинных морей, а также ферробазальтам. Последние нередко содержат прослои рудоносных осадков. Их образование скорее всего приурочено к участкам гидротермальной деятельности в палеобассейнах.

Менее распространен в палеозоидах парагенез пиллоу-базальтов, фтанитов и пелагических известняков. Базальты отличаются несколько повышенной щелочностью и обнаруживают сходство с базальтами рифтовых зон, траппами или базальтами окраинных морей, приближенных к континенту [5, 14]. Если эти породы развиты в одной структуре с яшмово-базальтовой формацией, то, как правило, они имеют или близкий, или более древний возраст и в целом соответствуют более ранней стадии развития палеоокеанического бассейна (см. рис. 1, разрез 4). Примером могут служить силурийско-девонские формации Урала [30], ордовикские комплексы Казахстана [11, 34].

Спорадически встречается парагенез пиллоу-базальтов, гиалокластитов, эдафогенных базальтовых конгломератов, рифогенных и мелководных биоогенных известняков. Базальты отличаются повышенной щелочностью и близки базальтам океанических островов. Карбонатные породы часто обогащены фос-

фором, иногда включают месторождения бокситов, а также рудопроявления железа. Этот парагенез отвечает внутриокеаническим поднятиям и островам [23]. Все описанные формации слагают верхнюю часть офиолитовой ассоциации и парагенетически связаны с ее нижней частью (серпентинизированные дуниты, гарцбургиты, расслоенный комплекс, габбро и комплекс «дайка в дайке»). Еще один тип офиолитовой ассоциации характерен, видимо, лишь для окраинных морей с рассеянным или повторным спредингом; он отличается тем, что комплекс даек развивается здесь не в теле расслоенного комплекса, а отходит от дифференцированного силла, внедрившегося в глубоководные осадки. Подобные офиолиты описаны в Алайском хребте [19] и Центральном Казахстане [52]. Наконец, встречаются офиолитовые разрезы (см. рис. 1, разрез 5), которые отличаются отсутствием расслоенного и дайкового комплексов, спорадическим распространением базальтов. Кроме того, между габбро-гипербазитовым комплексом и базальтами отмечаются перерыв и деформация, с чем связано образование офикальцитовых брекчий — тектонических и осадочных брекчий, состоящих преимущественно из обломков ультрабазитов, которые слагали осыпи у подножия тектонических уступов. Вышележащие глубоководные кремнисто-карбонатные осадки залегают несогласно и содержат в основании переотложенные в разной степени сортированные сбломки ультрабазитов, погруженные в осадочный карбонатный цемент. Пиллоу-базальты и связанные с ними дайки появляются выше и оторваны от гипербазитов и габбро. Подобного типа офиолитовый разрез лучше всего описан в Средиземноморском поясе [15, 63], а также в варисцидах Южной Монголии [29]. Предполагается, что эта последовательность связана с образованием малых океанических бассейнов, раскрытие которых сопровождалось не спредингом, а раздвижением по поверхности пологого срыва [74], располагавшегося вдоль раздела гипербазит — габбро. При этом офикальцитовые брекчии, включающие иногда и блоки сиалических пород, выделяются как меланж растяжения.

Чрезвычайно распространена ситуация, когда одна из разновидностей офиолитового разреза перекрыта чехлом тефротурбидитов (вулканогенный флиш, карбонатно-кремнисто-туффитовая формация), который по латерали и вертикали тесно связан с кремнистыми, глинистыми и карбонатными пелагическими осадками. Это типичный ряд окраинных и междуговых морей (см. рис. 1, разрез 6). Эволюция состава флиша отражает эволюцию состава вулканитов на островной дуге. Очень характерны для этого ряда оползневые отложения и гравитационные покровы, оползающие с вулканического поднятия и сопровождающиеся полимиктовыми олистостромами. Базальты, андезитобазальты, спорадически развитые среди тефротурбидитов, отличаются разнообразием петрохимических особенностей и отражают неоднородность структуры окраинных и междуговых морей, различные способы их образования. Примерами могут служить разрезы чехла Филиппинского и Южно-Китайского морей [40, 49], а среди палеозоид — Озерная зона Монголии [45], Сакмарская зона Урала [42].

Очень важной особенностью формационных рядов бассейнов с корой океанического типа является то, что каждый член конкретного ряда формировался, видимо, в различных частях бассейна и отражает в значительной мере не эволюцию палеоокеанического бассейна, а лишь этапы движения океанической плиты. Так, базальты, связанные с комплексом «дайка в дайке», образуются в зоне спрединга, а осадочный чехол, перекрывающий такие базальты, начинает формироваться лишь на удалении от зоны спрединга. Пелагический чехол обогащается вулканомиктовым и тефрогенным материалом, когда океаническая плита пододвигается ближе к зоне субдукции и смежной островной дуге. Возникающий при этом ряд формаций океанического бассейна очень сходен с разрезом окраинного бассейна (см. рис. 1, разрезы 4 и 6).

Формации зон разломов внутри океанических бассейнов начали изучаться сравнительно недавно. В современных океанах распространены разломы вдоль

ледонидях Сибири [4]. На континентальных подножиях, прилегающих к карбонатным шельфам, широко развита также формация карбонатных турбидитов (карбонатный флиш), содержащая в качестве второстепенных членов, с одной стороны, кварцевые турбидиты, с другой — горизонты кремнистых пород. В качестве примера укажем на осадки, развитые на континентальном подножии п-ова Флорида и у Багамской банки [68], а также силурийские отложения Северной Гренландии [61], венд-раннекембрийские отложения в Джидинской зоне Монголии [48]. Карбонатные турбидиты имеют меньшую мощность и меньшую площадь распространения по сравнению с терригенными турбидитами.

Формационные ряды бассейнов с корой океанического типа показаны на разрезах 4—6 (см. рис. 1). Наиболее ярко эту обстановку характеризует офиолитовая ассоциация, которая обычно хуже всего сохраняется в современной структуре покровно-складчатых областей. По особенностям строения верхней, осадочной части этой ассоциации выделяется несколько разновидностей бассейнов. В тех участках современных океанов и глубоководных котловин окраинных морей, которые защищены от поступления терригенного материала, наиболее широко распространены пелагические и абиссальные глины, пелагические карбонаты (микритовые известняки, биомикриты, мел), в той или иной мере обогащенные глинистым материалом, кремнеземом (радиоляриты) и пеплом. Мощность их составляет первые сотни метров, редко 1 км. И глинистая и карбонатная формации на контакте с пиллоу-базальтами могут содержать рудоносные железистые или железисто-марганцовистые осадки [23]. В окраинных морях и молодых нешироких океанических бассейнах преобладают зеленоцветные и сероцветные окраски пород, тогда как в крупных океанических бассейнах — красноцветные и светлые палевые окраски.

Полные аналоги этих формаций в палеоокеанических структурах отсутствуют. Это, видимо, связано с эволюцией океанических бассейнов, со степенью сохранности океанических чехлов, с преобразованиями самих осадков в течении времени, в частности с окремнением части карбонатных и глинистых осадков при диагенезе и эпигенезе в результате растворения радиолярий, спикул губок, а также гидротермальной деятельности. Так, для Мезо- и Неотетиса очень характерны розовые микритовые известняки, красные радиоляриты и их глинистые разности, переслаивающиеся с пиллоу-базальтами и (или) залегающие выше них в виде чехла. В палеозоидах наиболее широко распространен парагенез пиллоу-базальтов и яшм. Последние образуют маломощные прослои среди базальтов или слагают самостоятельную формацию мощностью в первые сотни метров, которую можно рассматривать в качестве осадочного чехла палеоокеанического бассейна. Базальты по составу близки толентам срединно-океанических хребтов или, чаще, окраинных морей, а также ферробазальтам. Последние нередко содержат прослои рудоносных осадков. Их образование скорее всего приурочено к участкам гидротермальной деятельности в палеобассейнах.

Менее распространен в палеозоидах парагенез пиллоу-базальтов, фтанитов и пелагических известняков. Базальты отличаются несколько повышенной щелочностью и обнаруживают сходство с базальтами рифтовых зон, траппами или базальтами окраинных морей, приближенных к континенту [5, 14]. Если эти породы развиты в одной структуре с яшмово-базальтовой формацией, то, как правило, они имеют или близкий, или более древний возраст и в целом соответствуют более ранней стадии развития палеоокеанического бассейна (см. рис. 1, разрез 4). Примером могут служить силурийско-девонские формации Урала [30], ордовикские комплексы Казахстана [11, 34].

Спорадически встречается парагенез пиллоу-базальтов, гиалокластитов, эдафогенных базальтовых конгломератов, рифогенных и мелководных биогенных известняков. Базальты отличаются повышенной щелочностью и близки базальтам океанических островов. Карбонатные породы часто обогащены фос-

фором, иногда включают месторождения бокситов, а также рудопроявления железа. Этот парагенез отвечает внутриокеаническим поднятиям и островам [23]. Все описанные формации слагают верхнюю часть офиолитовой ассоциации и парагенетически связаны с ее нижней частью (серпентинизированные дуниты, гарцбургиты, расслоенный комплекс, габбро и комплекс «дайка в дайке»). Еще один тип офиолитовой ассоциации характерен, видимо, лишь для окраинных морей с рассеянным или повторным спредингом; он отличается тем, что комплекс даек развивается здесь не в теле расслоенного комплекса, а отходит от дифференцированного силла, внедрившегося в глубоководные осадки. Подобные офиолиты описаны в Алайском хребте [19] и Центральном Казахстане [52]. Наконец, встречаются офиолитовые разрезы (см. рис. 1, разрез 5), которые отличаются отсутствием расслоенного и дайкового комплексов, спорадическим распространением базальтов. Кроме того, между габбро-гипербазитовым комплексом и базальтами отмечаются перерыв и деформации, с чем связано образование офикальцитовых брекчий — тектонических и осадочных брекчий, состоящих преимущественно из обломков ультрабазитов, которые слагали осыпи у подножия тектонических уступов. Вышележащие глубоководные кремнисто-карбонатные осадки залегают несогласно и содержат в основании переотложенные в разной степени сортированные сбломки ультрабазитов, погруженные в осадочный карбонатный цемент. Пиллоу-базальты и связанные с ними дайки появляются выше и оторваны от гипербазитов и габбро. Подобного типа офиолитовый разрез лучше всего описан в Средиземноморском поясе [15, 63], а также в варисцидах Южной Монголии [29]. Предполагается, что эта последовательность связана с образованием малых океанических бассейнов, раскрытие которых сопровождалось не спредингом, а раздвижением по поверхности пологого срыва [74], располагавшегося вдоль раздела гипербазит — габбро. При этом офикальцитовые брекчий, включающие иногда и блоки сиалических пород, выделяются как меланж растяжения.

Чрезвычайно распространена ситуация, когда одна из разновидностей офиолитового разреза перекрыта чехлом тефротурбидитов (вулканогенный флиш, карбонатно-кремнисто-туффовитовая формация), который по латерали и вертикали тесно связан с кремнистыми, глинистыми и карбонатными пелагическими осадками. Это типичный ряд окраинных и междуговых морей (см. рис. 1, разрез 6). Эволюция состава флиша отражает эволюцию состава вулканитов на островной дуге. Очень характерны для этого ряда оползневые отложения и гравитационные покровы, оползающие с вулканического поднятия и сопровождающиеся полимиктовыми олистостромами. Базальты, андезитобазальты, спорадически развитые среди тефротурбидитов, отличаются разнообразием петрохимических особенностей и отражают неоднородность структуры окраинных и междуговых морей, различные способы их образования. Примерами могут служить разрезы чехла Филиппинского и Южно-Китайского морей [40, 49], а среди палеозоид — Озерная зона Монголии [45], Сакмарская зона Урала [42].

Очень важной особенностью формационных рядов бассейнов с корой океанического типа является то, что каждый член конкретного ряда формировался, видимо, в различных частях бассейна и отражает в значительной мере не эволюцию палеоокеанического бассейна, а лишь этапы движения океанической плиты. Так, базальты, связанные с комплексом «дайка в дайке», образуются в зоне спрединга, а осадочный чехол, перекрывающий такие базальты, начинает формироваться лишь на удалении от зоны спрединга. Пелагический чехол обогащается вулканомиктовым и тефрогенным материалом, когда океаническая плита пододвигается ближе к зоне субдукции и смежной островной дуге. Возникающий при этом ряд формаций океанического бассейна очень сходен с разрезом окраинного бассейна (см. рис. 1, разрезы 4 и 6).

Формации зон разломов внутри океанических бассейнов начали изучаться сравнительно недавно. В современных океанах распространены разломы вдоль

рифтовых долин срединно-океанических хребтов, разломы трансформного типа со значительной сдвиговой составляющей, а также внутриплитные разломы. В рельефе дна бассейна все они выражены морфологическим уступом, у подножия которого накапливается обломочный материал, возникший частично в зоне дробления разлома, частично в результате разрушения уступа. Это несортированные, хаотического строения брекчии, состоящие из обломков ультрабазитов и базальтов, иногда осадочных пород [23]. Состав обломков определяется составом пород, обнажающихся в тектоническом уступе, и служит косвенным указанием на высоту уступа, т. е. какие слои океанической коры слагали уступ. Обломочный материал подножия уступов (талус) нередко перемывается течениями, переоткладывается внутривыбейновыми автокинетическими потоками. Поэтому в разрезах несортированные офиолитокластовые или базальтовые брекчии могут чередоваться с офиолитокластовыми турбидитами и контуритами, отличающимися градационной сортировкой материала, тонкой горизонтальной и косой слоистостью. К зонам разломов может быть приурочена также вулканическая деятельность. Характерен базальтовый вулканизм повышенной щелочности, вплоть до базанитового в зонах внутриплитных разломов. В зонах трансформных разломов благодаря сдвиговой составляющей нередко возникают узкие, четковидно расположенные впадины-ловушки, к которым приурочена гидротермальная деятельность. В этих впадинах накапливаются железисто-кремнистые осадки, по составу близкие к яшмам [65]. Таким образом, для зон разломов в океане характерен парагенез пород офиолитовой ассоциации, которые вверх по разрезу могут сменяться субщелочными или щелочными базальтами (поднятый блок), офиолитокластовыми и рудоносными кремнистыми осадками (опущенный блок). В зоны трансформных разломов могут попадать блоки континентальной коры — смещенные по сдвигам фрагменты континентальных блоков. Примером является хр. Ян-Майен в Северной Атлантике, считающийся фрагментом Гренландии [25].

В палеоструктурах формационные ряды внутритрокеанических разломов распознаются с большим трудом. Например, зона разлома Арокопас на о-ве Кипр [73], зона развития габбровых брекчий в районе гор Тектурмас в Центральном Казахстане [52]. Наиболее характерные породы этого ряда — офиолитокластовые брекчии — легко могут быть спутаны с брекчиями, формирующимися, как было показано выше, в основании чехла малых океанических бассейнов, которые возникают в результате раздвижения по пологому срыву. Отличия заключаются в меньшей площади распространения и четкой линейности приразломных брекчий, что, однако, практически невозможно установить в палеоструктурах. Офиолитокластовые брекчии зон разломов чаще залегают на базальтах или расслаивают осадочный чехол офиолитовой ассоциации, тогда как брекчии малых океанических бассейнов залегают непосредственно на серпентинизированных гипербазитах и часто содержат помимо обломков пород океанической коры фрагменты сиалической [15].

Формационные ряды энсиматических островных дуг возникают на фундаменте, состоящем из пород офиолитовой ассоциации, в той или иной степени метаморфизованных и деформированных [22, 32]. Наиболее ранней островодужной серией, или формацией, является марианит-бонинитовая (см. рис. 1, разрез 7), состоящая из вулканитов очень высокой магнезиальности, сочетающих в себе черты ультраосновных и средних пород. Подобные породы обнаружены на внешнем склоне современных молодых островных дуг, таких, как Марианская, Тонга [32], а также в ряде древних палеоаналогов, например среди каледонид Монголии [16]. Выше в одних случаях следует базальт-андезитобазальтовая формация (Марианская дуга), в других — контрастная дацит-андезитобазальтовая (дуга Тонга) или риолит-базальтовая (примитивные дуги в палеозоидах). По минеральному составу все породы, включая и кислые, относятся к двупироксеновой серии. Характерны высокие показатели Fe^{+2}/Fe^{+3} и общей железистости, низкие содержания щелочей, особенно калия.

Содержания SiO_2 обнаруживают два пика — 53—56 и 64—66%. В риолит-базальтовой формации по сравнению с близкой ей на пассивных окраинных вулканиты кислого состава развиты незначительно и составляют первые проценты. Выше обычно несогласно и со смещением фронта вулканизма в сторону океана залегает андезитовая формация, среди вулканитов которой наряду с пироксеном появляется амфибол. В химическом составе возрастает содержание глинозема и щелочей.

Для всех вулканогенных формаций островных дуг характерен парагенез с биогермными известняками, накапливающимися на вершинах стратовулканов в перерывах между вулканической активностью, и туфогенно-осадочными породами, слагающими депрессии между вулканами. В начале формационного ряда пирокластический материал присутствует в ограниченном количестве, но затем его содержание резко возрастает и островные вулканы поставляют огромные массы тефры, которая скапливается в депрессиях и относится авокинетическими потоками в окраинные и междуговые бассейны, образуя формацию тефрогенного флиша. Завершающие формации отражают отмирание и постепенное погружение островной дуги. Наиболее типичной формацией этого этапа является карбонатно-туффитовая [47, 49], для которой характерна постепенная смена вверх по разрезу мелководных фаций глубоководными. Затем следуют терригенные формации иных геодинамических обстановок, чаще всего окраинных бассейнов [49].

В ряде случаев устанавливается более сложное и длительное развитие островных дуг [14, 27, 31, 34], сопровождающееся этапами перестройки, покровообразования, внедрения гранитов и постепенным формированием гранитно-метаморфического слоя. При этом каждая последующая вулканическая серия характеризуется более высокой щелочностью вулканитов, вплоть до появления шошонитов [14]. Эти комплексы сопровождаются вулканотерригенными и граувакковыми флишоидными и молассоидными формациями, обычно выделяемыми как нижние молассы, которые фиксируют депрессии и склоны крупных островодужных поднятий.

Формационный ряд преддугового прогиба образуется между вулканической островной дугой и аккреционной призмой в виде внешней невулканической дуги или подводного поднятия. Фундаментом такого ряда служат, с одной стороны, вулканогенные островодужные комплексы, а с другой — сложно деформированные и расчешуенные офиолиты разного возраста, турбидиты, а иногда и блоки континентальной коры. В основании обычно залегают более или менее мелководные тефрогенные и вулканотерригенные формации (см. рис. 1, разрез 8), которые вверх по разрезу сменяются вулканомиктовым граувакковым флишем и олистронами с отторженцами пород из других формационных комплексов. Вулканомиктовый флиш в свою очередь замещается все более мелководными терригенными полимиктовыми формациями типа моласс, включающими аллювиальные и дельтовые отложения. Процесс обмеления может происходить как за счет заполнения прогиба осадками, так и в результате воздымания его ложа при увеличении мощности аккреционной призмы или при столкновении островной дуги с крупным континентальным блоком. Для наружного борта преддугового прогиба, примыкающего к невулканической дуге, характерно увеличение вверх по разрезу обломков метаморфических пород, в том числе по глинистым сланцам, отражающее постепенное воздымание аккреционной призмы. Очень типичны также глыбы рифогенных известняков, оползшие с невулканического поднятия. Примером современных структур подобного типа является преддуговой прогиб Тобарго в Малой Антильской дуге [1], плиоплейстоценовый прогиб на востоке о-ва Тайвань [57]. Последний располагается между северным продолжением Лусонской дуги и аккреционной призмой и выполнен песчаными накоплениями, в нижней части вулканомиктовыми, в верхней — полимиктовыми, состоящими из обломков осадочных и метаморфических пород. В изменениях состава песчаников нашла отражение смена

гиллиты. Меньше обломков кремней, мергелей, известняков, ультрабазитов, базальтов и метаморфитов. Мощность микститов достигает первых сотен метров. В некоторых желобах, где нет мощных турбидитов, сейсмопрофилированием установлены у подножия внутреннего склона хаотические скопления деформированных терригенных отложений желоба, океанических осадков и офиолитов, которые рассматриваются как результат «соскабливания» осадков и пород, часто метаморфизованных в фации зеленых сланцев, океанической плиты при субдукции. На о-ве Барбадос Малой Антильской дуги, а также на о-ве Ниас во внешней части Зондской дуги эти образования, достигающие большой мощности, обнажаются на поверхности, поэтому лучше изучены [1, 31]. В современных структурах и древних палеоаналогах наблюдается омоложение возраста пластин офиолитов и океанских осадков в сторону оси желоба. Подобная закономерность установлена в Корьякии (см. рис. 2), в каледонидах Англии и Казахстана [7, 34, 67].

Внутренние склоны желобов и аккреционные призмы часто нарушены сбросами и сдвигами. С ними нередко связан глиняный диапиризм, возникающий в результате пододвигания неуплотненных осадков под уплотненные и развития элизионных процессов. При этом возникают микститы, сходные с олистостромами, которые проникают по межпластовым отдельностям и поверхностям надвигов, а также образуют секущие штокообразные тела [55]. Они состоят из неоднородной чешуйчатой глины разных оттенков и заключенных в ней обломков самых различных пород аккреционной призмы, имеющих неправильную форму и размеры от 1 см до первых метров.

ПРИМЕРЫ ФОРМАЦИОННЫХ РЯДОВ, РАСПРОСТРАНЕННЫХ В ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ

Майтубинская зона каледонид на западе Центрального Казахстана (рис. 3, разрез 1). Здесь развита система смятых в складки тектонических покровов [8], благодаря чему в разрезе многократно чередуются в различной степени метаморфизованные вулканиты кислого состава (порфириновая формация) и перекрывающие их резко несогласно в виде чехла шельфовые формации (обломочных кварцитов и углеродисто-кремнистая). Из-за того, что в каждой тектонической пластине принимают участие фациально различные отложения чехла, а также из-за того, что нижние пластины, погруженные на большую глубину и испытавшие давление нагрузки вышележащих пластин, подверглись метаморфизму и гранитизации, каждое тектоническое повторение однотипных формаций было ошибочно принято за новую свиту в едином стратиграфическом разрезе с возрастом от нижнего протерозоя до венда [12]. В действительности здесь имеет место лишь многократное повторение порфириновой формации верхнего рифея и формаций вендского возраста. Покровное строение устанавливается при прослеживании по простиранию отдельных горизонтов шельфовых формаций, которые всякий раз косо срезаются вышележащей тектонической пластиной, состоящей из вулканитов порфириновой формации. Сходная картина чередования гранитизированного фундамента и платформенного чехла наблюдается на юго-восточной окраине скандинавских каледонид [69].

Эскулинский купол в каледонидах Центрального Казахстана (см. рис. 3, разрез 2). В этом районе структурно выше гранитизированного докембрия залегает серпентинитовый меланж и комплекс турбидитов континентального подножия. Интересно, что после покровообразования район гор Эскулы продолжал находиться в зоне эпиконтинентального осадконакопления. В результате на глубоководной олигомиктовой флишевой формации континентального подножия стали накапливаться мелководные формации континентального шельфа. Причем вместо кварцево-аркозовой формации возникла мелководная разновидность офиолитокластовой формации, которая для шельфа не характерна и обычно встречается в формационных рядах бассейнов с океанической корой (см. рис. 1, разрезы 4,5). Не трудно видеть, что после становления краевых

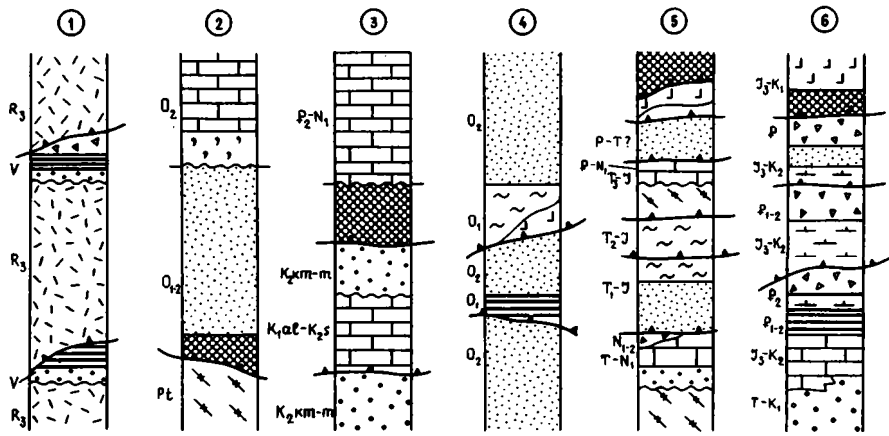


Рис. 3. Примеры реальных формационных рядов покровно-складчатых областей: 1 — Центральный Казахстан, Майтубинская зона (по [8]), 2 — Центральный Казахстан, Эскулинский купол, 3 — о-в Куба, северный шельф (по [66]), 4 — Центральный Казахстан, Атасуйская зона (по [6] и автору), 5 — Индонезия, о-в Серам (по [31]), 6 — о-в Куба центральный сегмент (по [35]).
Условные обозначения см. на рис. 1 и 2

офиолитовых аллохтонов континент может стать источником офиолитовой кластики.

Во многих складчатых областях широко распространены офиолитовые пластины, заключенные внутри мелководных карбонатных формаций континентального шельфа. Такие соотношения известны на Тувино-Монгольском массиве [44], вскрываются скважинами на северном шельфе о-ва Куба (см. рис. 3, разрез 3). Именно подобные примеры позволяют чаще всего сторонникам фиксисских концепций говорить о возможности заложения эвгеосинклиналей на коре континентального типа или о наличии узких зон раздвига и новообразования океанической коры. Между тем из приведенных разрезов 2 и 3 на рис. 3 видно, что по обдущированным на край шельфа офиолитовым аллохтонам нельзя судить ни о фундаменте, на котором происходило их формирование, ни о ширине раздвига. Это лишь небольшие, экзотические для шельфовой обстановки фрагменты коры океанического типа. Каков был былой бассейн, который они слагали, где он находился — можно судить только по дополнительному комплексу сведений, таких, как местоположение корневой зоны покровов, особенности состава базальтов, состав и строение осадочных членов разреза и т. д.

В *Атасуйской зоне* центральноказахстанских каледонид наблюдается тектоническое совмещение в одном разрезе осадков проксимальной и дистальной частей склоновых отложений, представленных олигомиктовой или полимиктовой флишоидной формацией (см. рис. 3, разрез 4). Так как слагающие ее турбидиты обычно бедны ископаемыми органическими остатками, весь разрез трактуется как единая вулканогенно-терригенно-кремнистая формация большой мощности или как ненарушенный последовательный ряд различных формаций [6].

В природе часто встречается еще более сложная картина, когда пространственно совмещены формационные ряды шельфа, склона и бассейна с корой океанического типа. Примером являются разрезы внешней невулканической дуги *Банда*, слагающие о-ва Тимор и Серам и возникшие в результате столкновения дуги Банда с северной окраиной Австралии и с западным краем Новой Гвинеи [31, 53, 55]. Автохтоном служит кристаллический фундамент Австралийско-Новогвинейского палеоконтинента, перекрытый терригенно-карбонатным шельфовым комплексом $T-N_1$ и полимиктовой олистостромовой формацией N_{1-2} (см. рис. 3, разрез 5). Структурно выше залегают расчешуенные пластины, сложенные более глубоководным комплексом (турбидиты, пелагические известняки и радиоляриты $T_1 - J_3?$). Далее следуют пластины, образо-

ванные фрагментами отложений, накопившихся в условиях батиаля и конденсированного осадконакопления на краю палеоконтинента (пестроцветные пелагические известняки и кремни $T_2 - J_1?$, $J_3 - N_1?$). Более верхние аллохтонные пластины, сложенные гнейсами, кристаллическими сланцами и гранитами, которые перекрыты чехлом мелководных карбонатно-терригенных отложений $P_1?$, N_1 и рифогенными известняками $T_3 - J?$, могут являться фрагментами периферического континентального выступа, за которым уже располагался океанический бассейн. На рифогенные известняки надвинуты глинисто-терригенные турбидиты ($P - T - ?$), слагавшие некогда наружный континентальный склон и его подножие. Самые верхние пластины представлены ультрабазитами, габбро, диабазами, пиллоу-базальтами и красными глубоководными глинами чехла океанического бассейна.

Подобное совмещение многих формационных рядов наблюдается и в других областях. Рассмотрим вкратце в качестве еще одного примера *центральный сегмент о-ва Куба* [35]. Здесь в основании формационного ряда в автохтоне залегает последовательность формаций, типичная для шельфа пассивной континентальной окраины (см. рис. 3, разрез б). Это терригенно-карбонатная эвапоритовая формация Кайо Коко и карбонатная мелководная формация Ремедиос. Выше следует более глубоководная терригенно-карбонатно-кремнистая ассоциация (Гранде и Койбарьен), включающая карбонатные турбидиты и отражающая постепенное погружение края шельфа и превращение его в ступень континентального склона. Завершается разрез автохтона полимиктовым олистостромом, формирование которого отражает уже обстановку покровообразования и надвигания на погруженный шельф образований иных геодинамических обстановок. Так, структурно выше олистострома залегает ряд тектонических пластин, также разделенных олистостромами и сложенных карбонатно-кремнистой и терригенно-кремнисто-карбонатными формациями Камахуани и Пласетас, которые накопились на континентальном подножии (терригенные и карбонатные турбидиты, формировавшиеся за счет переотложения карбонатных и терригенных осадков шельфа, перемежающиеся с пелагическими карбонатными и кремнистыми осадками). Терригенно-кремнисто-карбонатная (турбидитная) формация вверх по разрезу сменяется олистостромовой формацией, в составе которой существенное место занимают отторженцы пород офиолитовой ассоциации, слагающих самый верхний тектонический покров. Надвигание этого покрова и разрушение его фронтальной части привело к накоплению олистостромом. Не трудно видеть, что в рассмотренном аномальном формационном ряду пространственное совмещение во время осадконакопления отложений различных геодинамических обстановок привело к образованию специфических олистостромовых формаций, не свойственных формационным рядам шельфа, континентального склона и подножия или окраинному бассейну с корой океанического типа в период его расширения.

В структурах типа *аккреционных призм*, формирующихся над зонами субдукции, возникают сложные разрезы, которые состоят из несубдуцированных фрагментов океанической коры и осадков глубоководного желоба. Иногда картина усложняется присутствием разновозрастных блоков пород континентальной коры, островных дуг и других чужеродных элементов, принесенных на поверхности погружающейся плиты [38]. Сейчас это наиболее сложно построенные зоны, которые состоят из отдельных чешуй и пластин офиолитов, часто с глаукофановыми сланцами, характеризующимися различной полнотой разреза и чередующимися с глубоководными турбидитами или олистостромами (осадки желоба). При тщательном изучении оказывается, что в каждой пластине мощность первые сотни метров офиолитовый комплекс и вышележащие турбидиты различаются по возрасту. На рис. 2 показана несколько упрощенная схема юрско-меловой аккреционной призмы в Корьякском нагорье. Здесь видно, что возраст яшм и базальтов в каждой пластине различен, а возраст турбидитов омолаживается с запада, где аккреционная призма примыкает к меловому

островодужному поднятию, на восток в сторону Палеоокеаники. Ранее этот комплекс описывался как единая мощная кремнисто-базальтово-терригенная толща, которая при такой интерпретации, естественно, мало имела общего с океаническими разрезами. В действительности это серия разновозрастных пластин, изменение возраста офиолитов в которых отражает обычное для океанических структур омоложение разрезов от окраин бассейна к спрединговому центру.

В аккреционных призмах обычно сохраняются лишь жалкие фрагменты коры палеоокеанического бассейна, которые по какой-то причине не были субдуцированы как основная часть океанической коры. Современная ширина аккреционных призм ни в коей мере не соответствует ширине палеоокеанических структур, как это утверждают сторонники фиксистских палеорекопструкций. Кроме того, большая часть осадков призм накопилась не в этих структурах, а в зоне субдукции, где источником их являлись породы островодужного поднятия и более древние комплексы аккреционной призм. Аккреционная призма с течением времени обычно перекрывается существенно более мелководными отложениями преддугового прогиба, что создает иллюзию того, что в эвгеосинклиналях имеет место не свойственная современным океанам смена глубоководных осадков все более мелководными. Однако, как видно из вышеизложенного, в древних аккреционных призмах только небольшую часть разрезов можно сопоставить с осадочными комплексами открытой части океана, тогда как большинство отложений аналогичны накоплениям в современных зонах аккреции океанической коры, детально изученным на островах Ниас, Кадьяк и в других местах [31, 38, 40].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенными примерами далеко не исчерпываются все возможные варианты нарушений формационных рядов в результате процессов тектонического сжатия. Однако и использованные примеры позволяют сделать ряд выводов об особенностях формационного анализа в областях покровно-складчатого строения.

1. Каждая геодинамическая обстановка характеризуется присущим только ей формационным рядом.

2. Стратиграфический разрез, или вертикальный формационный ряд, может либо отражать эволюцию данного участка земной коры, либо свидетельствовать о последовательном горизонтальном перемещении его из одной геодинамической обстановки в другую. При этом, по-видимому, существует ограниченное число сменяющихся таким образом комплексов, которые поддаются изучению и типизации (например, продвижение океанической плиты к зоне субдукции ведет к смене карбонатно-кремнисто-глинистых абиссальных и пелагических осадков вулканотерригенными и тефрогенными, что создает иллюзию засыпания океанического бассейна).

3. Необходимо различать как место и время накопления той или иной формации, так и автохтонное или аллохтонное положение ее при последующих этапах развития региона. Сонахождение формаций далеко не всегда указывает на их происхождение.

4. Отдельные блоки, пластины и чешуи офиолитов в складчатых областях представляют собой лишь небольшие фрагменты палеобассейнов, сохранившихся в современной структуре земной коры. Сами по себе они не дают представления ни о месте и времени существования палеоокеанических структур, ни об их размерах и особенностях внутреннего строения.

5. Аллохтонная формация с момента своего появления в чуждой ей геодинамической обстановке начинает оказывать существенное влияние на последующие процессы осадконакопления, магматизма и рудообразования.

6. При формационном анализе покровно-складчатых структур каждый формационный ряд должен анализироваться с точки зрения совместимости

генетических типов осадков и формаций, так как стратиграфические соотношения легко могут быть спутаны с оползновыми и покровными. Во многих случаях вулканогенно-терригенные, вулканогенно-кремнисто-терригенные, карбонатно-терригенные ассоциации, нередко выделяемые как формации, в действительности представляют собой покровно-олистостромовые комплексы, включающие разновозрастные и разноформационные образования, первоначально образовавшиеся в различных геодинамических и палеогеографических обстановках и совмещенные в результате гравитационных или иных тектонических процессов. Исследователей должно настораживать сочетание турбидитов, накапливающихся в результате глубоководной лавинной седиментации, с мелководными известняками. Все причины резкой смены глубоководных осадков мелководными и наоборот должны тщательно анализироваться.

Список литературы

1. Антипов М. П. Строение аккреционной призмы Мало-Антильской островной дуги // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 68—80.
2. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.
3. Вассоевич Н. Б. Осадочные формации (исторический понятийно-терминологический обзор) // Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1980. С. 287—296.
4. Вознесенская Т. А., Дергунов А. Б. Строение и тектоническое положение среднекембрийско-среднедевонских отложений Западной Монголии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57. Вып. 4. С. 79—94.
5. Геология окраинных бассейнов / Ред. Кокелаар Б. П., Хауле М. Ф. М.: Мир, 1987. 462 с.
6. Герасимова Н. А. Стратиграфия ордовика Атасуйского антиклинория // Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана. Т. XX. М.: Изд-во МГУ, 1985. С. 53—96.
7. Григорьев В. Н., Крылов К. А., Соколов С. Д. Юрско-меловые отложения Яранайского аккреционного комплекса (Коряжское нагорье) // Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 110—140.
8. Дергунов А. Б., Хераскова Т. Н. О покровном строении Майтубинского антиклинория (Улутау, Центральный Казахстан) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295. № 4. С. 928—932.
9. Драгунов В. И. Состояние и возможные пути развития системы понятий, терминологии и номенклатуры тектонических объектов формационного уровня организации // Проблемы изучения и тектонического анализа геологических формаций. М.: Наука, 1983. С. 25—35.
10. Дьюи Дж. Континентальные окраины и обдукция офиолитов (на примере апалачско-каледонских структур) // Геология континентальных окраин. Т. 3. М.: Мир, 1979. С. 293—313.
11. Зайцев Ю. А., Новикова М. З. Корреляция раннегеосинклинальных вулканогенно-кремнистых комплексов нижнего палеозоя Центрального Казахстана // Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1985. С. 177—191.
12. Зайцев Ю. А., Филатова Л. И. Новые данные о строении докембрия Улутау (в связи с разработкой единой стратиграфической схемы докембрия Центрального Казахстана) // Матер. по геологии Центрального Казахстана. Т. X. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 36—53.
13. Ильин А. В. О южном шельфе Сибирского континента в позднем докембрии // Геология и геофизика. 1979. № 8. С. 10—19.
14. Ильинская М. Н., Хераскова Т. Н. Вулканизм // Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм (сравнительная характеристика). М.: Наука, 1984. С. 161—203.
15. Казьмин В. Г. К проблеме образования Тирренского моря // Геотектоника. 1980. № 3. С. 88—97.
16. Кепежинская К. Б., Кепежинская В. В., Дондовын Томурхуу, Доржнамжаа Д. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Монголии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск.: Наука, 1985. С. 19—33.
17. Конохов А. И. Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану. М.: Недра, 1987. 222 с.
18. Кузнецов В. А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
19. Куренков С. А., Перфильев А. С. Ранние стадии развития Туркестано-Алайских палеоокеанических структур // Раннегеосинклинальные формации и структуры: Тр. ГИН. Вып. 417. М.: Наука, 1987. С. 137—148.
20. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве В. А. Петрографический словарь / Под ред. Афанасьева Г. Д., Петрова В. П., Устиева Е. К. М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 256.
21. Лисицын А. П. Лавинная седиментация. М.: Наука, 1988. 309 с.
22. Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 215 с.
23. Мурдмаа И. О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 302 с.
24. Попов В. И. Основные положения учения о геологических формациях // Сов. геология. 1960. № 4. С. 23—39.
25. Пушаровский Ю. М., Хераскова Т. Н. Типы и формации океанических и палеоокеанических бассейнов // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 4—34.

26. *Разумова В. Н.* Роль рифтогенеза в размещении платформенных бокситовых месторождений // Геология руд. месторождений. 1987. № 6. С. 66—79.
27. *Ротарш И. А., Самыгин С. Г., Гредюшко Е. А., Кейльман Г. А., Милеев В. С., Перфильев А. С.* Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. 1982. № 1. С. 44—59.
28. *Руженцев С. В.* Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение) // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 283. М.: Наука, 1976. 171 с.
29. *Руженцев С. В., Бадарч Г., Вознесенская Т. А., Шаркова Т. Т.* Формации и структуры варисцид Южной Монголии // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 101—137.
30. *Руженцев С. В., Хворова И. В.* Формации палеозойских геосинклиналей и тектонические условия их образования // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 34—67.
31. *Самыгин С. Г., Перфильев А. С., Рихтер А. В.* Тектоническое скучивание и сейсмофокальные зоны в островодужных системах геологического прошлого // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 132—149.
32. *Сахно В. Г., Мартынов Ю. А., Ханчук А. И.* Вулканические дуги // Тихоокеанская окраина Азии. М.: Наука, 1989. С. 6—13.
33. *Страхов Н. М.* Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Ст. 1, 2 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 5. С. 3—21; № 8. С. 29—60.
34. Тектоника Казахстана: Объяснительная записка к тектонической карте 1:2 500 000 масштаба. М.: Наука, 1982. 137 с.
35. Тектоника Республики Куба: Объяснительная записка к Тектонической карте Кубы масштаба 1:500 000. М.: Наука, 1989. С. 5—77.
36. *Филиппов А. Н., Кандауров А. Т.* Подводно-оползневые образования в раннегеосинклинальных отложениях западного Сихотэ-Алиня // Эволюция геологических процессов Дальнего Востока. Владивосток: АН СССР, Дальневост. научн. центр, 1987. С. 69—78.
37. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1964. 479 с.
38. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника: Океаны. Синтез. М.: Недра, 1985. 292 с.
39. *Хворова И. В.* Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 352 с.
40. *Хворова И. В.* Отложения островодужных систем // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 6. С. 3—18.
41. *Хворова И. В.* Особенности седиментации в Индонезийской геосинклинальной области // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 3. С. 100—111. № 4. С. 3—16.
42. *Хворова И. В., Вознесенская Т. А., Золотарев Б. П., Ильинская М. Н., Руженцев С. В.* Формации Сакмарского аллохтона // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 311. М.: Наука, 1978. 213 с.
43. *Херасков Н. П.* Геологические формации (опыт определения) // Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. С. 12—32.
44. *Херасков Н. Н., Хераскова Т. Н.* Геодинамическое развитие каледонид Азии в раннем палеозое // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 5. С. 101—111.
45. *Хераскова Т. Н.* Венд-кембрийские формации каледонид Азии // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 386. М.: Наука, 1986. 247 с.
46. *Хераскова Т. Н.* Литология карбонатных отложений Батеневского кряжа // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 4. С. 54—70.
47. *Хераскова Т. Н., Ильинская М. Н.* Карбонатно-тефрогенные отложения хребта Дариб (юго-западная Монголия) // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 3. С. 101—110.
48. *Хераскова Т. Н., Ильинская М. Н., Лувсанданзан Б., Дашдаваа З.* Венд-кембрийские формации Северной Монголии // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 67—101.
49. *Хейс Д.* Окраинные моря Юго-Восточной Азии: их геологические характеристики и структура // История и происхождение окраинных и внутренних морей: 27-й МКГ. Доклады. Т. 6. Ч. II. М.: Наука, 1984. С. 30—44.
50. *Шатский Н. С.* Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Избр. труды. Т. III. М.: Наука, 1965. С. 52—143.
51. *Шеридан Р.* Атлантическая континентальная окраина Северной Америки // Геология континентальных окраин. Т. 2. М.: Мир, 1978. С. 82—101.
52. *Якубчук А. С.* Тектоническая позиция и строение офиолитов Центрального Казахстана на примере Тектурмасской и юго-западной части Майкаин-Кызылтасской зоны: Автореф. канд. дис. М.: Изд-во МГУ, 1989. 17 с.
53. *Audley-Charles M. G., Carter D. J., Barber A. J., Norvick M. S., Tjokrosapoetro S.* Reinterpretation of the geology of Seram: implications for the Banda Arcs and Northern Australia // J. Geol. Soc. 1979. V. 136. Pt 5. P. 547—566.
54. *Barber A. J., Tjokrosapoetro S., Charlton T. R.* Mud Volcanoes, Shale Diapirs, Wrench Faults and Melanges in Accretionary Complexes, Eastern Indonesia // AAPG Bull. 1986. V. 70. № 11. P. 1729—1741.
55. *Bowin C., Purdy G. M., Johnston C., Shar G. G., Lawver L., Hartono H. M. S., Jezek P.* Arc-continent collision in the Banda Sea Region // AAPG Bull. 1980. V. 64. N 6. P. 868—915.
56. *Dingle R. V.* Lange allochthonous sediment masses and their role in the construction of the continental slope and rise of southwestern Africa // Mar. Geol. 1980. V. 37. N 3—4. P. 233—254.
57. *Dorsey J.* Provenance evolution and unroofing history of a modern arc-continent collision:

- evidence from petrography of Plio-Pleistocene sandstones, eastern Taiwan // *J. Sediment. Petrol.* 1988. V. 58. N 2. P. 208—218.
58. *Dreyer T.* Late Proterozoic (Vendian) to Early Cambrian sedimentation in the Hedmark Group, southwestern part of the Sparagmite Region, southern Norway // *Bull. norg. geol. unders.* 1988. N 412. P. 1—27.
 59. *Friedman G.* Rocks in the Taconic Mountains reveal evidence of 550 million-year-old submarine landslides // *M. Earth Sci.* 1988. V. 41. N 3. P. 21—23.
 60. *Garzanti E., Van Haver Th.* The Indus clastics: forearc basin sedimentation in the Ladakh Himalays (India) // *Sediment. Geol.* 1988. V. 59. P. 237—249.
 61. *Hurst J. M., Surlyk F.* Tectonic Control of silurian Carbonateshelf Margin Morphology and Facies, North Greenland // *AAPG Bull.* 1984. V. 68. N 1. P. 1—17.
 62. *Jansen E., Befring S., Bugge T., Eidvin T., Holtedahl H., Sejrup H. P.* Large submarine slides on the Norwegian continental margin: sediments, transport and timing // *Mar. geol.* 1987. V. 78. N 1—2. P. 77—107.
 63. *Knipper A., Ricon L. E., Dercourt J.* Ophiolites as indicators of the geodynamic evolution of the Tethyan Ocean // *Tectonophysics.* 1986. V. 123. P. 213—240.
 64. *Louis S., Teng G., Denn S., Gorsline N.* Late Cenozoic sedimentation in California Continental Borderland basins as revealed by seismic facies analysis // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1989. V. 101. N 1. P. 27—41.
 65. *Malahoff A.* Hydrothermal vents and polymetallic sulfides of the Galapagos and Gorda / Juan de Fuca ridge systems and of submarine volcanoes // *Bull. Biol. Soc. Wash.* 1985. N 30. P. 19—41.
 66. *Mapa Geologico de la Republica de Cuba, Escala 1:500 000 / Redactores Principales Perez J., Othon, Jarmoliuk V. A. Л.: ВСЕГЕИ, 1985.*
 67. *McKerrow W. S., Leggett J. K., Eales M. N.* Imbricate thrust model of the Southern Uplands of Scotland // *Nature.* 1977. V. 267. N 5608. P. 237—239.
 68. *Mullins H. T.* Carbonate depositional environments modern and ancient. Pt 4: Periplatform carbonates // *Quart. Colo Sch. Mines.* 1986. V. 81. N 2. P. 1—63.
 69. *Roberts D., Gale G. H.* The Caledonian-Appalachian Japetus Ocean // *Evolution of the Earths crust.* L.; N. Y.: Acad. Press, 1978. P. 255—342.
 70. *Robertson A. H. F.* Upper Cretaceous Muti Formation: transition of a Mesozoic nate platform to a foreland basin in the Oman Mountains // *Sedimentology.* 1987. V. 34. N 6. P. 1123—1142.
 71. *Schwab W. C., Lee H. J., Molnia B. F.* Causes of varied sediment gravity flow types on the Alsek Prodelta, northeast Gulf of Alaska // *Mar. Geotechnol.* 1987—1988. V. 7. N 4. P. 317—342.
 72. *Sharaskin A. Ya., Pustchin J. K., Zlobin S. K., Kolesov G. M.* Two ophiolite sequences from the basement of the northern Tonga are // *Ophioliti.* 1983. V. 8. N 3. P. 411—430.
 73. *Simonian K. O., Gass J. G.* Arakapas fault belt Cyprus. A fossil transform belt // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1978. V. 89. N 6. P. 1220—1230.
 74. *Wernike B.* Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Canad. J. Earth. Sci.* 1985. V. 22. N 1. P. 108—125.

Геологический институт АН СССР,
Москва, 109017

Поступила в редакцию
5.XI.1990

УДК 551.243(470.67)

© 1991 г.

СОБОРНОВ К. О.

**ФОРМИРОВАНИЕ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОЙ СТРУКТУРЫ
ДАГЕСТАНСКОГО КЛИНА**

Для объяснения строения и структурной эволюции Дагестанского клина предлагается новая геодинамическая модель, согласно которой этот тектонический элемент представляет собой коровую пластину, ограниченную снизу поверхностью срыва, погружающейся к югу. В юре — раннем миоцене, в условиях растяжения литосферы Кавказской окраины Восточно-Европейского континента, эта пластина сползала к югу, испытывая погружение. Морфология прогибов, развивавшихся на ее поверхности, определялась траекторией срыва в ее основании. В среднем миоцене, в обстановке смены растяжения сжатием литосферы, пластина начала перемещаться на север, надвигаясь и вклиниваясь в Терско-Каспийский прогиб. Эта модель согласуется с геолого-геофизическими данными. Она решает проблему передачи тектонических напряжений на большие расстояния — во внешнюю зону Дагестанского клина, имеющую сложную складчато-вдвиговую структуру и значительно удаленную от зоны коллизии литосферных плит, а также объясняет механизм образования депоцентров седиментации и тектурные особенности осадочных толщ в их пределах.

Sobornov K. O. The formation of fold-nappe structure of the Dagestan Wedge. *Geotectonics*. 1991. № 3. A new model has been proposed to explain the evolution of the Dagestan Wedge. According to this model the discussed tectonic element is represented by a crustal plate limited from below by a decollement surface dipping southwards. In the Jurassic — early Miocene, when lithosphere of the Caucasian margin of the East-European continent was extending, the crustal plate slipped submerging to the south. The morphology of troughs developed on its surface was defined by the decollement trajectory at its basement. In the middle Miocene, when the lithosphere extension gave way to its compression, the plate began moving to the north overthrusting and wedging into the Tersko-Caspian trough. This model agrees with geologo-geophysical evidence. It solves the problem of conveying tectonic stress at large distance — to the outer zone of the Dagestan Wedge, the zone having a complicated folded thrust structure and lying at a considerable distance from the zone of collision of lithosphere plates. The model also explains the mechanism of sedimentation depocenters formation and structural peculiarities of sedimentary beds within them.

ВВЕДЕНИЕ

Структурному развитию Восточного Кавказа, в том числе и одному из его основных структурных элементов — Дагестанскому клину посвящены работы И. О. Брода, Н. Б. Вассоевича, Н. В. Голубятникова, Н. В. Короновского, М. М. Москвина, Б. А. Соколова, В. Е. Хаина, Ф. Г. Шарафутдинова, Н. С. Шатского и многих других исследователей [2, 4, 15, 16, 21, 23 и др.], послужившие основой современного понимания геологического строения и эволюции этого региона. В последние годы появилось много новой геолого-геофизической информации, анализ которой позволяет дополнить сложившиеся представления.

Дагестанский клин, впервые выделенный Н. С. Шатским в 1929 г. [23], является крупным обособленным элементом мегантиклинория Большого Кавказа. На фоне крутого погружения северного склона Кавказа он выделяется в виде обширного структурного выступа, дугообразно выпуклого к северо-востоку (рис. 1). На юге по системе разрывов и флексур он сочленяется со сложнодислоцированной осевой зоной мегантиклинория Большого Кавказа. На западе его границей является Казбекско-Цхинвальская зона разломов, а на юго-востоке — Самурская. С Терско-Каспийским прогибом Дагестанский клин сочленяется посредством пояса надвигов, образованного клиновидными вдвиговыми пластинами северной вергенции (рис. 2, 3). В целом в региональной структуре

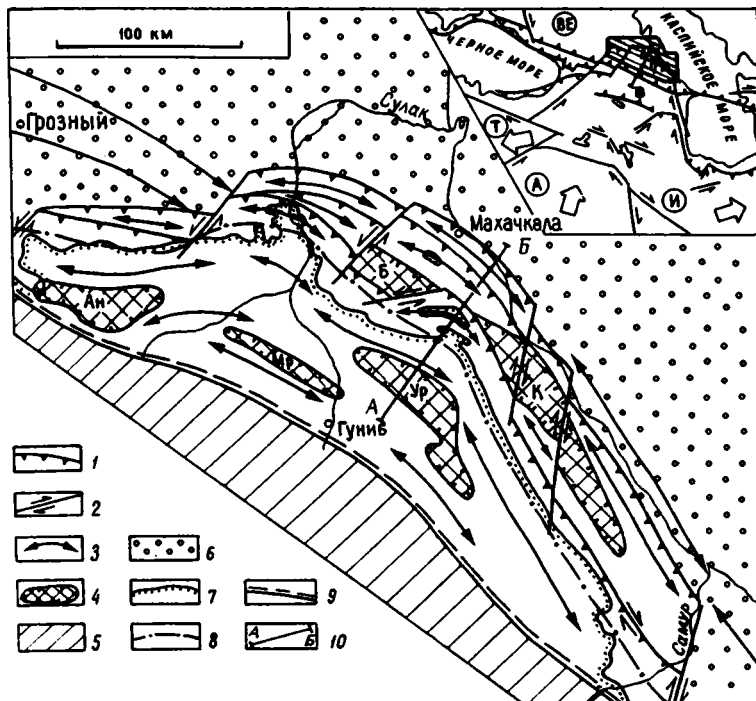


Рис. 1. Схема основных структурных элементов Дагестанского клина (составлена с использованием данных Б. А. Соколова)

1 — надвиги на поверхность мезозойско-эоценовых отложений (зубцы обращены в сторону падения сместителя); 2 — сдвиги; 3 — оси основных антиклиналей; 4 — основные синклинали (Б — Буйнакская, К — Каранайская, Ан — Ансалтинская, Мр — Мурадинская, Ур — Урминская); 5 — осевая зона мегантиклинория Большого Кавказа; 6 — Терско-Каспийский прогиб; 7 — граница выходов на поверхность мезозойских отложений; 8 — граница внешней и внутренней зон Дагестанского клина; 9 — граница Дагестанского клина и мегантиклинория Большого Кавказа; 10 — линии геологических разрезов (рис. 2).

На врезке — геодинамическая схема Кавказско-Аравийского сегмента Альпийского горно-складчатого пояса (по [31] с дополнениями). Заштрихован район Дагестанского клина. Буквы в кружках — литосферные плиты: ВЕ — Восточно-Европейская, Т — Турецкая, А — Аравийская, И — Иранская

Кавказа Дагестанский клин представляет собой слабодислоцированную плиту, обтекаемую складчато-надвиговыми зонами.

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Тектоническая природа Дагестанского клина в настоящее время не имеет общепринятого толкования и является предметом острых дискуссий [1—2, 4—5, 14, 20, 24 и др.]. В целом эта обширная моноклинорная структура представляет собой очевидную аномалию на фоне сложнодислоцированного Кавказского складчатого сооружения. Проблемой является объяснение происхождения пояса надвигов вдоль северного обрамления Дагестанского клина. Не ясны некоторые особенности развития этого региона, зафиксированные в размещении фаций и мощностей осадочных толщ. В частности, не понятен механизм формирования асимметричных прогибов, оси которых со временем смещались к северу. Противоречивые мнения высказываются по поводу генезиса сложных деформаций в основании олигоцен-неогеновых моласс [4—5, 14 и др.].

Наряду с научной ценностью решение проблемы происхождения Дагестанского клина имеет немалое практическое значение, так как разработка прием-

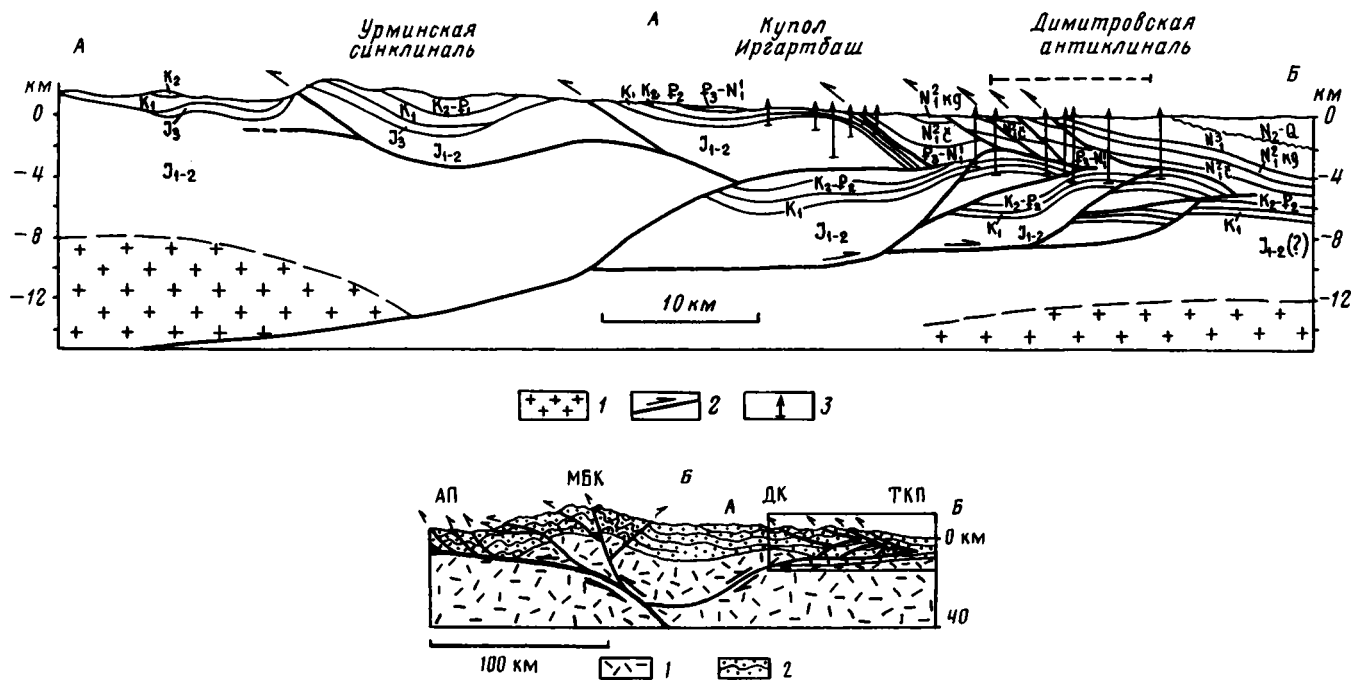


Рис. 2. А — геологический разрез Дагестанского клина по линии АБ (составлен по данным ПО «Дагнефть», «Грознефтегеофизика»). Справа над разрезом пунктирной линией показано положение сейсмического разреза (рис. 3). N_1^c — чокракский горизонт, N_1^{kg} — караганский горизонт
 1 — гранитно-метаморфический слой; 2 — разломы (стрелками указано направление перемещения блоков); 3 — скважины

Б — схематический разрез Восточного Кавказа по линии АБ. В рамке отрезок разреза, соответствующий разрезу по линии АБ (рис. 2, А). Основные структурные элементы: АП — Алазанский прогиб, МБК — осевая зона мегантиклинория Большого Кавказа, ДК — Дагестанский клин, ТКП — Терско-Каспийский прогиб

1 — консолидированная земная кора; 2 — осадочный чехол

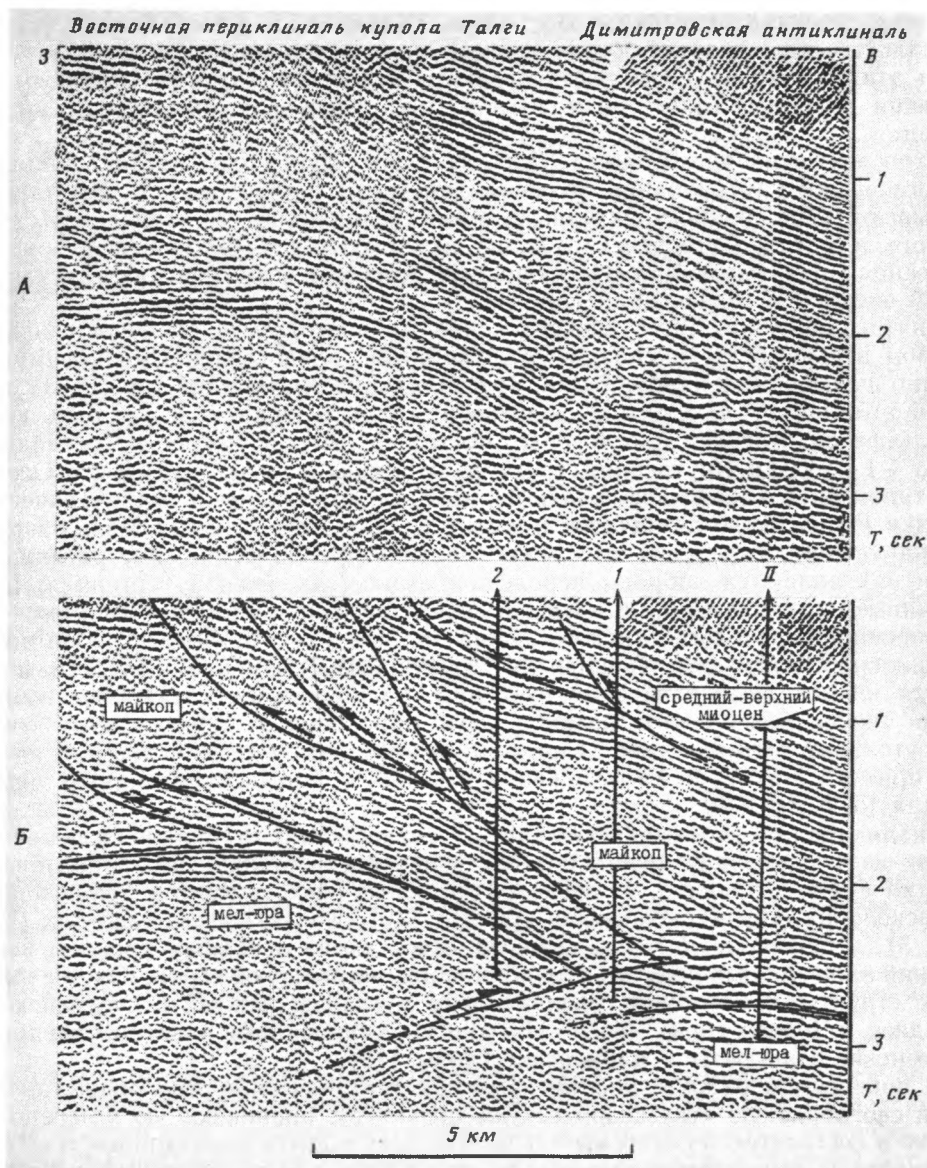


Рис. 3. Сейсмический временной разрез МОГТ по линии: восточная периклиналь купола Талги — Димитровская антиклиналь (данные ПО «Грознефтегеофизика»). Положение разреза см. рис. 2, А.

А — временной разрез; Б — то же, со структурно-геологической интерпретацией

лемой геодинамической модели строения и развития региона дает возможность повысить качество структурных построений, что может поднять эффективность осуществляемых здесь поисково-разведочных работ на нефть, газ и термальные воды, а также позволит глубже понять природу сейсмичности Дагестанского клина.

ФАКТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Для выяснения условий формирования складчато-надвиговых структур Дагестанского клина основной интерес представляют три группы фактов: информация об условиях залегания осадочного чехла; геофизические данные, осве-

шающие строение литосферы Восточного Кавказа, и материалы литолого-фациальных исследований юрско-кайнозойских отложений. Взятые в отдельности эти данные не позволяют составить целостной картины структурного развития региона. Таковую возможность дает лишь их комплексная интерпретация.

Строение осадочного чехла Дагестанского клина освещается данными геологического картирования, бурения, сейсмо- и гравиразведки. Эти данные указывают на различия структурных стилей дислокаций в его пределах. Исходя из этого, в составе Дагестанского клина выделяются две тектонические зоны — внутренняя, охватывающая Известняковый Дагестан и Мугринский антиклинорий, и внешняя — предгорная (рис. 1).

Внутренняя зона Дагестанского клина на поверхности сложена главным образом верхнеюрско-эоценовыми отложениями, представленными преимущественно шельфовыми карбонатами, подстилающимися мощной (до 10—12 км) песчано-глинистой угленосной дельтовой толщей нижней и средней юры. В рельефе ей отвечает плоскогорье, высотные отметки которого составляют около $+1 \div +2$ км. Внутренняя структура этой зоны относительно проста. Основным типом дислокаций здесь являются крупные коробчатые и концентрические складки [4]. Зеркало складчатости полого погружается к северу. Роль разрывных нарушений в пределах этой зоны невелика. Наиболее распространенными среди них являются взбросы небольшой амплитуды южной вергенции, приуроченные, как правило, к эродированным сводам антиклиналей (рис. 2).

Внешняя зона Дагестанского клина на поверхности сложена олигоцен-миоценовыми молассами. Основными структурными элементами этой зоны являются клиновидные вдвиговые пластины, расщепляющие осадочное выполнение Терско-Каспийского прогиба. Эти образования представляют собой остроугольные тектонические аллохтоны, заключенные внутри чехла и не имеющие прямого структурного отражения в выше- и нижележащих автохтонных толщах [5, 8, 18—20].

Анализ геолого-геофизических данных, освещающих глубинное строение региона, дает основание полагать, что внедрение клиновидных аллохтонных пластин в чехол прогиба, в пределах его различных сегментов, происходило на нескольких стратиграфических уровнях [19]. Как видно на разрезах (рис. 2, А, 3), в центральной части Дагестанского клина основным уровнем вклинивания аллохтонных пластин являются глины майкопской серии. Южнее вдвиговые структуры, возможно, вклиниваются в сланцы нижней и средней юры. Западнее, в Черных горах Чечено-Ингушетии, клиновидные пластины внедрены в титонские эвапориты и майкопские глины [19].

В поперечном разрезе рассматриваемая тектоническая зона представляет собой своеобразную «телескопическую» структуру, проникающую в передовой прогиб и состоящую из системы вдвинутых друг в друга аллохтонных пластин. Плоскости надвигов, ограничивающие эти пластины снизу, погружаются в южном направлении и, как показывают данные бурения на площади Элистанжи, уходят в доюрские отложения. Аналогичные нарушения, отделяющие вдвиговые аллохтоны от вышележащих толщ, падают в противоположном — северном направлении. Слияние этих встречных разрывов, образующих взаимосвязанную систему, происходит перед фронтом пластин (рис. 3). Взброшенные над ними моноклиналильные блоки по существу представляют собой гигантскую «стружку», образование которой, по-видимому, обусловлено пассивной реакцией осадочного чехла на вклинивание в него остроугольных аллохтонов.

Складчатая поверхность вдвиговых пластин ступенчато погружается к северу до глубины —6,0 км и представляет собой крутой внутренний борт Терско-Каспийского прогиба.

Данные сейсмологии свидетельствуют о том, что поверхность надвигов, вероятно, полого погружается далее к югу под Дагестанский клин, что находит отражение в существовании в его пределах слабо наклоненной сейсмофокаль-

ной зоны. В пределах предгорного пояса надвигов большинство гипоцентров землетрясений и их афтершоков рассеяно на большой площади и группируется на глубинах -5 ± 2 км [11]. Южнее гипоцентры располагаются на глубинах в первые десятки километров [10].

Глубинное строение Дагестанского клина находит отражение на разрезе ГСЗ Волгоград — Нахичивань. Как видно на этом разрезе, мощность земной коры, равная в Терско-Каспийском прогибе 40 км, в районе Дагестанского клина достигает 57 км ([9], рис. 14). При этом увеличение мощности коры связано главным образом с «раздувом» толщи, обладающей скоростью продольных волн 5,5 — 5,9 км/с и отождествляемой с «гранитно-метаморфическим» слоем. Примечательно, что этот слой неоднороден. В нем выделяется волновод, расположенный на глубинах от 10 до 25 км, погружающийся в южном направлении. Принимая во внимание упомянутые данные сейсмологии, представляется возможным согласиться с предположением С. И. Дотдугева о покровно-надвиговом строении земной коры Восточного Кавказа [5], за счет чего сдвоен «гранитно-метаморфический» слой. Плоскость глубинного надвига, возможно, приурочена к отмеченной зоне пониженных скоростей (волноводу).

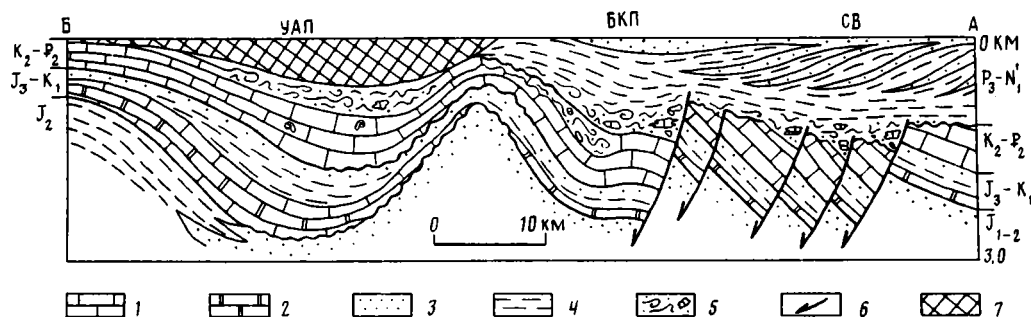


Рис. 4. Схематический литолого-палеоструктурный разрез верхнеюрско-нижнемиоценовых отложений по линии АБ (составлен с использованием данных А. И. Конюхова, М. М. Москвина, Б. А. Соколова, Ф. Г. Шарифудинова). Положение разреза — см. рис. 2, 3. Основные седиментационные зоны: УАП — Урминско-Ансалтинский прогиб, БКП — Буйнакско-Каранайский прогиб, СВ — Сулакская впадина

1 — известняки и мергели; 2 — доломиты; 3 — песчаники и алевролиты; 4 — глины и аргиллиты; 5 — оползневые горизонты, содержащие глыбовые олистолиты; 6 — сбросы; 7 — часть разреза, уничтоженная неотектонической эрозией

Помимо данных об условиях залегания осадочных комплексов и глубинном строении региона важную информацию о структурном развитии Дагестанского клина несут в себе сведения о составе, текстуре и мощностях различных литолого-стратиграфических комплексов. Анализ материалов полевых исследований, бурения и сейсморазведки позволяет достаточно уверенно реконструировать условия осадконакопления начиная с позднеюрского времени.

Одной из основных особенностей позднеюрско-антропогенной седиментации в пределах Дагестанского клина является дискретная миграция депозитов осадконакопления в его пределах (рис. 4). Это явление отчетливо фиксируется на серии карт фаций и мощностей стратиграфических комплексов. Так, в поздней юре во внутренней зоне Дагестанского клина возникает протяженная Урминско-Ансалтинская зона прогибов, простирающаяся субпараллельно структуре Кавказа. В позднем мелу севернее обособилась Буйнакско-Каранайская зона прогибов, а в олигоцене — Сулакская впадина. В плиоцене ось прогибания смещается еще далее к северу — в Терско-Каспийский прогиб.

Мощность карбонатно-эвапоритовых отложений верхней юры в Урминско-Ансалтинской зоне прогибов достигает 1,5 км и более (р. Аргун). Между тем на большей части Дагестанского клина осадки в эту эпоху либо не отлагались, либо были представлены карбонатно-обломочными красочетными отло-

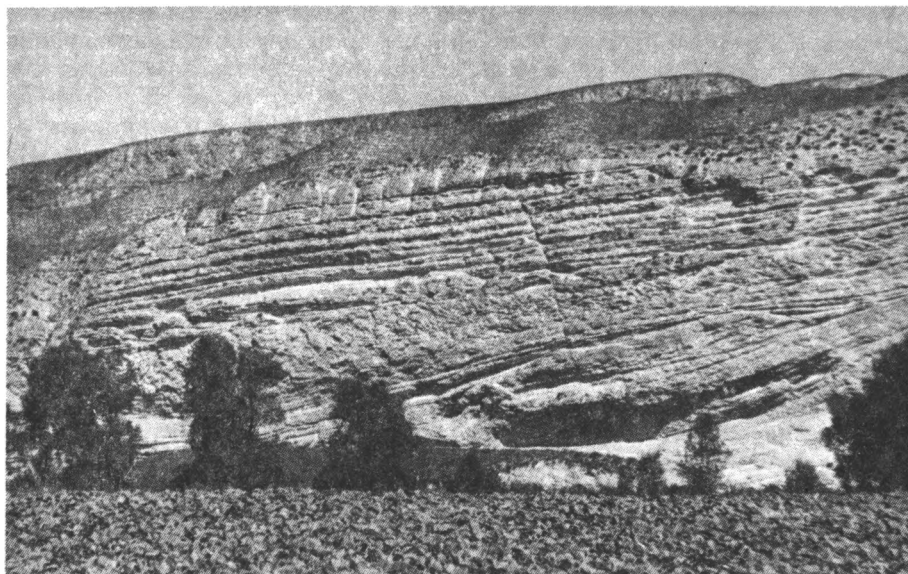


Рис. 5. Оползневые нарушения слоистости в известняках и мергелях датского яруса на южном бору Урминской синклинали, правый берег р. Халагорк в районе с. Леваши. Север слева

жениями мощностью в первые сотни метров. Наибольших значений — до 2,2 — 2,5 км в этой структурной зоне достигает и суммарная мощность мел-эоценовых отложений.

К Буйнакско-Каранайской зоне прогибов приурочены повышенные мощности верхнемеловых — эоценовых карбонатов — 0,8—1,0 км, что в 1,5—5,0 раз больше, чем в пределах других частей предгорьев Дагестана. Кроме того, здесь велика мощность олигоценовых глин; оценить ее, однако, сложно, так как эти отложения сильно смяты и нарушены надвигами.

Мощность олигоцен-миоценовых песчано-глинистых толщ в пределах Сулакской впадины, которой в современном структурном плане отвечает фронтальная часть пояса надвигов Дагестанского клина, достигает 4,0—4,5 км. К северу она быстро убывает.

Плиоцен-четвертичные грубообломочные отложения с угловым несогласием перекрывают разновозрастные подстилающие комплексы. Их мощность быстро увеличивается в северном направлении и достигает в осевой зоне Терско-Каспийского прогиба 2,5 км.

Еще одной примечательной особенностью условий осадконакопления в выделенных зонах прогибания Дагестанского клина является смещение во времени осей их погружения к северу. Эта тенденция проявляется в распределении фаций и мощностей мел-палеогеновых отложений. Кроме того, она наглядно видна в ряде естественных обнажений, где удается проследить направление движения ископаемых оползневых потоков осадков, которые имеют в этом регионе чрезвычайно широкое распространение [14, 16] (рис. 5).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ накопленных геолого-геофизических данных, освещающих строение Дагестанского клина, показывает, что формирование структуры этого региона не находит удовлетворительного объяснения в рамках разработанных ранее геодинамических гипотез, предусматривающих ведущую структурообразующую роль штамповых вертикальных движений блоков фундамента, диапировых процессов в нижних горизонтах осадочного чехла, гравитационное

разваливание Кавказа. Эти гипотезы противоречат фактам о широком распространении покровно-надвиговых дислокаций, линейности связанных с ними складчатых форм, южном погружении аллохтонных пластин в пояс надвигов, обрамляющем Дагестанский клин с севера. Перечисленные черты строения региона свидетельствуют о том, что его структурное развитие определялось тангенциальным сжатием, источником которого, по-видимому, была коллизия Аравийской плиты и Кавказской окраины Восточно-Европейского континента [5—6, 13]. Если принять эту точку зрения, остаются неясными причины, по которым тангенциальное сжатие, обусловившее возникновение пояса надвигов, не привело к развитию сходных по напряженности деформаций во внутренней зоне Дагестанского клина, через которую напряжения передавались к северу. Нуждаются в объяснении и отмеченные особенности условий осадконакопления, и в частности преобладающее северное направление перемещения палеооползней. Это представляется труднообъяснимым, так как в региональном плане к северу — в сторону платформы мощность мезозойско-палеогеновых отложений сокращается.

МОДЕЛЬ ГЕДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

Для описания формирования складчато-надвиговой структуры Дагестанского клина в мезозойско-кайнозойское время предлагается новая геодинамическая модель, в основу которой положены современные геолого-геофизические данные. Ее главным содержанием является предположение о том, что ведущим механизмом деформаций при образовании этого структурного элемента являлись сбросовые, а затем покровно-надвиговые перемещения коровой пластины, ограниченной снизу пологой поверхностью срыва, погружающейся к югу и проникающей в нижние горизонты коры. Иными словами, совокупность специфических черт строения Дагестанского клина получает логическое объяснение, если предположить, что основным элементом этой структуры является коровая пластина, испытавшая в альпийскую эпоху цикл возвратно-поступательных перемещений.

Зарождение предполагаемого срыва, возможно, произошло в ранней юре, когда в районе Большого Кавказа установились условия горизонтального растяжения литосферы [6, 13]. С этого времени здесь начал развиваться бассейн окраинного моря, происхождение которого было обусловлено задуговым спредингом, связанным с субдукцией океана Тетис. Возможно, что расслоение литосферы и обособление верхней тектонической пластины определялись перетеканием материала из подстилающего нижнего пластичного корового слоя к югу — в сторону рифтовой зоны окраинного моря согласно механизму, изложенному в работе [12]. При этом траектория сместителя срыва в определенной мере могла быть унаследована от герцинских надвигов Кавказа, оказавшихся в условиях растяжения.

В среднем миоцене геодинамическая обстановка растяжения литосферы сменилась ее сжатием. Это событие было связано со столкновением Аравийской плиты с Кавказской окраиной Восточно-Европейского континента, последовавшим за закрытием океана Тетис [6, 7, 13, 31]. Сближение этих континентальных массивов в среднем миоцене происходило со скоростью 4 см/год [3]. Это, по-видимому, привело к перемещению коровой пластины в противоположном — северном направлении вдоль той же поверхности срыва.

Фронтальная, наиболее утоненная, часть пластины в ходе поступательных надвиговых перемещений претерпела сложные деформации. Здесь возник пояс «слепых» надвигов, формирование покровных структур которого было обусловлено реализацией механизма вклинивания компетентных аллохтонов в мощные толщи пластичных отложений Терско-Каспийского прогиба [5, 8, 18—20]. В то же время на обширной территории внутренней зоны Дагестанского клина над утолщенной частью коровой пластины осадочные комплексы испытали общее воздымание и оказались смятыми лишь в крупные складки.

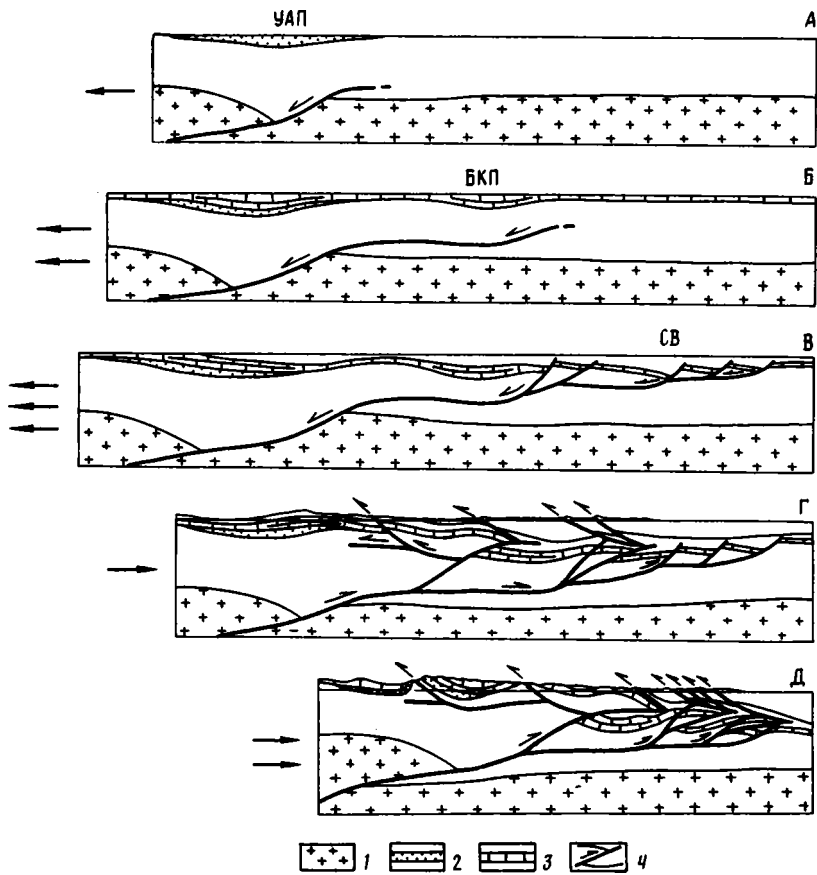


Рис. 6. Гипотетическая схема развития складчато-надвиговой структуры Дагестанского клина. А—Д — этапы структурного развития

А — поздняя юра (140 млн. лет назад) — развитие глубинного «слепого» сброса, заложение Урминско-Ансалтинской зоны прогибов (УАП); В — палеоцен — эоцен (50 млн. лет) — дальнейшее развитие «слепого» сброса, заложение Буйнакско-Каранайской зоны прогибов (БКП); В — олигоцен — ранний миоцен (25 млн. лет) — расчленение сброса на систему мелких листрических разломов, их «выход» на поверхность; заложение Сулакской впадины (СВ); Г — средний — поздний миоцен (10 млн. лет) — смена геодинамической обстановки растяжения литосферы ее сжатием, трансформация сбросов в надвиги, формирование клиновидно-вдвиговой структуры внешней зоны Дагестанского клина, подъем и слабая складчатость его внутренней зоны; Д — плиоцен — антропоген (1 млн. лет) — проградация вдвиговых пластин и усложнение складчатой структуры (схематизированный разрез по линии АБ (рис. 2, А)). Стрелками слева условно показано направление прилегаемых к коровой пластине Дагестанского клина внешних усилий.

1 — «гранитно-метаморфический» слой; 2 — верхнеюрские отложения; 3 — мел-эоценовые отложения; 4 — разломы, стрелками показано направление перемещения блоков

Слабые деформации в этой структурной зоне, вероятно, обусловлены тем, что тектонические напряжения, зародившиеся в нескольких сотнях километров к югу — в зоне столкновения литосферных плит, передавались через относительно жесткое монолитное тело коровой пластины в предгорья, образуя там пояс надвигов и почти не затрагивая при этом перекрывающие ее осадочные комплексы. Предполагаемая последовательность этих процессов схематически показана на рис. 6.

Идейной основой данной геодинамической интерпретации являются представления А. В. Пейве о тектонической расслоенности литосферы [17], а также концепция, сформулированная Брайаном Вернике, о развитии рифтогенных структур за счет образования пологих литосферных срывов (simple shear

mechanism) [32]. Исследования последних лет принесли большое количество материалов, подтверждающих справедливость этих воззрений [22, 25, 30 и др.].

В рамках предлагаемой геодинамической модели легко находит объяснение упомянутое явление дискретной миграции депоцентров седиментации. Формирование системы этих прогибов, по-видимому, связано с тем, что поверхность глубинного срыва была осложнена флексурообразными изгибами. Последнее обстоятельство представляется неизбежным в силу того, что это нарушение пересекало толщи, обладающие различными физическими свойствами. При этом участки пологого залегания плоскости сместителя в пластичных горизонтах чередовались с более крутыми в относительно жестких комплексах слоистой среды, из-за чего поверхность срыва приобретала неровную ступенчато-волнистую траекторию [29].

В ходе погружения коровой пластины из-за искривленности поверхности сместителя ее тело изгибалось с образованием крупных протяженных складок. При этом на поверхности пластины закономерно возникали прогибы. Их происхождение обусловлено тем, что при сползании пластины по наклонному разлому более тонкая ее часть занимала место утолщенной, смещенной к югу. Подобную интерпретацию, опирающуюся на данные сейсморазведки, использовал А. Бич для описания структурного развития бассейнов Северо-Западной Европы [26].

Срыв в основании предполагаемой пластины, по-видимому, развивался в течение длительного времени, причем его проградация к северу осуществлялась импульсивно, что нашло отражение в разновозрастности прогибов Дагестанского клина. Возникнув первоначально, по всей вероятности, в подошве верхнего хрупкого («гранитно-метаморфического») слоя коры, он со временем проник в осадочный чехол и в олигоцене достиг поверхности. На это обстоятельство указывает то, что в поздней юре — эоцене структурный план был относительно прост (рис. 6, А, Б). Он определялся главным образом крупными складчатыми формами, о чем свидетельствует выдержанность этих отложений и отсутствие в их составе крупных угловых несогласий. Только в олигоцене в районе Сулакской впадины возник весьма сложный конседиментационный палеорельеф поверхности бассейна (рис. 6, В), что следует из материалов литолого-стратиграфических исследований. В пределах этого района выделяются локальные протяженные зоны глубокой эрозии палеоцен-эоценовых и даже верхних горизонтов верхнемеловых отложений в осевых частях ряда антиклинальных складок (Шамхал-Булак, Восточный Капчугай, Димитровская и др.). По соседству с ними разрезы верхнемеловых — эоценовых отложений не затронуты эрозией, а вышележащие майкопские глины увеличены в мощности и содержат мощные оползневые горизонты, включающие многочисленные олистолиты палеоцен-эоценовых карбонатов (рис. 4).

Такая картина весьма характерна для зон развития листрических сбросов, в пределах которых возникает система асимметричных присбросовых впадин и разделяющих их приподнятых блоков (полугорстов), вершинные части которых подвергаются эрозии [29 и др.].

Таким образом, до олигодена срыв в основании коровой пластины Дагестанского клина, по-видимому, не выходил на поверхность, т. е. был «слепым», а движения по нему определяли геометрические формы развивающегося осадочного бассейна. Растяжение пластины до того, как срыв достиг поверхности, вероятно, компенсировалось многочисленными мелкими сбросами и пластичными деформациями пород (особенно в нижне- и среднеюрских сланцах), чему мог способствовать более высокий тепловой поток, существовавший в мезозое — палеогене.

Предлагаемая геодинамическая модель позволяет найти логичное объяснение и преобладающей северной вергентности палеооползневых горизонтов. Дело в том, что по мере своего сползания над крутыми перегибами поверхности срыва тело коровой пластины испытывало вращательные деформации и изги-

балось. Вследствие этого одновременно испытывали вращение и прогибы на ее поверхности, так как периодически в погружение втягивались новые уточненные участки пластины, располагавшиеся ранее севернее оси впадины (рис. 6). В результате южные крылья прогибов испытывали относительное воздымание над их смещающейся осью, а накопленные в их пределах еще не литифицированные осадки сползали вниз по склону к северу.

При трансформации сбросовых перемещений в надвиговые над флексурными перегибами поверхности глубинного срыва возникали крупные инверсионные рамповые поднятия. Их происхождение также связано с изгибами пластины над этими зонами. В их пределах происходило «выворачивание наизнанку» мощных линз осадков, которые накопились во впадинах, сформированных над этими перегибами на предыдущем этапе структурного развития. Этим механизмом может быть описано образование целого ряда крупных антиклиналей внутренней зоны Дагестанского клина, например Варандийской, Мугринской, Кадар-Апшинской и др.

Кроме того, часть складок и разрывов внутренней зоны Дагестанского клина, возможно, произошла вследствие глубинных вдвиговых деформаций (рис. 2). Их структурные позиции в этом сходны со складчатыми моноклиналями, образованными олигоцен-неогеновыми молассами, взброшенными над вдвинутыми в Терско-Каспийский прогиб аллохтонными клиньями.

Достоинством предлагаемой геодинамической модели является также то, что она дает непротиворечивое компромиссное решение проблемы происхождения деформаций в нижних горизонтах майкопской серии. Суть этой проблемы заключается в том, что, по мнению ряда исследователей, они представляют собой продукт конседиментационных палеоползневых процессов [14, 21 и др.], тогда как их оппоненты склонны связывать эти деформации с надвиговыми перемещениями пакета чешуйчатых надвигов в плиоцен-четвертичное время [4, 5, 23]. В рамках рассматриваемой модели свое место находят оба этих механизма деформаций нижнемайкопских отложений.

МЕСТО ДАГЕСТАНСКОГО КЛИНА В СТРУКТУРЕ КАВКАЗА

Предлагаемая геодинамическая модель, безусловно, не может претендовать на полноту без увязки с данными о региональном строении и развитии Большого Кавказа. Так, отсутствие признаков крупных покровно-надвиговых структур в осадочном чехле Лабино-Малкинской моноклинали, расположенной к западу от Дагестанского клина и в Кусаро-Дивичинской впадине, примыкающей к нему с юго-востока, порождает определенный скептицизм в оценке значимости надвигов рассматриваемого региона и реальности изложенной модели. Для объяснения различий в условиях залегания осадочного чехла в пределах различных сегментов северного склона Кавказа, на наш взгляд, можно предложить две гипотезы.

Согласно первой следует предположить, что рифтовая структура, существовавшая на месте Большого Кавказа в начале альпийского цикла, имела весьма сложное внутреннее строение. В пределах ее различных сегментов срыва, по которым происходило растяжение литосферы, падали в противоположные стороны. При этом в районе будущего Дагестанского клина этот срыв погружался к югу, а западнее и восточнее он мог иметь противоположное — северное падение. Границами между этими разнородными элементами, вероятно, являлись зоны крупных разломов сдвигового типа — Казбекско-Цхинвальского и Самурского, вдоль которых отмечается резкое изменение состава и условий залегания осадочных толщ.

Примеры подобной неоднородности рифтов в последние годы установлены в ряде регионов мира, например в пределах рифта Танганьика [25 и др.]. Если это действительно имело место и на Кавказе, то специфика строения его различных сегментов становится понятной, так как их современная струк-

тура в значительной мере определялась морфологией разрывов, возникших здесь ранее.

Возможно, также, что крупный срыв в коре существовал только в районе Дагестанского клина, а за его пределами механизм растяжения мог быть иным.

Наряду с этой гипотезой представляется возможным предложить и другую. Суть ее заключается в том, что значительные различия структурного стиля Дагестанского клина и соседних с ним сегментов северного склона Кавказа обусловлены более глубоким — коровым положением клиновидных вдвигов в пределах последних. Из-за этого, возможно, осадочный чехол и подстилающий его слой фундамента Лабино-Малкинской моноклинали занимает положение, аналогичное взброшенным моноклиналям олигоцен-миоценовых моласс Дагестанского клина (рис. 2). Косвенно это предположение подтверждается данными ГСЗ. Так, на профиле Степное — Бакуриани, над относительно полого залегающей поверхностью «базальтового» слоя, под северным склоном Кавказа вырисовывается «раздув» «гранитно-метаморфического» слоя [9]. С севера это поднятие ограничено взбросами южной вергенции, корни которых уходят в фундамент. В целом геометрические очертания этой структуры напоминают так называемую треугольную зону (triangle zone), характерную для клиновидных вдвигов [28]. Она образована мощной аллохтонной пластиной, внедренной в «гранитно-метаморфический» слой. Сходная модель строения литосферы, опирающаяся на данные глубинного сейсмического профилирования, по-видимому, имеет место в Швейцарских Альпах [27].

Рассматривая предлагаемые гипотезы, нельзя исключить возможности того, что в реальных условиях эти процессы в определенной степени могли бы сочетаться. Крайняя скудность фактических данных, характеризующих глубинное строение Кавказа, не позволяет в настоящее время сформулировать достаточно аргументированную геодинамическую модель развития всего этого горно-складчатого сооружения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, анализ накопленной геолого-геофизической информации, освещающей строение Дагестанского клина, позволяет предложить новую модель его формирования. Она предполагает, что этот структурный элемент по существу представляет собой коровую пластину, испытавшую в альпийскую эпоху цикл возвратно-поступательных перемещений. Эта модель объясняет различия в стиле строения внешней и внутренней зон Дагестанского клина. Она дает удовлетворительное решение проблемы передачи тектонических напряжений на большие расстояния, обусловивших формирование поясов надвигов в предгорьях Северо-Восточного Кавказа. Кроме того, она объясняет механизм образования депоцентров осадконакопления и делает понятным текстурные особенности осадочных толщ в их пределах.

Автор выражает благодарность В. В. Ишутину, А. И. Конюхову, Н. В. Коронковскому, М. Ю. Никитину, Ю. П. Смирнову, Б. А. Соколову, Л. В. Шалбузовой, Ф. Г. Шарафутдинову, В. Ф. Шарафутдинову, В. С. Шеину и В. И. Яловенко за помощь в сборе и обсуждении фактических материалов.

Список литературы

1. Бунин Г. Г. Результаты геолого-структурного дешифрирования космоснимков Предгорного Дагестана в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности // Тр. ИГ Даг. ФАН СССР. 1986. Вып. 34. С. 117—122.
2. Буторин Г. Д., Мирзоев Д. А., Шарафутдинов Ф. Г. К вопросу о глубинном строении мезозойских отложений Дагестанского клина // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 4. С. 48—54.
3. Вардапетян А. Н. Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского региона // Океанология. 1979. Т. 19. № 6. С. 1066—1074.
4. Дотуев С. И. Строение и происхождение пакета покровов Шатского в предгорьях Дагестана // Геотектоника. 1990. № 3. С. 59—69.

5. *Догдуев С. И.* Проблемы альпийской тектоники Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 48—54.
6. *История океана Тетис* / Ред. Монин А. С., Зоненшайн Л. П. М.: ИО АН СССР, 1987. 155 с.
7. *Копп М. Л.* Кинематика Кавказа на орогенном этапе // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 113—122.
8. *Короновский Н. В., Панина Л. В., Стор М. А.* Тектонические предпосылки выявления месторождений нефти и газа в центральной части Терско-Каспийского прогиба // Геолого-геофизические проблемы поисков нефти в районах с высокой освоенностью недр / Ред. Летавин А. И., Хачатрян Р. О. М.: Наука, 1988. С. 34—40.
9. *Краснопевцева Г. В.* Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М.: Наука, 1984. 108 с.
10. *Кропоткин П. Н., Ларионов Л. В.* Глубинные сейсмические разломы Крымско-Кавказской области и движения литосферных плит / Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. С. 107—110.
11. *Левкович Р. А., Асманов О. А.* Сейсмоактивная область. Дагестанский клин // Тр. ИГ Даг. ФАН СССР. 1985. Вып. 33. С. 5—17.
12. *Лобковский Л. И., Хаин В. Е.* Некоторые особенности строения и развития пассивных окраин и рифтовых зон континентов и их возможное объяснение // Геотектоника. 1989. № 6. С. 28—39.
13. *Лордкипанидзе М. Б., Адамия Ш. А., Асанидзе Б. З.* Эволюция активных окраин океана Тетис // Тр. 27-й сессии МГК. Т. 3. Палеонтология. М., 1984. С. 72—83.
14. *Маркус М. А., Шарафутдинов В. Ф.* Олигоценовые олистостромы Восточного Кавказа и позднеальпийский тектоногенез // Геотектоника. 1989. № 4. С. 87—98.
15. *Милановский Е. Е., Короновский Н. В.* Орогенный вулканизм и тектоника альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 279 с.
16. *Москвин М. М., Семихатов М. А.* Подводно-оползневые нарушения в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Дагестана // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 10. С. 67—84.
17. *Пейве А. В.* Разломы и тектонические движения // Геотектоника. 1967. № 5. С. 8—24.
18. *Соборнов К. О.* Поднадвиговые зоны нефтегазоаккумуляции — новый объект поисков нефти и газа в Предгорном Дагестане // Геология нефти и газа. 1988. № 2. С. 8—12.
19. *Соборнов К. О.* Клиновидные надвиги северо-восточного склона Кавказа // Сов. геология. 1990. № 2. С. 79—87.
20. *Соколов Б. А., Соборнов К. О.* Оценка перспектив нефтегазоносности Дагестана // Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М.: Изд-во МГУ, 1986. С. 130—136.
21. *Шарафутдинев Ф. Г.* К тектонике Сулакского тектонического выступа в связи с нефтегазоносностью мезозойских отложений // Тр. ИГ Даг. ФАН СССР. 1975. Вып. 9. С. 103—106.
22. *Хаин В. Е.* Расслоенность Земли и многоярусная конвекция // Тез. докл. XXII Всес. тектонического совещания «Геодинамика и развитие тектоносферы». М.: Изд-во МГУ, 1990. С. 52—53.
23. *Шатский Н. С.* Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым (Сев. Дагестан) // Тр. гос. науч.-исслед. нефт. ин-та. Вып. 4. М.: Научн.-тех. упр. ВСНХ, 1929. С. 31—95.
24. *Шолпо В. Н.* Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 395 с.
25. *Bosworth W.* Detachment geometries and kinematics in continental rifts // Abstracts of 28-th IKGSC. Washington, 1989. V. 1. P. 176—177.
26. *Beach A.* A regional model for linked tectonics in north-west Europe // Petroleum geology of north-west Europe / Eds Brooks J., Glennie K. / Graham and Trotman, 1987. V. 1. P. 43—48.
27. *Erei W., Heitzmann P., Lehner P., Valasek P.* Die drei Alpentraversen von NFP 20 // Bull. ver. schweiz. petroleumgeol. u. ing. 1989. V. 55. № 128. P. 13—43.
28. *Jones P. B.* Oil and gas beneath east-dipping underthrust faults in the Alberta foothills // Geologic studies of Cordilleran Thrust Belt / Ed. Powers R. B. Denver: Rocky Mountain Association of Geologists, 1982. V. 1. P. 61—74.
29. *Lowell J. D.* Structural styles in petroleum exploration. OGCI Publications. Tulsa, 1985. 460 p.
30. *Mutter J. C., Larson R. L.* Northwest Australia Study group. Extension of the Exmouth Plateau, offshore northwestern Australia: Deep seismic reflection / reflection evidence for simple and pure shear mechanisms // Geology. 1989. V. 17. № 1. P. 15—18.
31. *Philipp H., Cistiernas A., Guishiani A., Gors'kov A.* The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision // Tectonophysics. 1989. V. 161. № 1. P. 1—21.
32. *Wernike B.* Low-angle normal faults in the Basin and Range province // Nature. 1981. V. 291. P. 645—648.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологоразведочный нефтяной
институт, Москва, 105118

Поступила в редакцию
6.11.1990

УДК 551.4 : 549.731.15(470.5)

© 1991 г.

САВЕЛЬЕВА Г. Н., САВЕЛЬЕВ А. А.

ХРОМИТЫ В СТРУКТУРЕ ОФИОЛИТОВЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ УРАЛА

Рассмотрено размещение хромитовых месторождений в мантийных тектонитах офиолитовой ассоциации — гарцбургитовом и лерцолитовом типах разреза. Промышленное хромитовое оруденение сосредоточено в массивах, ультрабазиты которых образовались в результате глубокой многоэтапной эволюции мантийного вещества и представляют преимущественно полный разрез гарцбургитового типа с фрагментами слабодеплетированных лерцолитов.

В подобных разрезах оруденение тяготеет к участкам, характеризующимся: 1) интенсивной высокотемпературной деформацией ультрабазитов, часто приуроченной к зонам перехода лерцолитовой к гарцбургитовой и гарцбургитовой — к краевой дунитовой формации; 2) высокой насыщенностью перидотитов дунитовыми телами (валы, штоки, рои, штокверки дунитовых жил), приводящей к дробному чередованию гарцбургитов±лерцолитов, дунитов.

Рудовмещающие дуниты (хромиты) тяготеют к шарнирам складок и флексур, к лобовой части и пережимам струйных потоков, образовавшихся в ходе высокотемпературного вязкопластического течения ультрабазитов. Предполагается, что дифференциация мантийного вещества в ходе этого течения была одной из причин обособления и образования хромитов.

Многие месторождения хромитов находятся в ультрабазитах офиолитовых комплексов, которые размещены в областях со сложным покровно-складчатым строением. К их числу относятся и главные месторождения нашей страны, сконцентрированные в офиолитовых ультрабазитах Урала. Для уральских массивов приуроченность разных по составу хромитов к различным структурно-петрографическим зонам наиболее полно описана Г. А. Соколовым, В. П. Логиновым, Н. В. Павловым [6, 8, 13], интерпретировавшими распределение пород в разрезе как следствие магматической расслоенности: легкоплавкие пироксениты, лерцолиты вверху и тугоплавкие дуниты внизу разреза. Были установлены и позднее подтверждены работами других исследователей [5, 9, 10, 13] закономерности размещения хромитов: а) известные рудные тела, имея табулярную, лентиколярную, трубчатую, жильную (штокверк жил) или шпирювую форму, являются эпигенетическими относительно главной массы пород ультрабазитовых массивов и, как правило, имеют дунитовую оторочку переменной мощности; б) наибольшее число и наиболее крупные залежи хромитов сконцентрированы среди дунитовых тел и в пределах полей с большой насыщенностью перидотитов дунитами; в) граничные поверхности хромитовых тел имеют сложную конфигурацию, обусловленную вязким течением, и часто косо или круто пересекают структуры вмещающих пород; г) рисунки деформационных структур и текстур хромитов, а также вмещающих пород (флексуры, сигмоиды, складки нескольких поколений) образованы при вязком течении материала. Перечисленные наблюдения интерпретировались в основном как следствие течения и кристаллизации ликвированных остаточных рудно-силикатных расплавов [5—7, 13 и др.].

В последние годы накоплен обширный материал по составу и строению ультрабазитовых массивов, вызвавший пересмотр представлений об истории и механизме их образования [3, 4, 11, 12, 18—20 и др.]. Положение хромитового оруденения относительно выявленных структур мантийного разреза уральских офиолитов систематически не рассматривалось. Материалы по этому вопросу обсуждаются в настоящей статье, где основное внимание уделено положению рудных тел: 1) в генеральной структуре мантийного разреза ультрабазитовых массивов разных типов, относительно границ между формациями пород, слагающими эти массивы, 2) относительно разномасштабных структур высокотемпературных пластических деформаций вмещающих пород.

Исследования по проблемам офиолитов и генезиса базальтов привели к представлению о том, что гарцбургиты и лерцолиты офиолитов образовались в процессе частичного плавления мантийного вещества как тугоплавкий остаток после отделения базальтоидных магм и выведены в кору подвижных областей в виде тектонических фрагментов верхней мантии [2, 4 и др.]. Во многих ультрабазитовых массивах, представляющих такие верхнемантийные фрагменты, установлены определенные внутренние структуры и последовательность образования ультрабазитов, связанных парагенными отношениями.

Генеральный разрез. В обобщенном виде полная верхнемантийная часть разреза офиолитов включает следующий ряд формаций.

1. Шпинелевые лерцолиты, сравнительно богатые базальтоидными компонентами (алюминием, кальцием, титаном, железом и др.), представляют наиболее ранние и глубинные образования и слагают центральную часть многих массивов.

2. Гарцбургиты, богатые базальтоидными компонентами, сменяют лерцолиты в направлении к периферии массивов (к границе с дунит-верлит-пироксенитами, габброидами). Среди шпинелевых лерцолитов и гарцбургитов в ряде массивов развиты линзы шпинель-плагиоклазовых лерцолитов (гарцбургитов), истощенных в разной степени, в зависимости от положения в разрезе. Обогащенные гарцбургиты далее к периферии массивов сменяются истощенными; в тех и других гарцбургитах (лерцолитах) присутствуют тела дунитов, количество и размеры которых в целом нарастают в направлении к краевым зонам массивов.

3. Дунит-(лерцолит)-гарцбургитовая формация выделяется при насыщении гарцбургитов (лерцолитов) дунитами до 10—15% и более, располагается на разных уровнях разреза гарцбургитовой зоны: на границе лерцолитовой и гарцбургитовой формаций и вдали от лерцолитов, среди истощенных гарцбургитов.

4. Формация магnezиальных дунитов слагает внешние зоны перидотитовых тел, завершая обобщенный разрез мантийных тектонитов. Она непосредственно контактирует с породами дунит-верлит-клинопироксенитовой формации, слагающими нижние части разреза корово-мантийных плутонических комплексов. В нижней части разреза последней, в зоне, сопредельной с мантийными тектонитами, преобладают дуниты.

В разных офиолитовых массивах объемные соотношения-перечисленных формаций меняются, сопровождаясь значительными различиями их внутренних структур и общего состава офиолитовых разрезов [11]. Существенно лерцолитовый и гарцбургитовый типы разрезов, принадлежащие единому эволюционному ряду структурно-вещественных преобразований вещества верхней мантии, представлены на Урале наиболее полно: первый — в массивах Нуралинском, Кракинских, второй — Рай-Изском, Войкаро-Сыннинском, Хабарнинском, Кемпирсайском (рис. 1).

Деформационные структуры. В ультрабазитах исследованных хромитоносных массивов широко представлены деформационные текстуры и структуры: складки течения разного масштаба и нескольких поколе-

ний (или фрагменты складок), линейно-плоскостные ориентировки минералов, определенным образом связанные с положением осевых поверхностей или шарниров складок течения; будинированные линзы, прослои или жилы, а также предпочтительные ориентировки осей оптической индикатрисы оливина и энстатита, обусловленные внутрикристаллическим скоплением по определенным кристаллографическим системам. Во многих работах показано, что перечисленные особенности структуры и текстуры обусловлены пластическими деформациями, возникшими при вязком течении горячих ($>900^{\circ}\text{C}$) твердых пород. Каждому поколению деформационных структур и текстур соответствуют новообразованные минеральные равновесия, которые позволяют на основе экспериментальных данных приближенно охарактеризовать некоторые физические условия их формирования (общее давление, температуру, напряжение сдвига, скорость деформации).

Общим для всех мантийных разрезов офиолитов являются: 1) единый стиль деформационных структур внутри формаций каждого типа разрезов; 2) конформность деформационных структур в чередующихся пачках ультрабазитов; 3) дисконформность полосчатости, уплощенности и линейности лерцолитов по отношению к границе с дунит-гарцбургитовой и последующими внешними зонами, а также к структурам дунитов, пироксенитов полосчатой серии; линейность ориентирована под крутым углом к поверхности границ; это несогласие особенно ярко выражено в лерцолитовых разрезах (см. рис. 1); 4) резко выделяющаяся повышенная деформированность пограничных зон лерцолитовой и гарцбургитовой, а также гарцбургитовой и краевой дунитовой формаций, проявленная в них различным образом; 5) приуроченность дунитовых тел, представленных согласными линзами и (или) штокверками жил, к приосевым и замковым частям складов течения в гарцбургитах и лерцолитах.

Большинство месторождений хромитов и наиболее крупные из них приурочены к массивам с гарцбургитовым типом разреза в наиболее полном его выражении, с мощными телами слабо истощенных гарцбургитов и реликтовыми телами лерцолитов. Здесь они залегают в дунитах на разных уровнях мантийного разреза: 1) в дунит-лерцолит-гарцбургитовой формации — в зоне перехода лерцолитов к гарцбургитам, 2) в дунит-гарцбургитовой, 3) в краевой дунитовой зоне.

ПОЛОЖЕНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ В СТРУКТУРЕ МАССИВОВ

Самые крупные месторождения хромитов в офиолитовых массивах связаны с дунит-лерцолит-гарцбургитовой формацией. На Урале — они известны в юго-восточной части Кемпирсайского массива [5, 8, 13], меньшего размера — на Войкаро-Сыньинском массиве (Полярный Урал), где сохранились лишь небольшие тела лерцолитов среди гарцбургитов [10, 11]. В Новой Каледонии в массиве Тьебаги крупные тела хромитов приурочены к наиболее глубинной части мантийного разреза [17, 19]. Руды этих месторождений представляют наиболее ценное высокохромистое сырье.

В перечисленных случаях рудоносные и безрудные дунитовые тела залегают либо согласно линейно-плоскостным элементам вмещающих пород на крыльях складок течения, либо пересекают их в пределах шарниров вдоль осевой зоны этих складок в лобовых или боковых частях струйных структур, формируя штокверки, жилы, ленты, трубы и т. д.

В юго-восточной части Кемпирсайского массива (главное рудное поле) линейно-плоскостные элементы ультрабазитов — полосчатость, уплощенность, линейность — очерчивают две крупные струйные структуры с плавно округленными лобовыми очертаниями (рис. 2). Находящиеся в

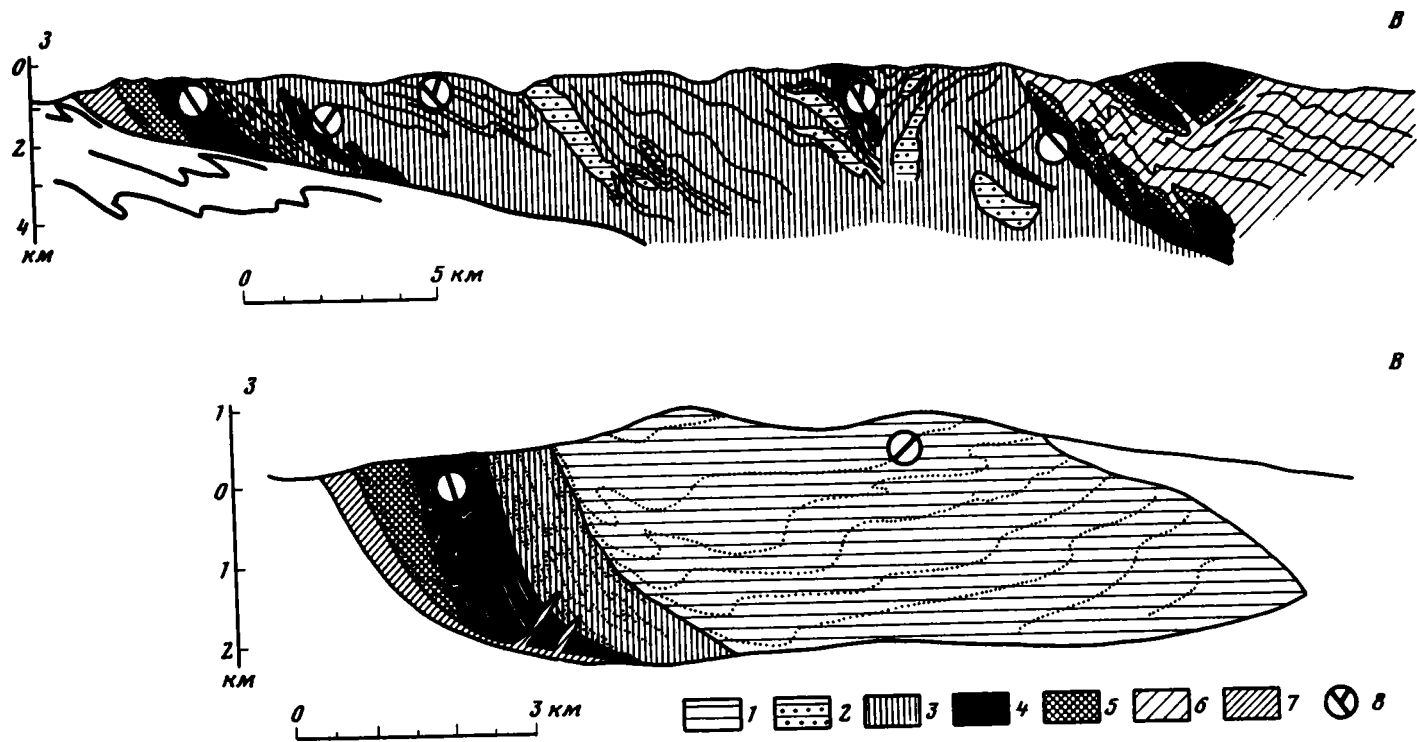


Рис. 1. Положение и ориентировка хромитовых тел в гарцбургитовом (вверху) и лерцолитовом (внизу) типах разреза габбро-ультрабазитовых формаций офиолитов Урала
 1, 2 — лерцолиты: 1 — серпентинизированные, 2 — без серпентина; 3 — гарцбургиты; 4 — дуниты; 5 — пироксениты, верлиты; 6 — габбро; 7 — амфиболиты; 8 — схематическое размещение хромитовых тел. Полосчатость показана: точечной линией — в лерцолитах серпентинизированных; сплошной черной — в гарцбургитах, пироксенитах, верлитах, габбро; сплошной белой — в дунитах

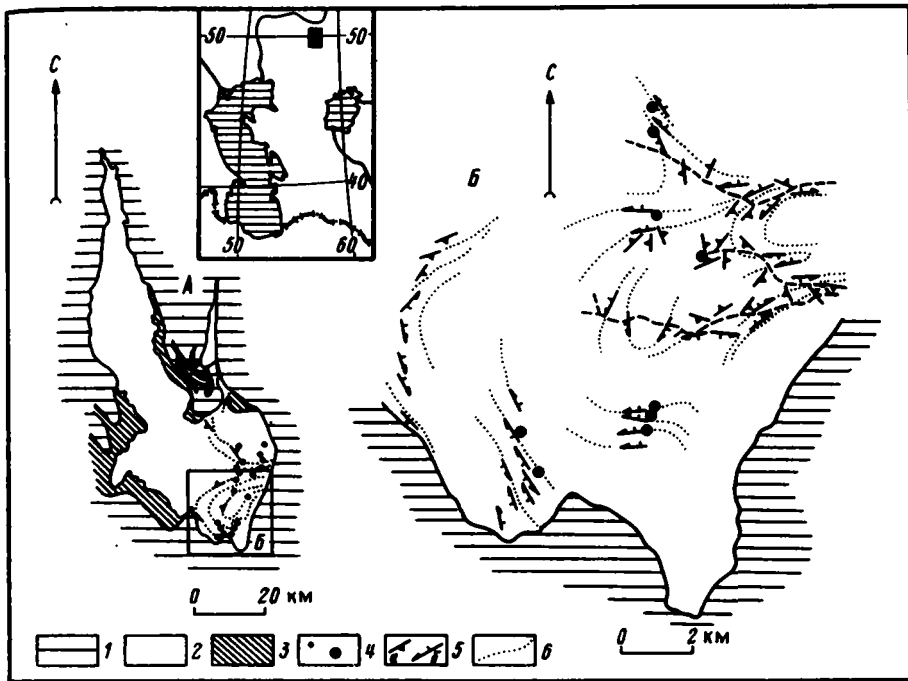


Рис. 2. Схема размещения хромитовых месторождений Главного рудного поля Кемпирсайского массива, по [5]: А — схема Кемпирсайского массива; Б — положение хромитовых месторождений относительно полосчатости и линейности гарцбургитов по [5], дополненное замераами этих элементов и структурными линиями твердопластического течения

1 — вулканогенно-осадочные и метаморфические толщи; 2 — гарцбургиты (лерцолиты), энстатитовые дуниты, дуниты со структурами твердопластического течения; 3 — троктолиты, габбро-нориты, габбро и метаморфические породы по ним; 4 — месторождения хромитов; 5 — залегание структурных элементов: а — полосчатости, б — уплощенности и линейности; б — структурные линии полосчатости и уплощенности в ультрабазитах

пределах рудного поля рудные тела имеют сложную форму: табулярную, лентичулярную (часто сближенные, эшелонированные тела), жилотрубообразную или неправильную [5, 8]. В южной части главного рудного поля месторождения расположены симметрично относительно субгоризонтального шарнира струйной структуры юго-западного простирания. К западу от шарнира в лобовой и боковых частях структуры удлинение всех крупных хромитовых залежей в целом согласуется с ориентировкой линейности и уплощенности минералов вмещающих пород. К востоку от шарнира и в тыловой части структуры юго-западное удлинение рудных тел резко дискордантно к субширотной ориентировке линейности и простиранию уплощенности силикатов в рудных и вмещающих породах [5] (рис. 2, А). Обращает внимание резкое несогласие между ориентировками границ рудных тел и линейных элементов структуры вмещающих пород, с одной стороны, и одинаковая (пронизывающая) ориентировка линейности во вмещающих породах и рудных телах — с другой [5]. Аналогичные соотношения текстурно-структурных элементов вмещающих пород, их границ и удлинения рудных тел устанавливаются и на месторождениях северной части главного рудного поля [5, 8].

На Войкаро-Сыньинском массиве Полярного Урала месторождение Пайты — линзовидная пологая деформированная залежь густовкрапленных и сплошных руд ориентирована субсогласно с полосчатостью

вмещающих пород-лерцолит-гарцбургитовой формации, однако в породах и рудах силикаты или их агрегаты имеют общую пронизывающую ориентировку линейности.

На месторождении Тьебаги одноименного массива в северной части Новой Каледонии сходящиеся столбообразные рудные тела хромитов ориентированы одинаково с полосчатостью вмещающих перидотитов и уплощенностью их минералов; таким же образом здесь ориентированы и многочисленные небольшие тела дунитов [14, 17]. Близкие соотношения текстурно-структурных элементов пород, руд, границ и удлинения рудных тел наблюдались на этом массиве в месторождениях Шаргин и Дамокл. В северо-западной части массива лентиколярные залежи месторождения Фантох сматы в узкие изоклинальные складки течения, осевые поверхности которых имеют одинаковую ориентировку с региональной уплощенностью и линейностью [14]. Постоянная взаимосвязь пространственной ориентировки рудных тел и структур высокотемпературного пластического течения мантийных ультрабазитов, очевидно, может рассматриваться как свидетельство образования рудных тел в ходе этого течения. Руды и вмещающие породы несут также следы пострудных пластических деформаций, при которых они растаскивались на блоки разного размера.

Дунит-гарцбургитовая формация развита на разных уровнях разреза гарцбургитовой зоны: области насыщения гарцбургитов дунитовыми телами известны как на расстоянии 3—5 км от границы с краевыми дунитами (в реконструированном на глубине разрезе), так и в непосредственной близости к ним. К этой формации приурочены преимущественно мелкие и средние месторождения хромитов варьированного состава.

В массивах Полярного Урала — Войкаро-Сыньинском и Рай-Изском, где вскрыты главным образом гарцбургитовая и дунитовая зоны разреза офиолитовых мантийных тектонитов, дунитовые тела разных размеров и формы концентрируются в пределах шарниров, приосевых зон складок течения гарцбургитов; ориентировка граничных поверхностей дунитовых тел пересекает полосчатость гарцбургитов (рис. 3.) Дунитовые тела часто окружены штокверком дунитовых жил или шлирово-полосчатым дунит-гарцбургитовым чередованием. В гарцбургитовой части разреза, сопредельной с краевой дунитовой зоной, дуниты слагают штокверки, конформные эшелонированные линзы, пластообразные тела. В перечисленных структурных ситуациях хромиты располагаются: 1) в апикальной части дунитовых штоков, столбов, труб; 2) в жилах штокверков, сопровождающих эти тела, на разном расстоянии от них; 3) на периферии штокверков, среди гарцбургитов (мелкие рудопроявления).

1. Примерами месторождений первой группы могут служить линзовидно-лентиколярные тела полосчато-вкрапленных руд, обогащающихся по восстанию рудных тел (Южно-Лаптайское месторождение); трубчатое тело густовкрапленных и сплошных руд со струями-сателлитами вкрапленно-полосчатых руд (Хойлинское). В обоих случаях границы рудных тел конформны границам вмещающих тел дунитов, которые срезают под острым углом полосчатость гарцбургитов. Такое же положение и ориентировку имеют залежи вкрапленных руд в юго-восточной части массива Рай-Из [9]. Состав рудообразующего хромшпинелида этой группы месторождений характеризуется высокой хромистостью, но преобладают вкрапленные руды.

2. Рудные тела второй группы занимают различное пространственное положение по отношению к деформационным структурам вмещающих пород. В замковых частях складок течения элементы деформационной текстуры обрамляющих гарцбургитов ориентированы дисконформно к граничным поверхностям рудных тел, находящихся среди дунитовых жил (рудные узлы Кершорский и Левопайерский; см. рис. 3, А).

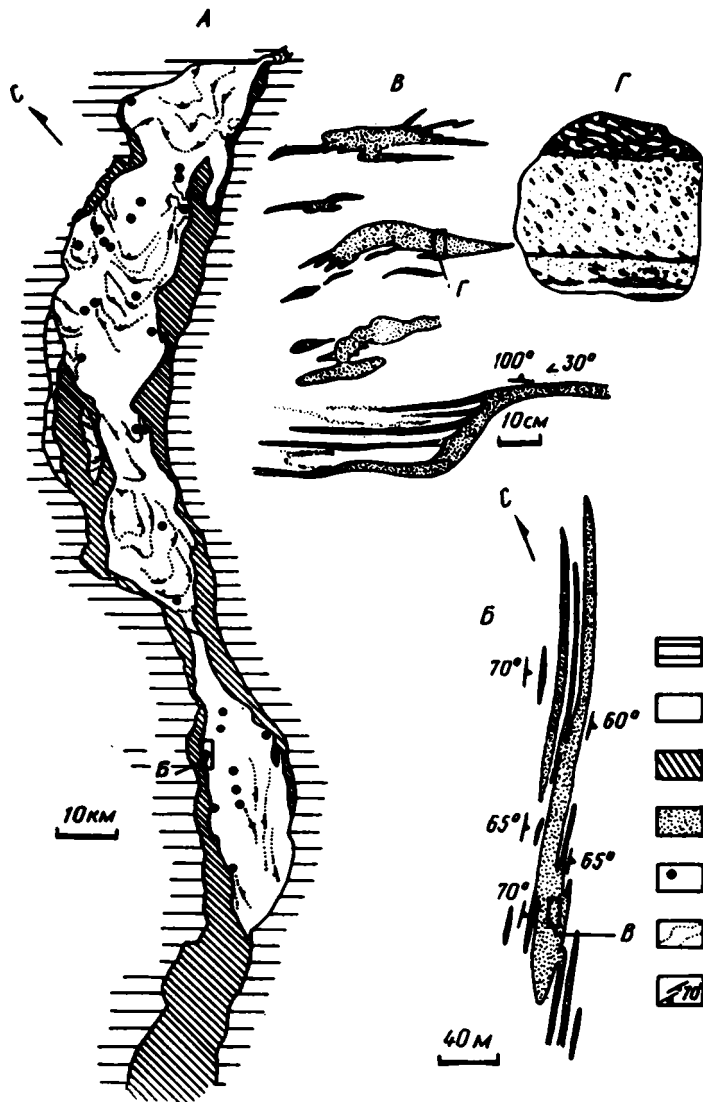


Рис. 3. Схема размещения хромитовых залежей Войкаро-Сыньинского массива (А); В — залежь вкрапленно-полосчатых хромитов рудопроявления Новолаптапайское; В — деформированные шпильки хромитов; Г — ориентировка линейности и уплощенности в рудах, секущая границы прослоев (рудной полосчатости) 1 — вулканогенно-осадочные и метаморфические толщи; 2 — гарцбургиты (лерцолиты) и дуниты со структурами высокотемпературного твердопластического течения; 3 — пироксениты, верлиты, троктолиты, габбро-нориты, габбро и их метаморфизованные аналоги; 4 — вкрапленные хромиты; 5 — рудопроявления хромитов; 6 — полосчатость в гарцбургитах; 7 — ориентировка плоскости падения полосчатости

В крыльях крупных складок течения гарцбургитов ориентировки полосчатости, уплощенности и граничных поверхностей рудных тел конформны, ориентировки линейности силикатов и удлинения рудного тела почти совпадают (некоторые залежи Хойлинского и Левопайерского рудных узлов). Масштабы и качество оруденения этой группы варьируют; чем ближе к основному дунитовому телу расположена штокверковая (шпильково-полосчатая) зона, вмещающая хромиты, тем чаще встречаются

ся высоко- и среднехромистые, средне-, густовкрапленные руды; к периферии штокверка распространены тела сплошных густовкрапленных среднехромистых руд [9, 10].

В южной части Войкаро-Сыньинского массива, в пределах Лаптапайского рудного узла, детально закартирован участок сопряжения кровли дунитового вала (на его фланге) и обрамляющего штокверка дунитовых жил, где хромиты находятся в двух структурных обстановках. В прибортовой части дунитового вала, косо секущего полосчатость гарцбургитов, группа эшелонированных табулярных или лентукулярных тел убогих и бедных руд расположена на расстоянии первых десятков метров от контакта дунитов и гарцбургитов, а уплощенность рудных тел ориентирована вдоль этого контакта. На их простирации, уже непосредственно в дунитовых жилах обрамляющего штокверка, располагаются трубочатые и жилные тела сплошных и густовкрапленных руд с мало-мощной дунитовой оболочкой.

3. В периферии дунитовых штокверков Войкаро-Сыньинского массива известны небольшие месторождения сплошных или густовкрапленных высокоглиноземистых хромитов, связанные с единичными маломощными жилами дунитов. В ряде случаев их пространственное и структурное положение позволяет предполагать, что они представляют часть интервала оруденения, основание которого уходит либо в штокверковую зону, либо глубже, в окружаемое ею крупное тело дунитов. На таких участках руды слагают сплошные жилы или изломанные ленты с резко меняющимися ориентировками граничных поверхностей и маломощными, часто прерывистыми дунитовыми оторочками. Здесь в силикатном цементе руд в заметных количествах появляется клинопироксен, иногда сменяющий оливин в околорудной кайме. В этой структурно-формационной подзоне встречаются и сильно удлиненные, мало деформированные уплощенные линзы густовкрапленных и сплошных руд, граничные поверхности которых конформны полосчатости окружающих гарцбургитов и границам дунитовых оболочек (Северо-Лаптапайское, западная часть Хойлинского рудного узла). Секущие соотношения границ руда — порода относительно полосчатости и уплощенности минералов гарцбургитов наблюдаются в коленчатых жилах Левопайерского и Бурхойлинского участков. В целом необходимо отметить, что гарцбургиты, вмещающие жилные тела хромитов с резкими контактами, имеют слабо-выраженные деформационные структуры.

На массиве Вуринос (Греция) в распределении двух наиболее распространенных типов хромитовых залежей по разрезу дунит-гарцбургитовой формации намечается та же закономерность, что и на Войкаро-Сыньинском массиве: в сравнительно крупных дунитовых телах (среди гарцбургитов) залегают деформированные в складки линзовидные или лентукулярные тела вкрапленно-полосчатых руд месторождений Ксероливадо, Конивос, Цука, а в дробно чередующихся дунитах — гарцбургитах — линзовидные и неправильной формы тела густовкрапленных и сплошных хромитов месторождений Воидоллаккос, Корсумия [1, 14]. В обоих случаях тела залегают согласно или субсогласно с крутопадающей полосчатостью и уплощенностью пород; отдельные дунитовые жилы или волнистые поверхности границ дунитовых тел пересекают полосчатость гарцбургитов. Аналогичное структурное положение, по-видимому, занимают месторождения в офиолитовых массивах Ньюфаундленда [15], Югославии [16] и Турции [21].

В мантйном разрезе офиолитов Северного Омана довольно точную структурную привязку имеют месторождения Фарфар и Мухарах: они удалены на 300 м в глубь гарцбургитов от границы с краевыми дунитами (основанием кумулятивной серии) [14]. Оба месторождения представлены линзовидными слабдеформированными залежами густовкрап-

ленных и сплошных руд, ориентированными конформно между собой и контакту с кумулятивной серией.

В дунитовой (периферической) зоне разреза мантийных тектонитов хромитовое оруденение встречается часто во многих офиолитовых массивах, однако крупные месторождения здесь не известны. Рудные тела залегают в основном согласно с главной границей между мантийными тектонитами и коровыми магматитами, а также с границей между гарцбургитовой и дунитовой зонами мантийных тектонитов (см. рис. 1). При этом деформационные структуры более глубоких горизонтов (зон) разреза мантийных тектонитов ориентированы резко несогласно относительно этих границ. На Урале это ярко выражено на массивах Нурали и Кракинских, где линейные элементы структуры в лерцолитовой и гарцбургитовой зонах ориентированы почти ортогонально к границам между гарцбургитовой и дунитовой, дунитовой и дунит-верлит-клинопироксеновой зонами; дунитовые штокверки в гарцбургитах, расположенные вблизи границы с дунитовой зоной, также часто ориентированы несогласно с этой границей [11]. Аналогичная и столь же четкая картина несогласного залегания рудных тел в дунитовой зоне и границ указанных структурно-формационных зон с жилами дунит-гарцбургитового комплекса детально закартирована на массиве Троодос, о-ве Кипр (данные А. Миханлиди, 1983). Подобное несогласие, сохранившееся в относительно слабо тектонизированных массивах, обусловлено, на наш взгляд, тем, что на разных глубинных уровнях по мере эволюции мантийного разреза существовали разные поля деформаций и структуры в краевой дунитовой зоне определялись уже положением главной границы мантийный тектонит — коровый кумулят.

Рудные залежи в дунитовой зоне обычно представлены маломощными пластами и сильно уплощенными линзами бедно-, средневкрапленно-полосчатых хромитов, дробно чередующихся с дунитами. Сближенные рудные пропластки часто располагаются кулисообразно, среди них присутствуют неправильные сгустки, линзы густовкрапленных и массивных хромитов (см. рис. 3, Б). Степень деформированности рудных тел сильно варьирует.

В дунитах, обнаруженных вдоль западного контакта Войкаро-Сыньинского массива, в его южной части вскрыты крутопадающие зоны вкрапленно-полосчатых руд, протягивающихся по простиранию с перерывами на десятки километров (см. рис. 3, А, Б). Здесь известны [10] рудные тела с четкими параллельными пропластками бедно-, средне- и густовкрапленных хромитов, зоны, в которых рудные пропластки смяты в сильно растянутые изоклиналильные складки, будинированные прослои густовкрапленных хромитов (Чигим-Харутское, Западно-Лаптанайское и Ново-Лаптанайское рудопроявления). Минеральная уплощенность, рудная полосчатость и осевые плоскости изоклиналильных складок совпадают. Далее к северу, в Лагортинском рудопроявлении, во вкрапленных зонах с прослоями среденодулярных хромитов наблюдались фрагменты структур течения в растянутых шлирах густовкрапленных и массивных руд. По уплощенности и удлинению нодулей отчетливо видно несоответствие полосчатости и уплощенности (см. рис. 3, В, Г).

В краевых дунитах восточного контакта Войкаро-Сыньинского массива структуры пластического течения выражены гораздо слабее; соответственно тела вкрапленных хромитов имеют менее растянутую, иногда — неправильную форму, нечеткие полосчатые текстуры руд сменяются орбикулярными (Нелкинское, Лагартинское рудопроявления, см. рис. 3). Таким образом, морфология, текстуры и ориентировка рудных тел в краевой дунитовой зоне зависят от степени деформированности пород. В тех случаях, когда она значительна и структуры пластического

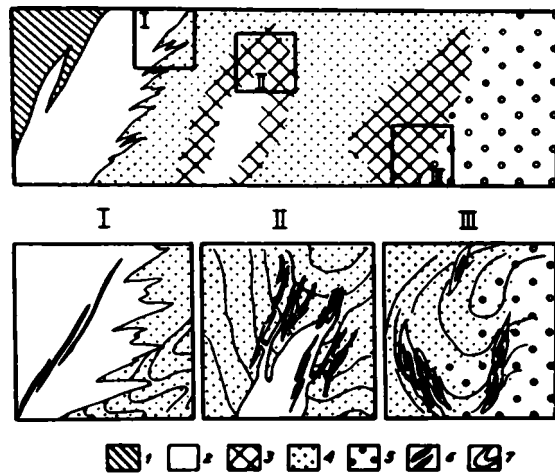


Рис. 4. Схема размещения хромитового оруденения в генерализованной структуре мантийного разреза офиолитовых ультрабазитов. На врезках — размещение рудных тел относительно деформационных структур в дунитах (I), гарцбургитах (II), лерцолитах (III)
 1 — габбро, дуниты, верлиты, клинопироксениты; 2 — дуниты; 3 — дунит-гарцбургитовый штокверк или полосчатое дунит-лерцолит-гарцбургитовое чередование; 4 — гарцбургиты; 5 — лерцолиты; 6 — хромиты; 7 — ориентировка деформационных структур высокотемпературного пластического течения

течения дунитов выражены четко, залегание руд определенно контролируется ориентировкой контакта дунитов с дунит-верлит-пироксенитовой серией (Войкаро-Сыньинский, Ключевской, Нуралинский массивы).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное сравнение структурно-формационного положения хромитов в ультрабазитовых разрезах офиолитов Урала и в некоторых массивах других разновозрастных складчатых областей показало, что наиболее крупные и богатые хромом месторождения сосредоточены в массивах с полным разрезом гарцбургитового типа с фрагментами лерцолитовой зоны. Эти хромитоносные массивы представляют мантийную часть разреза тех офиолитовых комплексов, формирование которых связывается с областями активных океанических окраин тихоокеанского типа — с мощными, сложно построенными многофазными габброидными формациями, развитой дайковой серией и толентовыми лавами, нередко надстроенными серией бонинитовых лав [11].

В общей структуре мантийного разреза рудные поля приурочены к тем его уровням, где в небольшом объеме пространственно сближены породы разного состава: чередующиеся лерцолиты — гарцбургиты — энстатитовые дуниты — дуниты, либо гарцбургиты — дуниты. В ряде массивов эти уровни соответствуют: первый — зоне перехода от лерцолитовой к гарцбургитовой формации, второй — от гарцбургитовой к дунитовой. Третий структурный уровень концентрации хромитов — крайняя дунитовая формация, пограничная с дунит-верлит-клинопироксенитовой (рис. 4).

Положение оруденения двух первых уровней определяется также наличием наложенных зон или участков дунитизации (валы, штоки, рои или штокверки дунитовых жил) мантийных тектонитов. Самые крупные месторождения высокохромистых руд приурочены к зонам дунитизации

в лерцолитах — гарцбургитах вблизи их границы; средние и малые месторождения среднехромистых глиноземистых руд связаны с зонами дунитизации той или иной части разреза гарцбургитовой зоны.

Рудовмещающие породы этих уровней — дуниты и окружающие их лерцолиты, гарцбургиты характеризуются ярко выраженными структурами высокотемпературного (субсолидусного) пластического течения. Здесь распространены не только упорядоченные ориентировки оливина и пироксенов, обусловленные трансляционным скольжением дислокаций, но и тонкозернистые порфиробластические рекристаллизационные структуры, свидетельствующие о высоких скоростях деформаций. Деформации, запечатленные ориентировкой уплощенности и линейности в сложных складках течения, струйных рисунках, флексурах и сигмоидах, также особенно интенсивны в пределах рудных полей. Хромитовые залежи тяготеют к шарнирам этих складок и флексур, к лобовой части либо пережимаем струйных потоков. Рисунки деформационных структур и текстур хромитов и вмещающих пород характеризуют пульсирующий режим неоднородного вязкого течения материала.

Таким образом, размещение рудных тел пространственно контролируется зонами интенсивных деформаций, приуроченными к переходной области контрастного состава между относительно однородными формациями пород (лерцолит-гарцбургитовой и гарцбургит-дунитовой). Этот вывод наряду с данными по эволюции состава мантийных перидотитов [11] позволяет считать, что дифференциация мантийного вещества в ходе его высокотемпературного вязкопластического течения была одной из причин образования и обособления хромитов. Судя по соотношениям формы рудных тел, структур хромитов с деформационными структурами вмещающих пород, высокотемпературные пластические деформации продолжались далее, вызывая последующие изменения формы залежей и рудных структур.

Начало процесса рудообразования, по-видимому, связано с вязкопластическим течением и дифференциацией вещества в ходе частичного плавления лерцолита, при зарождении родоначальных базальтовых магм.

Список литературы

1. Захос К. Хромитовая минерализация офиолитового комплекса Вуринос (Северная Греция)//Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973. С. 99—104.
2. Йодер Х. С. Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 237 с.
3. Кшиппер А. Л., Савельева Г. Н. Латеральная неоднородность верхней мантии Тетиса в связи с историей его развития. М.: Наука, 1987. С. 168—181.
4. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 236 с.
5. Кравченко Г. Г. Роль тектоники при кристаллизации Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1969. 205 с.
6. Логинов В. П., Павлов Н. В., Соколов Г. А. Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале//Хромиты СССР. Т. 2. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 5—196.
7. Маракушев А. А. О генезисе хромитовых руд и вмещающих их гипербазитов//Геология руд. месторождений. 1980. № 1. С. 3—23.
8. Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 178 с.
9. Перевозчиков Б. В. Петрология хромитоносных гипербазитов массива Рай-Из на Полярном Урале: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 23 с.
10. Савельев А. А. Хромиты Войкаро-Сыньинского массива//Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977. С. 63—76.
11. Савельева Г. Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 404. М.: Наука, 1987. 246 с.
12. Сегалович В. И. Геолого-геофизическая модель хромитоносного Кемпирсайского массива//Геодинамика и металлогения. М.: ГКНТМС СССР, 1976. С. 199—200.

13. Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распределения//Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. рудн. месторожд. М., 1948. Вып. 97. № 12. 127 с.
14. Christiansen F. G. Structures of ophiolitic chromite deposits//Ph. D. Thesis University of Aarhus, Denmark, 1986. P. 1/1—7/1.
15. Døhe R., Watkinson D. H. The chromites of the Bay of Islands ophiolite complex, Newfoundland; structural control and petrology of 3 distinct//Abstr. of papers accept. for oral and poster present. Symp. Troodos-87. Geol. surv. dept. Nicosia, 1987. P. 138.
16. Karamata S. Fabrics of chromitites from Brezovica (South Serbia, Yugoslavia) and their origin//Ann. Geol. Pen. Balkan. 1969. V. 34. P. 461—473.
17. Moutte J. Le massif de Thiebaghi, Nouvelle-caledonie, et ses gites de chromite//These Doct. Jng. Ecol. Nationale. Sup. Mines. Paris, 1979. 156 p.
18. Nicolas A., Violette J.-F. Mantle flow at oceanic spreading centers: models derived from ophiolites//Tectonophysics. 1982. V. 81. № 2. P. 319—339.
19. Prinzhofer A., Nicolas A., Cassard D. et al. Structures in the New Caledonia peridotites-gabbro: implication for oceanic mantle and crust//Tectonophysics. 1980. V. 69. N 1. P. 85—112.
20. Rangoshay M., Whitecherch H., Juteau T. Petrology of the Tauric and Oman ophiolitic complexes//Abst. of papers accept. for oral and poster present. Symp. Troodos-87. Geol. surv. dept. Nicosia, 1987. P. 154.
21. Thayer T. P. Geologic features of podiform chromite deposits/Ed Woodtli R.//Seminaron Methods of prospection for chromite. Paris: O. E. C. D., 1964. P. 135—145.

Геологический институт АН СССР,
Москва, 109017

Поступила в редакцию
30.V.1989

УДК 551.24(574/571.1)

© 1991 г.

ЕГОРКИН А. В., КОСТЮЧЕНКО С. Л., ЗОЛотов Е. Е.,
ЗЮГАНОВ С. К., ЛУЦЕНКО Т. Н.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КАЗАХСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ И ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

По результатам глубинных сейсмических исследований ГСЗ—МОВЗ вдоль профиля оз. Тенгиз — г. Норильск — море Лаптевых составлен разрез земной коры зоны сочленения Казахской складчатой области и Западно-Сибирской плиты. Установлены принципиальные отличия в сейсмогеологическом строении недр исследованных геоструктур. Выделены три основных мегаблока коры, отвечающих Казахской складчатой области, Западно-Сибирской плите и зоне их сочленения. Кроме того, выделено 57 коровых блоков с индивидуальными скоростными параметрами. На базе информации по соотношению в них скоростей распространения продольных и поперечных волн предпринята попытка восстановления вещественного состава блоков на основе оценки вероятного содержания в породах кремнезема. Получены данные о существенной роли в формировании коры кислых и средних образований. В глубинном разрезе Казахской складчатой области в интервале отметок 8—14 и 28—36 км намечены палеоочаги гранитоидной магмы. Зона сочленения интерпретируется в виде палеоблока коры океанического типа, переработанного и тектонически деформированного вследствие сближения окружающих его континентальных блоков Казахской складчатой области и Западно-Сибирской плиты.

Yegorkin A. V., Kostyuchenko S. L., Zolotov Ye. Ye., Zyuganov S. K., Lutsenko T. N. Deep structure of the convergence zone of the Kazakh fold belt with the West-Siberian plate. Geotectonics. 1991. № 3. The results of deep seismic investigations DSS — MCWE along the lake Tengiz — Norilsk — the Laptev Sea profile have made possible to built the section of the Earth crust within the convergence zone of the Kazakh fold belt with the West-Siberian plate. Major differences in the seismogeological structure of the investigated geounits have been established. Three major crustal megablocks corresponding to the Kazakh fold belt, to the West-Siberian plate and to the zone of their convergence have been identified. 57 crustal blocks with individual velocity parameters have been recorded. Using the information on the ratio of spreading rates between longitudinal and transversal waves an attempt was made to restore the substance composition of the blocks assessing possible silica content of rocks. Acid and average formations were found out to play an essential role in crust formation. Paleocenters of granitoid magma were recorded in a deep section of the Kazakh fold belt in the interval between 8—14 and 28—36 km. The convergence zone is interpreted as a paleoblock composed of the crust of the oceanic type which had been reworked and tectonically deformed due to convergence of surrounding continental blocks of the Kazakh fold belt and of the West-Siberian plate.

Специальной региональной геофизической экспедицией НПО «Нефтегеофизика» в 1986 г. были выполнены многоволновые глубинные сейсмические исследования вдоль профиля оз. Тенгиз — г. Норильск — море Лаптевых. Наблюдения осуществлялись по линии, пересекающей северную оконечность Казахской складчатой области, Западно-Сибирскую плиту, Енисей-Хатангский прогиб и пограничный с ним юго-восточный участок Таймырской складчатой области. Ниже приводятся результаты работ, которые получены на юго-западном отрезке профиля, охватывающем Казахскую складчатую область и сопредельный район Западно-Сибирской плиты (рис. 1).

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СРЕДЫ

Информация о глубинном строении коры базируется на материалах интерпретации сейсмограмм продольных (рефрагированных и отраженных), поперечных (рефрагированных и отраженных), а также обменных проходящих волн

землетрясений и взрывов. Полученные данные свидетельствуют о сложном слоисто-блоковом строении глубинных недр исследованных геоструктур (рис. 2).

В пределах рассматриваемой территории выделено 57 коровых блоков, скоростные параметры и глубины расположения которых приведены в таблице. Ограничениями блоков служат субгоризонтальные, наклонные и субвертикальные границы, выделенные по результатам сейсмических построений, и решения прямой задачи сейсморазведки математическим моделированием.

В региональном плане внутри консолидированной части коры отсутствуют непрерывные сейсмические поверхности, которые можно было бы классифицировать в качестве раздела Конрада или границ K_1 и K_2 трехслойной модели [10]. Наибольшей протяженностью характеризуются границы, установленные на глубинах 12—17, 22—23, 28—32 и 33—37 км.

В строении Казахской складчатой области и Западно-Сибирской плиты по сейсмическим данным наблюдается ряд существенных различий: а) число субгоризонтальных границ меньше в пределах плиты; б) на территории складчатой области в интервалах глубин 9—12 и 29—36 км выделяются два протяженных (не менее 200 км) слоя с пониженной скоростью; в) скорости объемных волн в верхней части консолидированной коры плиты до глубин порядка 12 км выше, чем в складчатой области, на 0,1—0,2 км/с; г) величина V_p/V_s до глубины 18 км в пределах плиты в целом ниже, чем в складчатой области; д) мощность коры складчатой области больше, чем плиты, а средние скорости объемных волн в консолидированной части коры — меньше.

По классификации, предложенной В. В. Белоусовым и Н. И. Павленковой [2], земная кора Казахской складчатой области относится к типу 1в: мощность осадков 0—2 км, мощность коры 45—47 км, средняя скорость продольных волн в консолидированной части 6,55—6,68 км/с, мощность слоя с $V_p = 5,9—6,2$ км/с — 11—15 км. В первом приближении консолидированная кора может быть разделена на три этажа. Первый (верхний) этаж формируют блоки 10—18, 28 и 29 ($V_p = 5,9—6,4$ км/с); второй (средний) — блоки 30, 35—42, 48 и 49 ($V_p = 6,4—6,75$ км/с); в третий (нижний) этаж входят блоки 52 и 53 ($V_p = 7,2—7,5$ км/с). Наблюдается сокращение мощности первого этажа и увеличение второго к границе с Западно-Сибирской плитой.

Примыкающая к Казахской складчатой области часть Западно-Сибирской плиты (блоки 2, 4, 19, 20, 31, 43—44, 54) характеризуется наличием вулканогенно-осадочной толщи, включающей в себя мезозойско-кайнозойские чехольные отложения (блок 2) и слабометаморфизованные дислоцированные комплексы домезозойского возраста (блок 4), мощностью до 5—6 км. Мощность всей коры 35—44 км, слой со скоростями меньше 6,4 км/с отсутствует, а средние скорости P -волн равны 6,65—6,76 км/с. Для этого типа разреза нет аналога в классификации [2]. В региональном плане консолидированная кора делится на два этажа: в первом V_p изменяется от 6,4 до 6,7 км/с, а во втором — от 6,9 до 7,2 км/с. Мощность верхнего этажа 18 км, нижнего (второго) — 12—17 км.

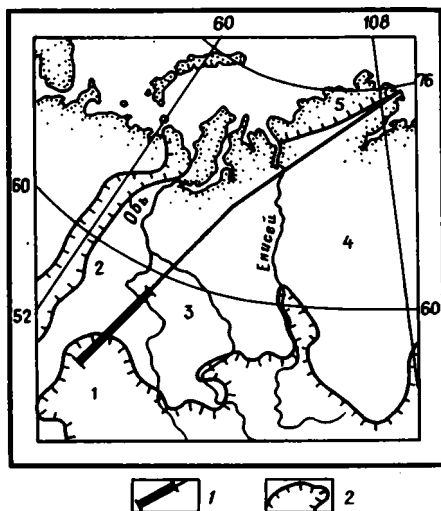


Рис. 1. Схема расположения профиля ГСЗ—МОВЗ оз. Тенгиз — г. Норильск — море Лаптевых

1 — линия профиля и его отрезок, рассматриваемый в статье; 2 — границы складчатых областей.

Цифрами обозначены: 1, 2, 5 — Казахская, Уральская и Таймырская складчатые области, 3 — Западно-Сибирская плита, 4 — Сибирская платформа

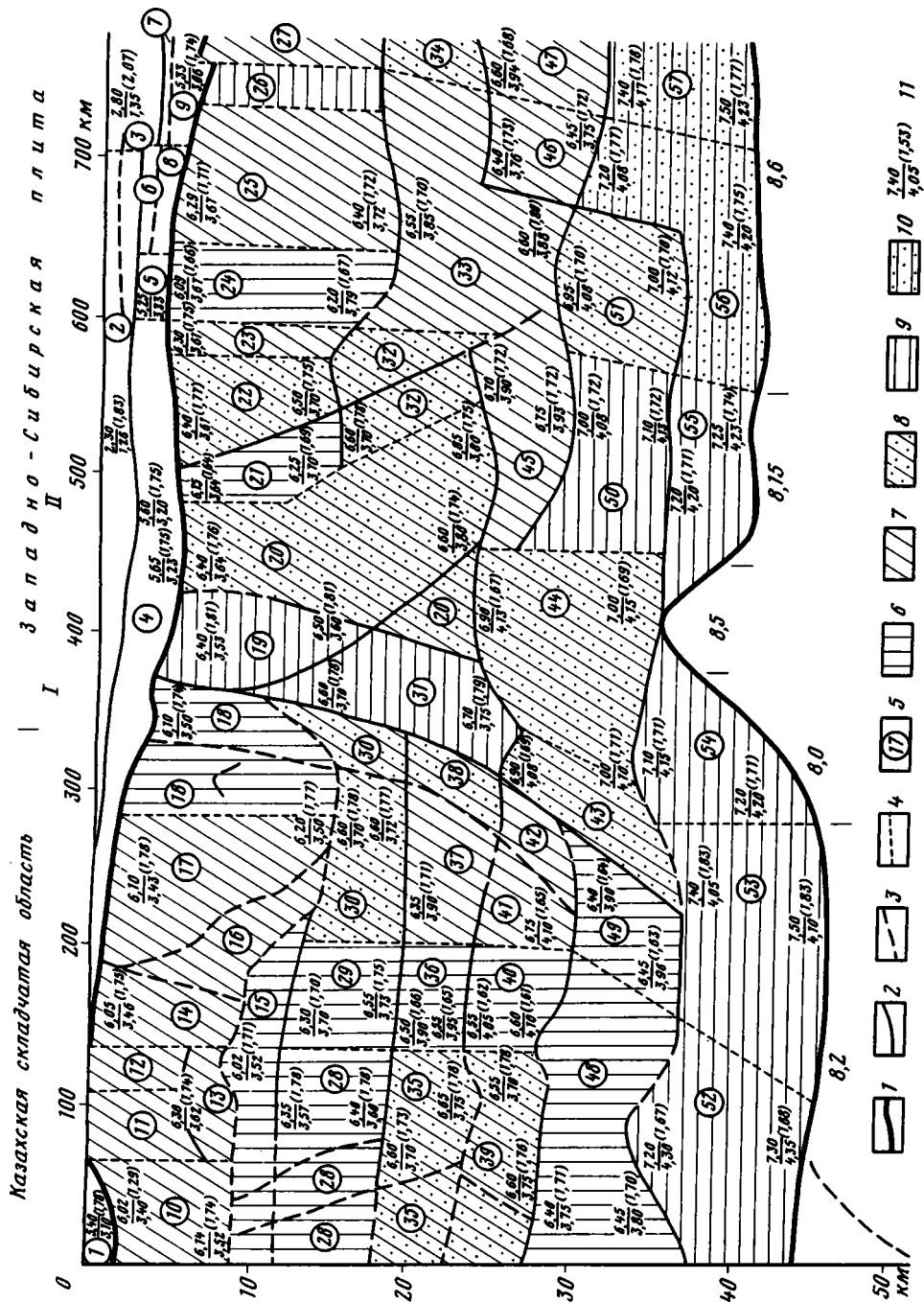


Рис. 2. Сейсмический разрез зоны сочленения Казахской складчатой области и Западно-Сибирской плиты вдоль профиля оз. Тенгиз — г. Норильск — море Лаптевых
 1 — поверхность «кристаллической» части консолидированной коры и поверхность Моховорвичча; 2—3 — сейсмические границы, построенные по сейсмограммам волн: 2 — нескольких типов, 3 — обменных проходящих; 4 — предполагаемые границы раздела; 5 — номер блока коры; 6—10 — содержание SiO_2 (%): 6 — > 65, 7 — 60—65, 8 — 55—59, 9 — 50—54, 10 — < 50; 11 — скорости продольных (числитель), поперечных (знаменатель) волн и их отношение.
 I, II — системы наклонных границ соответственно с юго-западным и северо-восточным по линии профиля падениями

Более удаленный от Казахской складчатой области район плиты (блоки 2—9, 21—27, 32—34, 45—47, 50, 51, 55—57) имеет мощность вулканогенно-осадочного слоя (блоки 2—9) 4—7 км, всей коры — 39—41 км, слоя с $V_p = 6,1—6,5$ км/с — 9—12 км, средняя скорость P -волн в консолидированной части коры изменяется от 6,56 до 6,85 км/с. Согласно приведенным характеристикам кора близка к типу II [2]. В консолидированной ее части намечается три региональных этажа сверху вниз: с $V = 6,1—6,5$ км/с (мощность 9—12 км, блоки 21—27), с $V = 6,4—6,75$ км/с (мощность 11—16 км, блоки 32—34, 45—47) и с $V_p = 6,95—7,50$ км/с (мощность 8—14 км, блоки 50, 51, 55—57).

Данные о скоростях распространения продольных и поперечных волн в вертикальном разрезе коры позволили оценить вероятное содержание кремнезема в выделенных слоях и блоках. Оценка величин SiO_2 (в весовых процентах) производилась по эмпирической формуле, приведенной в [1], с учетом поправки за давление [5]. Сведения о содержании кремнезема в каждом блоке приведены в таблице. В целом по коре оно изменяется от 40 до 74%. На представленном разрезе (см. рис. 2) выделены разности пород, отвечающие ультраосновным и основным (40—55%), средним (56—65%) и кислым (66—74%) образованиям. Наблюдаются определенные закономерности в распределении исследуемого параметра. Прежде всего это самый низкий процент (не более 55%) содержания кремнезема в блоках, залегающих на поверхности M и формирующих ее нижний этаж как складчатой области, так и плиты. Второй (средний) и первый (верхний) этажи, как правило, имеют более высокую силичность, превышающую 57%. Исключение составляют только блоки 31 и 26, обедненные кремнеземом.

В каждом этаже консолидированной коры наблюдаются латеральные изменения содержания кремнезема. В первом этаже Казахской складчатой области вариации незначительны — от 62 до 68%. Второй отличается мозаичным чередованием блоков с различным количеством SiO_2 — от 54 до 74%, причем в его основании залегают два блока (48 и 49) с содержанием, превышающим 71%. Нижний этаж, как уже отмечалось, обеднен кремнеземом. Содержание его в различных блоках заключены в интервале 40—58%.

Консолидированная часть коры прискладчатой области Западно-Сибирской плиты отличается выдержанностью распределения SiO_2 по всему разрезу — 54—60%, причем наиболее распространены породы с 59% SiO_2 . Характерной чертой верхнего корового этажа более северных районов плиты является латеральное чередование блоков с различным содержанием кремнезема: от 48 (блок 26) до 73% (блок 24), свидетельствующее о широком петрографическом разнообразии слагающих их комплексов пород. Второй этаж отличается относительной выдержанностью этого параметра — около 64%. В нижнем этаже наблюдаются вариации от 41 до 54%.

Анализ имеющейся информации показывает, что субгоризонтальные сейсмические границы в большинстве случаев разделяют толщи, различающиеся по содержанию кремнезема более чем на 5%. Особенно это свойственно границам, расположенным на глубинах 33—37, 26—32 и 8—9 км. По всей видимости, они приурочены к контакту пород с различным химическим составом. В то же время сейсмическая поверхность на глубине 22—25 км в прискладчатой области Западно-Сибирской плиты разделяет породы с практически одинаковым содержанием SiO_2 . Судя по данным, приведенным в [8], она может быть связана с изменением реологических свойств горных пород. Не исключен вариант приуроченности границы и к зоне интенсивной субгоризонтальной расслоенности (разлома) или изменения степени метаморфизма одинаковых по химическому составу толщ. Сейсмические разделы на 12—15 и 18—20 км разделяют

Параметры блоков земной коры

Номер блока	Глубина, км		·V _p , км/с		·V _s , км/с		Градиент скорости, км/с на 1 км		Среднее значение	Содержание SiO ₂ , вес. %
	верхней границы	нижней границы	на верхней границе	на нижней границе	на верхней границе	на нижней границе	V _p	V _s		
									V _p /V _s	
1	0	0—2,0	5,40	5,40	3,10	3,10	0	0	1,742	—
2	0	0—2,5	2,30	2,30	1,26	1,26	0	0	1,825	—
3	0	2,4—3,5	2,80	2,80	1,35	1,35	0	0	2,074	—
4	0—2,0	0—6,0	5,60	5,65	3,20	3,23	0,014	0,009	1,750	—
5	2,0—2,2	4,0—4,3	5,85	5,87	3,33	3,34	0,010	0,005	1,757	—
16	2,3—2,5	3,3—4,0	6,00	6,01	3,41	3,42	0,008	0,008	1,758	—
17	3,1—3,4	4,0—4,5	5,85	5,87	3,34	3,35	0,020	0,010	1,752	—
18	3,3—4,0	4,3—5,5	5,20	5,20	2,96	2,96	0	0	1,757	—
9	4,0—4,5	5,5—6,5	5,33	5,33	3,06	3,06	0	0	1,742	—
10	0—2,0	9,0	6,02	6,14	3,40	3,52	0,016	0,016	1,757	62
11	0	4,5—6,3	5,90	6,30	3,28	3,62	0,075	0,064	1,768	64
12	0	4,5	5,90	6,30	3,28	3,62	0,089	0,076	1,768	62
13	4,5—6,3	8,0—9,5	6,30	6,35	3,62	3,65	0,012	0,008	1,740	61
14	0—0,5	9,0—9,5	6,05	6,26	3,46	3,60	0,023	0,016	1,744	64
15	8,0—9,5	12,0—13,2	6,02	6,05	3,52	3,55	0,009	0,009	1,707	70
16	2,7—14,3	9,5—14,3	6,10	6,30	3,43	3,60	0,021	0,018	1,764	62
17	0,5—1,5	2,7—14,3	6,10	6,20	3,43	3,50	0,008	0,005	1,775	64
18	1,5—3,0	14,3—14,8	6,10	6,20	3,50	3,70	0,009	0,017	1,708	67
19	5,0—5,5	11,0—22,7	6,40	6,50	3,53	3,60	0,006	0,004	1,809	55
20	5,5—6,0	22,7—24,5	6,40	6,60	3,64	3,80	0,011	0,009	1,747	59
21	4,8—5,3	14,5	6,15	6,25	3,64	3,70	0,011	0,006	1,689	68
22	4,0—5,3	13,3—14,2	6,40	6,50	3,61	3,70	0,011	0,010	1,765	57
23	4,0	13,5—14,5	6,30	6,40	3,61	3,70	0,010	0,009	1,737	61
24	4,0—4,5	14,7—17,3	6,09	6,20	3,67	3,72	0,009	0,004	1,663	73
25	4,5—6,0	17,2—17,8	6,29	6,40	3,67	3,72	0,009	0,004	1,717	64
26	6,0—6,5	17,0	6,73	6,80	3,67	3,72	0,007	0,005	1,831	50
27	5,5—6,3	17,0	6,27	6,37	3,67	3,72	0,009	0,005	1,710	65
28	12,0	18,3	6,35	6,40	3,57	3,60	0,008	0,005	1,778	66
29	12,0—13,2	18,6—19,5	6,30	6,35	3,70	3,73	0,008	0,005	1,702	67

как породы с существенно неодинаковым содержанием кремнезема, так и с близким содержанием. Причиной их образования может быть либо изменение реологических свойств (особенно на глубине 12—15 км [8]), либо степени метаморфизма.

Границы между блоками с различными скоростями распространения объемных волн по латерали считались, как правило, вертикальными, хотя строгое обоснование этого предположения отсутствует. В то же время на сейсмограммах удалось выделить отраженные и обменные проходящие волны, образовавшиеся на наклонных разделах с углами падения относительно горизонтальной линии порядка 10—34° (см. рис. 2). Во многих случаях они совпадают с границами блоков. Там, где такое совпадение отсутствует, возможно, находятся относительно тонкие пакки пород, обладающие пониженными скоростями и приуроченные к зонам тектонических нарушений.

В общем виде можно выделить три типа наклонных и в том числе вертикальных границ.

1. Границы, разграничивающие блоки с почти неразличающимися скоростными параметрами. Построены они в основном по сейсмограммам обменных проходящих волн и, очевидно, связаны с тектоническими нарушениями, что отмечалось выше.

2. Границы, разграничивающие блоки с разными скоростями объемных волн, но примерно одинаковые по содержанию SiO₂ (разница не более 3%).

3. Границы, разграничивающие блоки с разными скоростями и разным содержанием кремнезема.

В результате проведенных работ установлены две крупные системы наклонных границ — с юго-западным (I) и северо-восточным (II) падениями

Номер блока	Глубина, км		$\cdot V_p$, км/с		$\cdot V_s$, км/с		Градиент скорости, км/с на 1 км		Среднее значение	Содержание SiO_2 , вес. %
	верхней границы	нижней границы	на верхней границе	на нижней границе	на верхней границе	на нижней границе	V_p	V_s		
									V_p/V_s	
30	11,5—13,2	19,5	6,55	6,60	3,70	3,72	0,010	0,004	1,772	57
31	11,5—18,4	18,4—26,2	6,60	6,70	3,70	3,75	0,008	0,004	1,785	55
32	13,2—14,7	22,5—29,6	6,60	6,65	3,70	3,80	0,005	0,011	1,767	57
33	14,7—17,5	22,7—29,2	6,55	6,60	3,85	3,88	0,004	0,003	1,701	64
34	16,9—17,0	23,5—24,0	6,50	6,55	3,65	3,68	0,008	0,005	1,780	58
35	18,0—18,5	23,1—25,0	6,60	6,65	3,70	3,75	0,009	0,009	1,778	57
36	18,9—19,5	23,0—23,8	6,50	6,55	3,90	3,95	0,012	0,012	1,662	67
37	19,5—19,7	23,8—24,8	6,65	6,70	3,90	3,95	0,010	0,010	1,701	61
38	19,0—19,7	24,8—25,0	6,75	6,80	3,90	3,95	0,009	0,009	1,726	58
39	23,2—24,8	27,0—28,5	6,55	6,60	3,70	3,75	0,011	0,011	1,765	59
40	23,2—23,7	27,0—30,0	6,55	6,60	4,05	4,10	0,008	0,008	1,613	71
41	23,7—24,5	30,0—30,5	6,70	6,75	4,05	4,10	0,008	0,008	1,650	65
42	24,5—25,3	29,0—30,5	6,80	6,85	4,05	4,10	0,012	0,012	1,675	61
43	25,0	33,5—36,2	6,90	7,00	4,08	4,10	0,012	0,002	1,699	58
44	23,0—26,5	34,0—35,0	6,90	7,00	4,13	4,15	0,008	0,002	1,679	59
45	22,5—24,5	25,5—29,5	6,70	6,75	3,90	3,93	0,008	0,005	1,718	60
46	23,0—24,0	29,5—31,5	6,40	6,45	3,70	3,75	0,006	0,006	1,725	64
47	23,5—24,0	31,0—32,0	6,60	6,70	3,94	3,97	0,012	0,004	1,681	64
48	27,0—30,0	33,0—36,0	6,40	6,45	3,75	3,80	0,007	0,007	1,702	67
49	30,0—30,5	36,4	6,40	6,45	3,90	3,95	0,008	0,008	1,634	73
50	25,5—29,5	35,2—36,6	7,00	7,10	4,08	4,13	0,014	0,007	1,717	54
51	28,0—29,5	36,2—37,0	6,95	7,00	4,08	4,12	0,006	0,005	1,701	58
52	33,0—36,0	45,3—46,3	7,20	7,30	4,30	4,35	0,010	0,005	1,676	55
53	35,0—36,0	45,0—46,3	7,40	7,50	4,05	4,10	0,011	0,005	1,828	40
54	33,3—35,3	35,3—45,0	7,10	7,20	4,15	4,20	0,011	0,006	1,712	53
55	35,3—36,8	35,3—41,0	7,20	7,25	4,20	4,23	0,010	0,006	1,714	52
56	30,0—37,2	40,5—41,2	7,20	7,40	4,08	4,20	0,019	0,011	1,763	46
57	31,7—32,0	40,5—40,7	7,40	7,50	4,17	4,23	0,012	0,007	1,774	41

по линии профиля. Система I отличается большей глубиной проникновения в земную кору (до 37 км), чем система II (до 28 км). Для системы I характерно четко проявляющееся выполаживание с ростом глубины (см. рис. 2). Приурочена она к зоне контакта Западно-Сибирской и Казахской областей и разделяет высокоскоростные и обедненные кремнеземом блоки консолидированной части плиты от разнообразных по скоростным параметрам и составу комплексов складчатой области.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Приведенная выше геофизическая информация раскрывает новые принципиальные черты глубинного геологического строения исследованных геоструктур.

Как уже отмечалось, изучалась северо-западная краевая часть Казахской складчатой области и сопредельная с ней территория Западно-Сибирской плиты. Основу структурно-тектонического плана складчатой области в районе профиля составляет Кокчетавский мегантиклинорий [13], в ядре которого обособляются крупные выступы комплексов фундамента, объединяемые в состав архейско-нижнепротерозойского одноименного массива [4]. Юго-западнее располагается Калмаккольский синклиниорий и сменяющий его Джарканинагашский антиклинорий, погружающиеся под континентальные молассовые образования Тенизской впадины в области южного окончания профиля [13].

В приповерхностной части коры складчатой области по данным преломленных продольных и поперечных волн прослежена сейсмическая граница, «выходящая» на уровень дневного рельефа к внешним границам крупного Зерендинского гранодиоритового массива. К юго-западу от него граница погружается до 2 км, по всей вероятности, фиксируя основание каледонских структур (блок 1). К северо-востоку от массива сейсмический раздел относительно плавно

погружается к границе складчатой области до 2,0—2,5 км. Причем в зоне распространения на дневной поверхности гнейсово-амфиболитового комплекса зерендинской серии отметки его залегания не превышают 1 км, а сам раздел характеризуется граничной скоростью 6,05 км/с. На участке преимущественного распространения зеленосланцевых образований и гранитоидов Шатского поднятия глубина залегания увеличивается до 2 км и более, а граничная скорость возрастает до 6,1 км/с. Не исключено, что рассматриваемая сейсмическая граница не имеет структурной природы, а маркирует уровень закрытия на некоторой глубине микротрещин в различных метаморфических и кристаллических породах.

В верхней части коры складчатой области до глубин 8—15 км выделяется серия блоков (10—12, 14, 16—18) с близкими значениями скоростных параметров ($V = 6,02—6,2$ км/с, $V = 3,4—3,5$ км/с) и содержания SiO_2 (62—67%). По всей вероятности, они сложены развитыми в этих районах докембрийскими метаморфитами, часто интенсивно гранитизированными (Зерендинский, Шатский блоки), с характерными гранито-гнейсовыми куполами, формирующими цоколь Тенгиз-Кокчетавского срединного массива [12]. Незначительное увеличение скоростных свойств пород и их «кислотности» (на 4—5%) в северном направлении может быть объяснено латеральной сменой зерендинской серии зеленосланцевым комплексом.

В интервале глубин 8—14 км располагается внутрикоровый слой (блок 15) с содержанием кремнезема около 71%. На дневной поверхности в области его развития широко распространены гранитоидные массивы: Зерендинский, Имантауский, Теренкульский и др. Представляется логичным предположить петрографическое сходство и генетическую связь этих массивов и блока 15. Это позволяет интерпретировать последний в качестве палеочага гранитоидной магмы, в настоящее время законсервированного в виде крупной залежи. Аналогичное высокое содержание кремнезема (71—74%) при несколько повышенных скоростях распространения сейсмических волн ($V_p = 6,4—6,45$ км/с, $V_s = 3,75—3,96$ км/с) наблюдается в нижней части коры Казахской складчатой области в интервале 28—36 км (блоки 48 и 49). Наличие ярко выраженных кислых пород на столь больших глубинах отвечает представлениям А. Рингвуда о значительной их роли в формировании нижнего слоя коры наиболее развитых континентальных регионов [9]. Возможно, они маркируют область метаморфогенного гранитообразования гранулитовой фации, развивающейся при температурах от 750—780 до 950—1000°C при литостатическом давлении около 7—12 кбар [3].

Не исключен и другой вариант геологической интерпретации этих данных. Если исходить из того, что верхнекоровые блоки 10—18 сложены архейско-раннепротерозойскими и более молодыми комплексами пород, то залегающие ниже блоки 28—30 могут отвечать более древнему — раннеархейскому? — структурному этажу. Предположение это вполне согласуется с вещественным разнообразием всей средней части коры (блоки 28—30, 35—42), фиксируемым вариациями скоростей и широкой гаммой содержания кремнезема. Кровля раннеархейской (?) палеокоры намечается по сейсмическому разделу, прослеженному в современном разрезе на глубине 8—15 км. Высокосиаличные блоки 48—49, в этом случае, находились на палеоглубинах не более 25 км, благоприятных для наиболее распространенного метаморфогенного гранитообразования амфиболитовой фации.

В целом консолидированная часть коры складчатой области представляет в виде гетерогенного сооружения, состоящего из пород преимущественно кислого и среднего состава с «законсервированными» разновозрастными зонами гранитообразования.

Глубинное строение прилегающей к Казахской складчатой области части Западно-Сибирской плиты в настоящее время прогнозируется в основном по результатам комплексного анализа гравитационного и магнитного полей с опорой на ограниченное количество данных бурения и ранее выполненных сейсмических исследований КМПВ, ГСЗ и ТСЗ. Развиваются различные представ-

ления [6, 7, 11 и др.], но преобладает точка зрения о продолжении структур Казахского нагорья под мезозойско-кайнозойскими отложениями молодой платформы [11].

По результатам проведенных исследований в верхней части плиты выделены две опорные преломляющие сейсмические поверхности. Первая выходит на уровень дневного рельефа в области поднятия Шатского Кокчетавского массива и погружается под чехольные образования до глубины 2,0—2,5 км. На основании бурения Дмитровский, Яковлевской, Челноковских и других скважин граница уверенно отождествляется с кровлей разновозрастного и разнообразного по составу домезозойского мегакомплекса (фундамента) плиты. Нижележащая граница прослеживается со стороны складчатой области, где она предположительно связывается с уровнем закрытия микротрещин. В пределах осадочного бассейна она, по всей вероятности, переходит на кровлю высокометаморфизованных и интродуцированных образований, формирующих «кристаллический» фундамент и уплотненных под давлением вышележащих преимущественно палеозойских и мезозойско-кайнозойских толщ. Наблюдаются крупномасштабные ундуляции поверхности в интервале глубин 4—7 км и более.

По общим геометрическим параметрам, характеру сейсмической расслоенности, скоростным особенностям и вариациям содержания кремнезема кристаллическая часть плиты отчетливо подразделяется на два мегаблока (см. таблицу и рис. 2). Первый, юго-западный, имеет протяженность около 200 км и непосредственно контактирует с мегаблоком Кокчетавского мегантиклинория. Второй, северо-восточный, протягивается в центральных районах геоструктуры.

Приказахский (юго-западный) мегаблок отличается резким утонением «кристаллической» коры до 29 км. Его структурными ограничениями служат две крупные системы наклонных границ с юго-западным (I) и северо-восточным (II) падением (см. рис. 2). В пределах этого мегаблока наблюдается интенсивное погружение кровли до 6 км и высокоамплитудный подъем подошвы. По отношению к складчатой области воздымание поверхности мантии достигает 10 км. Обращает на себя внимание смещение в плане осевых зон погружения и подъема ограничивающих кору поверхностей: максимальные отметки глубин кровли фиксируются почти на 50 км северо-восточнее (по профилю) экстремума подъема подошвы. Интерпретировать этот факт можно как нарушение инверсионного соотношения, свойственного принципу изостатического равновесия и вытекающего из него механизма формирования сквозь коровых зон утонения. Индивидуальной особенностью внутреннего строения коры, как уже отмечалось, является ее региональная двухслойная делимость и близкое содержание кремнезема по всему разрезу (~59%). На основании этих данных вероятно заключение о преимущественно среднем составе комплексов, слагающих верхний и нижний слои, и их тектонической (?) сдвоенности в разрезе. По системе наклонных границ I преимущественно кислые комплексы коры складчатой области налегают на образование среднего состава юго-западного блока, формируя своеобразные висячее (Казахстанское) и лежащее (Западно-Сибирское) крылья сквозькоровой надвиговой (поддвиговой) структуры).

Северо-восточный мегаблок плиты по отношению к Приказахскому юго-западному имеет увеличенную мощность кристаллической части коры (до 36—38 км), более интенсивную субгоризонтальную расслоенность и отличается закономерным уменьшением содержания кремнезема от кровли к подошве. Фиксируется четко выраженный континентальный тип его строения с чередованием основных, средних и кислых пород в верхнем этаже, средних — в промежуточном и основных — в нижнем этаже.

Изложенные выше материалы позволяют выдвинуть следующую гипотезу глубинного строения зоны перехода Западно-Сибирской плиты к Казахской складчатой области. По-видимому, по крайней мере в докаледонское время, в исследуемой области существовали три разнотипных мегаблока земной коры. На юге располагался мощный древний континентальный мегаблок Тенгиз-Кок-

четавского массива. На севере развивалась более тонкая и молодая континентальная кора центральных районов Западно-Сибирской плиты. Между ними существовала область коры океанического типа. В результате сближения континентальных мегаблоков область океанического бассейна сократилась в своих размерах, а крупномасштабные процессы тектонического скучивания привели как минимум к двукратному увеличению мощности ее коры (до 29 км). Переработка корового вещества сопровождалась обогащением его кремнеземом до преобразования в породы среднего состава. На контакте с Кокчетавским мегаблоком произошел подвиг океанической коры с формированием крупной системы разрывных нарушений юго-западного падения (I). Наклонные границы с северо-восточным падением могут маркировать сколовые разломы или отвечать поверхностям внутрикоровых шарьяжных перемещений. Иллюстрацией последнего является налегание верхних блоков континентального участка коры плиты на «палеоокеанические» по системе разломов II.

С изложенных выше позиций преимущественно палеозойский складчатый комплекс фундамента Западно-Сибирской плиты в пределах сформировавшейся зоны перехода интерпретируется в качестве комплекса скучивания, не имеющего структурного продолжения в пределах Кокчетавского мегаблока. Тектоническим аналогом его, по представлениям некоторых авторов [12], служит Жарма-Калбинская буферная складчатая система, а выделяемый ими Чингиз-Тарбагатайский организующий стволый разлом (палеосейсмофокальная зона Беньофа — Заварицкого) на представленном разрезе находит свое отражение в западной системе пологих разломов (I).

Список литературы

1. Алейников А. Л., Немзоров Н. И., Халевин Н. И. Многоволновая сейсмика при изучении недр рудных районов. М.: Наука, 1986. 111 с.
2. Белоусов В. В., Павленкова Н. И. Типы земной коры // Геотектоника. 1985. № 1. С. 3—14.
3. Геологический словарь. Т. 1. М.: Недра, 1973. С. 192.
4. Геологическое строение СССР. Т. II. Тектоника / Отв. ред. Спизарский Т. Н. М.: Недра, 1968. С. 203—225.
5. Егоркин А. В. Средние скорости объемных волн в консолидированной коре Сибири // Геология и геофизика. 1989. С. 17—23.
6. Кунин Н. Я., Иогансон Л. И. Геофизическая характеристика и строение земной коры Западной Сибири. М.: Наука, 1984. 218 с.
7. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты / Под ред. Суркова В. С. М.: Недра, 1986. 149 с.
8. Николаевский В. Н. Механика геоматериалов и землетрясения // Итоги науки и техники. Механика деформируемого твердого тела. 1983. М. ВИНТИ Т. 15. С. 149—230.
9. Рингвуд А. Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 293 с.
10. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР / Отв. ред. Зверев С. М., Косминская И. П. М.: Наука, 1980. 184 с.
11. Сурков В. С., Жеро О. Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.
12. Тектоника и глубинное строение Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1988. 192 с.
13. Тектоническая карта Казахской ССР и прилегающих территорий союзных республик. М-б 1:1 500 000. Мингео СССР, 1975.

НПО «Нефтегеофизика»,
Москва, 119034

Поступила в редакцию
26.1.1990

УДК 551.35:551.24 (571.52)

© 1991 г.

ЛИБЕРМАН С. М.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОЛИСТОСТРОМОВОЙ ТОЛЩИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ТУВЫ

Рассмотрены строение и развитие покровной структуры Северо-Западной Тувы. Основное внимание уделено особенностям строения и закономерностям формирования олистостромовой толщи, связанной с движением тектонических покровов. На основании детального изучения обломочного состава и текстурных особенностей матрикса, состава, размеров, формы и взаимного расположения включений, изменений в строении по разрезу и простирацию делается вывод о возможном механизме формирования олистостромовой толщи. Установлены способ образования и источники матрикса и включений, способ переноса и сортировки включений. Выявлена также взаимосвязь внутреннего строения олистостромовой толщи со становлением покровной структуры.

Liberman S. M. The olistostrome sequence formation in North—Western Tuva. Geotectonics. 1991. № 3. The paper deals with the evolution of the nappe structure in North—Western Tuva. The emphasis is laid on structural peculiarities and the formation of the olistostrome sequence which is related to the movements of tectonic nappes. A thorough study of specific features and clastic composition of the matrix, of the composition, size, shape and relative position of inclusions as well as changes in composition along the section and along strike lead us to suggest a possible mechanism of the olistostrome sequence formation. The way of formation and sources of the matrix and inclusions have been identified and ways of transporting and sorting out the inclusions have been found out. The relation of the olistostrome sequence inner structure to the nappe structure formation has been revealed.

В природе существует много разнообразных зон скучивания, в строении которых принимают участие олистостромовые толщи. Как правило, их образование происходит синхронно с формированием покровной структуры, и в облике олистостромовых толщ оказываются заложены обстановка и условия покровообразования. В связи с этим изучение олистостромовых толщ приобретает важное значение для палеореконструкций в сложно построенных покровно-складчатых областях, для понимания истории и возможного механизма становления покровных структур [6, 7, 10, 13, 14].

Однако в настоящее время не очень ясно, какая именно взаимосвязь существует между внутренним строением олистостромовых толщ, включая состав, текстурные особенности и степень деформации матрикса, состав, размеры, форму, концентрацию и расположение в пространстве глыб, олистолитов и олистоплаков, а также взаимоотношения матрикса и включений, и механизмом формирования зоны скучивания. Кроме того, неясно, какие именно факторы определяют особенности внутреннего строения олистостромовых толщ.

Рассмотрим перечисленные вопросы на примере олистостромовой толщи Северо-Западной Тувы.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Олистостромовая толща изучалась в пределах полосы венд-нижнекембрийских отложений Северо-Западной Тувы (алтынбулакская, чингинская, акдуругская свиты) на участке от пос. Тээли на западе до р. Баян-Кол на востоке. Эти отложения обнажаются на площади в виде небольших изолированных выходов (рис. 1). На большей части территории они несогласно перекрыты ордовикско-каменноугольным орогенным комплексом. На севере изученный

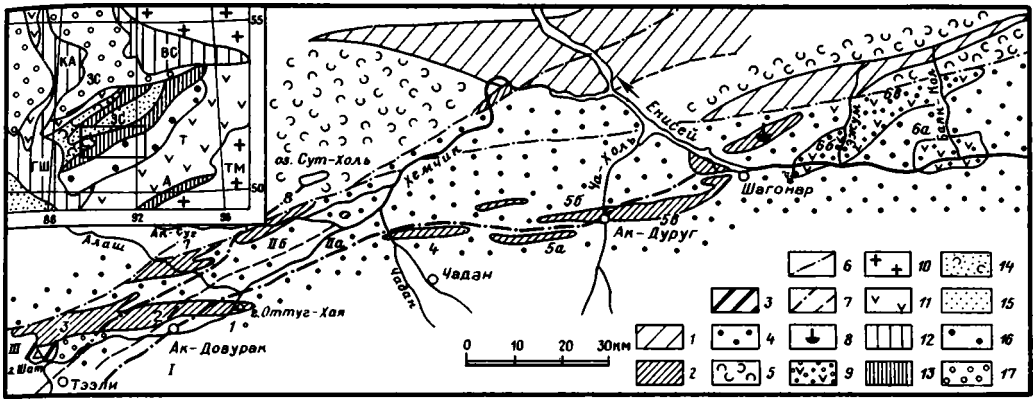


Рис. 1. Схема геологического строения Северо-Западной Тувы

1 — поля развития преимущественно базальтов (алтынбулакская и чингинская свиты); 2 — покровно-олистодромовый комплекс; 3 — Шатский офиолитовый массив; 4 — ордовикско-каменноугольный орогенный комплекс; 5 — метаморфизованные кварц-плагноклазовые туфопесчаники (сютохольская и ишкинская свиты); 6 — послекембрийские разломы; 7 — границы фациальных зон (а) и их частей (б), выделенных в олистодромовой толще; 8 — место находки трилобитов амгинского яруса среднего кембрия; 9 — вулканогенно-осадочный разрез междуречья Эжим — Баян-Кол. Цифры на схеме — участки: 1—3 — Акдувуракский, 4 — Чаданский, 5 — Акдувурский, 6 — междуречье Эжим — Баян-Кол, 7 — Алашский, 8 — Сутхольский; фациальные зоны: I — южная, II — центральная (IIa — юго-восточная, IIб — северо-западная части), III — северная.

На врезке тектоническая схема юго-западного обрамления Сибирской платформы. 10 — участки с докембрийской континентальной корой (СП — Сибирская платформа, ТМ — Тувино-Монгольский микроконтинент); 11—14 — раннекаледонские зоны: 11 — развития вулканогенных толщ островодужного типа (ЗС — Западно-Саянская, Т — Таннуольская), 12 — с преобладанием карбонатных пород (КА — Кузнецкий Алатау, ГШ — Горная Шория, ВС — Восточный Саян), 13 — включающие породы офиолитовой ассоциации (А — Агардагская зона), 14 — монотонных толщ туфопесчаников, метаморфизованных в фации зеленых сланцев (джебашская, сютохольская, ишкинская свиты); 15 — кембро-ордовикские флишоподные отложения (ЗС — Западно-Саянский прогиб); 16—17 — орогенные комплексы: 16 — ордовикско-каменноугольный, 17 — девонско-каменноугольный

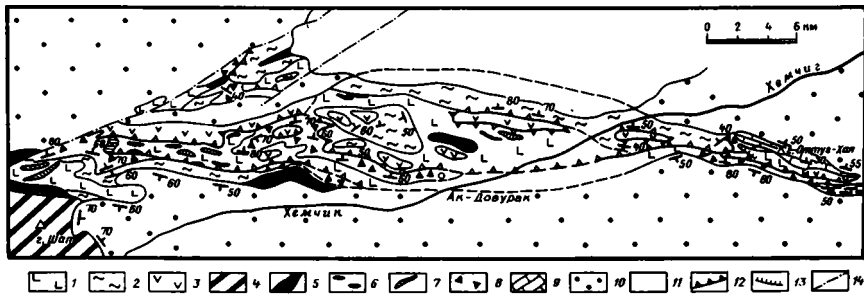


Рис. 2. Схематизированная геологическая карта Акдувуракского участка

1—3 — венд — нижний кембрий: 1 — базальты, 2 — кремнистые породы, 3 — туфоловая толща; 4 — Шатский офиолитовый массив; 5 — серпентиниты и серпентинитовый меланж; 6 — серпентинитовые конгломераты; 7 — прослой и глыбы измененных известняков и кремнистых пород; 8 — олистодромовая толща; 9 — известняки с фауной второй половины нижнего кембрия; 10 — ордовикские отложения; 11 — четвертичные осадки; 12 — границы тектонических покровов; 13 — мелкие надвиги; 14 — послекембрийские разломы

участок ограничен Западно-Саянским прогибом, выполненным ордовикскими отложениями, на юге — Таннуольской вулканической зоной, видимая часть разреза которой укладывается в возрастной интервал: верхи нижнего кембрия — амгинский ярус среднего кембрия [3]. По составу вулканитов и типу разреза эта зона наиболее близка к современным зрелым островным дугам или активным континентальным окраинам [2, 11].

Как показали работы Н. А. Берзина, район имеет покровное строение с широким развитием олистостромовых толщ [1, 2]. Было высказано предположение, что формирование покровной структуры происходило в преддуговой зоне при пододвигании коры Саянского палеоокеанического бассейна под Таннуольскую островную дугу [2]. Более поздними исследованиями установлено наличие в этом районе автохтона, на который надвинут сложно построенный тектонический покров [12]. Автохтон сложен кварц-плагиоклазовыми туфопесчаниками, неравномерно метаморфизованными в филлитовой — зеленосланцевой фации. Из-за отсутствия определенной фауны возраст автохтона неизвестен. Существуют три различные точки зрения о его возрасте: докембрий [8], средний — верхний кембрий [5], широкий интервал от рифея до кембрия [5]. К аллохтону относятся разрозненные офиолитовые массивы, в том числе наиболее крупный Шатский, который включает в себя полный набор пород нижней части разреза офиолитовой ассоциации вплоть до комплекса даек [9, 12]. Структурно выше залегает уже сформированный к этому времени покровно-олистостромовый комплекс раннекембрийского возраста¹, который и будет рассмотрен ниже. Находящаяся в его основании толща базальтов имеет тектонический контакт с Шатским массивом, но масштабы срыва не ясны (рис. 2).

По мнению Н. А. Берзина, выделенный им сложно построенный комплекс состоит из серии расслоенных олистостромами тектонических пластин, смят в складки и протягивается на восток по крайней мере до р. Баян-Кол. Однако изучение участка, находящегося между реками Эжим и Баян-Кол, показало, что там покровные структуры отсутствуют. Обнажающийся вулканогенно-осадочный разрез содержит линзовидные тела «своих» рифогенных известняков с фауной второй половины нижнего кембрия [4]. Этот разрез очень близок по строению вулканогенно-осадочным разрезам Таннуольской зоны и аналогичен им по возрасту. Вероятно, этот участок представляет собой наиболее северную часть Таннуольской зоны. Дополнительным фактом, свидетельствующим в пользу такого предположения, является наличие в нижнекембрийских конгломератах Баянколского разреза гальки гранитов. Крупные гранитные массивы позднекембрийского—раннекембрийского (?) возраста известны на юге Таннуольской зоны [3].

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОВРНО-ОЛИСТОСТРОМОВОГО КОМПЛЕКСА

В составе покровно-олистостромового комплекса выделяются две однотипно построенные пластины и две подстилающие их олистостромовые пачки (рис. 3). Верхняя пачка шире представлена на площади, и поэтому в дальнейшем все закономерности в строении олистостромы будут обсуждаться на ее примере. Непосредственно для нижней пачки такой анализ затруднен, так как она обнажена только в двух местах: в районе горы Оттуг-Хая и на западе Акдовуракского участка (см. 1, 3 на рис. 1, рис. 2).

На западе Акдовуракского участка, где имеется наиболее полный разрез покровно-олистостромового комплекса (см. рис. 2, 3), в его основании залегает толща афировых базальтов, перекрытых кремнистыми породами. Кремнистые породы (туфосилициты и вторичные кварциты) с постепенным переходом, через переслаивание, сменяются матриksom олистостромовой толщи, который в этом месте представлен в основном тонкозернистыми кислыми туффитами. От разреза вышележащих пластин нижняя кремнисто-базальтовая толща отличается значительно меньшей степенью деформированности пород, а также постепенным переходом к залегающему на ней олистострому.

Строение пластин и формационная принадлежность слагающих их пород. В нижней части пластины сложены зеленокаменно измененными афировыми

¹ Покровно-олистостромовый комплекс представляет собой серию пластин, расслоенных олистостромами.

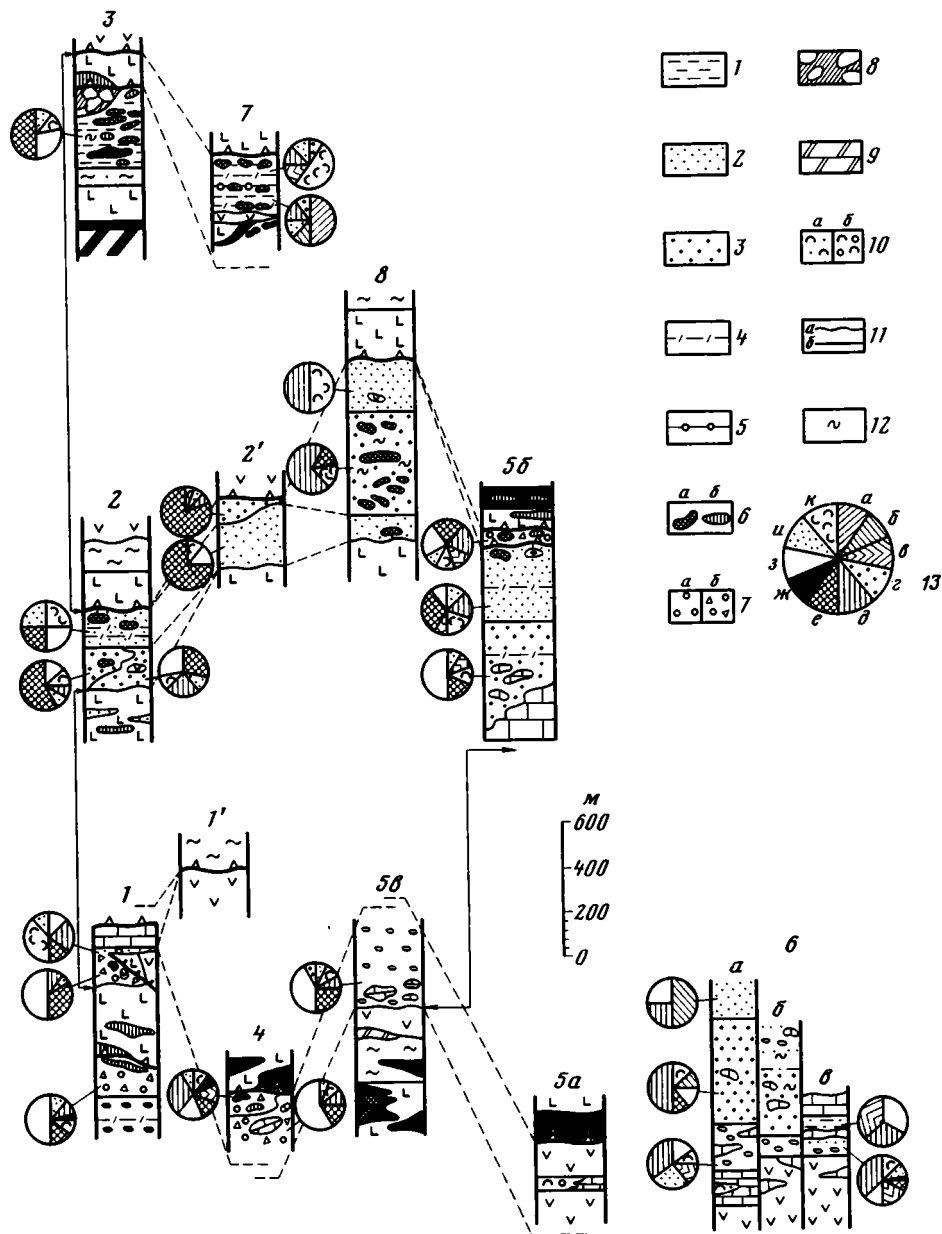


Рис. 3. Схема корреляции разрезов

1—3 — матрице олистострома: 1 — тонкозернистый туффитовый, флишоидный, 2 — тонкозернистый терригенный, флишоидный, 3 — грубозернистый терригенный, флишоидный; 4—5 — горизонты: 4 — калькаренинов, 5 — кварцевых песчаников; 6 — глыбы базальтов (а) и кремнистых пород (б); 7 — конгломераты (а) и конглобрекции (б); 8 — зоны меланжа под покровными пластинами; 9 — известняки без фауны; 10 — туффопесчаники (а) и туфоконгломераты (б); 11 — границы несогласного (а) и согласного залегания пород, обычно с постепенным переходом (б); 12 — оползневые текстуры; 13 — диаграммы вещественного состава обломочной фракции в терригенных породах: а — кварц, б — плагиоклаз, в — кварц + плагиоклаз, г — граниты, д — вулканиты среднего — кислого состава, е — базальты, ж — серпентиниты, з — различные кремни, и — известняки, к — пирокластическая примесь. Остальные условные обозначения см. на рис. 2. Номера разрезов соответствуют номерам участков на рис. 1; 1' и 2' — северо-западные отрезки участков 1 и 2

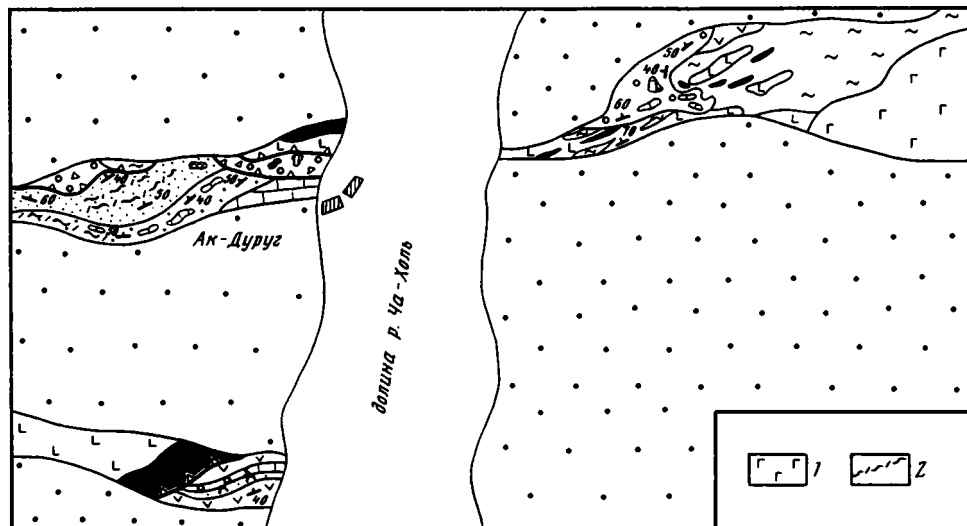


Рис. 4. Схематизированная геологическая карта центральной части Акдуругского участка
 1 — субвулканическое тело габбро-диабазов; 2 — горизонты калькаренитов. Остальные условные обозначения см. на рис. 2 и 3

базальтами, иногда с вариолитовой текстурой, гиалокластитами, реже лавобрекчиями основного состава. Вулканические породы содержат растащенные прослои сильно измененных, часто окремнелых известняков, туфосилицитов и кремней, обычно превращенных во вторичные кварциты. Выше по разрезу преобладают известняки и кремнистые породы (в основном это вторичные кварциты, но среди менее измененных разностей встречаются фтаниты, кремни, туфосилициты, тонко- и мелкозернистые туфы кислого состава) с подчиненным количеством базальтов.

Базальтовая толща по типу разреза наиболее близка к современным внутриокеаническим образованиям. Базальты высокотитанистые, с высоким содержанием фосфора (TiO_2 — 2,7—3,3%, P_2O_5 — 0,5—0,97%), сопоставляются со щелочными базальтами океанических островов. Обилие гиалокластитов и прослои известняков среди базальтов также свидетельствуют в пользу того, что расщупиванию подвергался древний океанический остров.

На вулканогенно-кремнистом разрезе несогласно залегает туфолавовая толща иного строения, фациально сильно изменчивая. Иногда она довольно монотонна и представлена красноцветными андезито-базальтами, чаще сложена красноцветными лавобрекчиями и лавоконгломератами андезито-базальтового — андезито-дацитового состава, содержащими прослои и линзы туфоконгломератов, грубо- и среднезернистых туфов смешанного состава, тонкозернистых кислых туффитов. Местами эта толща содержит линзовидные тела сильно измененных известняков. В районе пос. Ак-Дуруг (рис. 4) в них содержится фауна санаштыкгольского горизонта нижнего кембрия. В целом туфолавовая толща близка к разрезам междуречья Эжим — Баян-Кол и Таннуольской зоны.

В основании пластин в ряде мест находится серпентинитовый меланж, который слагает также уходящие выше «просечки» (см. рис. 3). Все пластины в настоящее время тонко расщеплены, причем более интенсивно в нижних частях. Это устанавливается по «просечкам» серпентинитов и серпентинитового меланжа, многочисленным зонам катаклаза и милонитизации, растащенным и раздробленным прослоям известняков и кремнистых пород. В некоторых случаях внизу пластин появляются маломощные (0,5—15 м) невыдержанные линзовидные «прослои» вулканомиктовых песчаников и туфопелитов, по составу

аналогичных матриксу олистострома. Обычно они деформированы и рассланцованы сильнее окружающих пород, но практически всегда в них видна либо тонкая параллельная, либо градационная слоистость. Вероятно, они образовались путем тектонического затягивания матрикса в подошву пластины при надвигании, поскольку при нагнетании матрикса в не полностью консолидированном состоянии не сохранилась бы параллельная слоистость. Не исключено также, что часть этих пород изначально могла находиться в едином разрезе с базальтами.

Строение олистостромовой толщи и условия ее образования. Олистостромовая толща расслаивает смятые в складки пластины. Она содержит в целом небольшое количество включений, которое меняется вкрест простирания структуры. В основном включения отвечают составу пластин. Матрикс представлен вулканомиктовыми терригенными породами с некоторым количеством пирокластической примеси. Наблюдается закономерное изменение гранулометрии и текстурных особенностей матрикса с юга на север.

Строение матрикса. В южных выходах покровно-олистостромового комплекса матрикс представлен в основном брекчиями, конгломератами и конглобрекчиями (участки 1, 4, 5в, рис. 1 и 3). Местами они неслоистые, местами наблюдается грубая слоистость за счет появления прослоев песчаников и мелкозернистых туффитов мощностью от 5—30 см до 1 м. Песчаники и туффиты обладают более тонкой параллельной, косой и мелкой волнистой слоистостью. Слойки часто взмучены, расташены, межслоевые швы нечеткие. В районе горы Оттуг-Хая олистостром с постепенным переходом сменяется рифогенными археоциатовыми известняками санаштыкгольского возраста (см. разрез 1 на рис. 3), что уже было отмечено Н. А. Берзиным [2]. Матрикс здесь отличается аномально высоким содержанием грубозернистой пирокластики.

Севернее (участки 2, 5б, 8, см. рис. 1, 3) матрикс представлен флишоидной толщей, мощность ритмов и грубость обломочного материала которой испытывают скользящее изменение по разрезу: на юго-восток они убывают вверх по разрезу при приближении к вышележащей пластине, на северо-западе же наблюдается обратная картина (см. разрезы 2 и 2' на рис. 3). Переходы между грубо- и тонкообломочными породами постепенные.

Флишоидная толща имеет не очень четкое ритмичное строение. Максимальная мощность ритмов 1,5—2 м, минимальная — 15—20 см. Основание мощных ритмов сложено гравелитами и мелкогалечными конглобрекчиями. Мощные ритмы плохо сортированы, часто сортировка выражена уменьшением количества обломков самой грубой фракции. Наблюдается также обратная и маятниковая градация. В основании ритмов содержатся обломки тонкозернистых пород, захваченных потоками в полуконсолидированном состоянии; местами в основании ритма нагнетаются подстилающие его тонкозернистые осадки. Менее мощные ритмы обычно хорошо сортированы, имеют четко выраженную нижнюю эрозионную поверхность. Их основание сложено среднегрубозернистыми песчаниками.

Ритмы расслоены разными по мощности (1—15 м) слоями фоновых осадков — тонко- и мелкозернистыми кислыми туффитами с прослоями тефроидов и мелкозернистых песчаников мощностью 1—2 см. Слоистость параллельная, линзовидная, косая, границы слоев четкие, песчаники хорошо сортированы по размеру зерен. Участками встречаются оползневые текстуры, в том числе складки. В наиболее тонкозернистых породах матрикс представлен только фоновыми осадками.

На Сутхольском участке (см. рис. 3, разрез 8) грубозернистые породы редко слагают четко выраженные ритмы, а чаще образуют неправильной формы и разного размера линзы в тонкозернистых породах. Края их нечеткие, песчаный материал рассеивается в туффитовом. Местами матрикс представляет собой сплошную массу неслоистого и несортированного осадка. Слоистость в этой части выражена очень плохо, обычно отдельные слои расташены и смяты в мелкие оползневые складки.

В северной части района (см. 3, 7 на рис. 1 и 3) матрикс представлен туфопелитами и мелкозернистыми туффитами кислого состава. Они содержат отдельные горизонты средне- и мелкозернистых песчаников, иногда калькарени-тов. Слоистость тонкая — параллельная, мелкая косая, линзовидная, часто нарушена оползневыми складками. Местами из-за сильного рассланцевания слоистость вообще не видна.

В пределах Акдуракского участка, где с юго-востока на северо-запад наблюдаются все выделенные разности матрикса (см. рис. 3, 1—3) на границах зон с разными его типами существуют отрезки, где верхняя пластина налегает непосредственно на нижнюю без разделяющего их олистоstromа (см. рис. 2).

Условия накопления матрикса. По описанным текстурным особенностям матрикса в олистоstromовой толще выделяются три фациальные зоны: южная, центральная и северная. Достаточно очевидно, что накопление матрикса южной зоны (в основном конгломераты и конглобрекчии) происходило в прибрежно-мелководной обстановке. Матрикс центральной части (флишоидная толща) накапливался либо в неглубоком бассейне вблизи склона, либо, что вероятнее, в ловушке на склоне. Текстуры особенности матрикса северной зоны не отвечают определенной обстановке. Однако замещение им вкрест простираения проксимальных флишоидных отложений, которые еще южнее переходят в прибрежно-мелководные, заставляет предполагать накопление матрикса северной зоны на еще более глубоководной, чем в центральной, части склона или в пределах верхней части террасированного склона — в прибрежно-мелководной обстановке и в ловушках на склоне.

Участки, разделяющие зоны с разным типом матрикса, где верхняя пластина залегает непосредственно на нижней, вероятно, представляли собой достаточно крутые уступы (с углом наклона — 5—15°), на которых осадок не мог удержаться. Такие уступы могли разделять относительно пологие участки склона, на которых и происходило накопление олистоstromа. За счет террасированности склона обломочный материал практически не попадал в наиболее удаленную от источника сноса северную зону. В районе оз. Сут-Холь (см. 8 на рис. 1 и 3) в отличие от остальных участков грубообломочный материал с мелководья перемещался, вероятно, в виде крупных подводных оползней, вовлекая в оползание накопленные ранее и продолжавшие накапливаться осадки, что и определило характерные только для этого района специфические текстурные особенности матрикса.

В современной структуре рассмотренные фациальные зоны последовательно сменяют друг друга с юга на север (см. рис. 1). Однако в восточных районах (участки 4 и 5), где расстояние между ними не превышает 4 км, произошло сближение зон, причем не только за счет складчатости, но и по более молодым разломам. На западе Акдурогского участка (см. 5б на рис. 3, рис. 4) наблюдается тектоническое перекрытие флишоидного матрикса центральной зоны конглобрекчиями более южной. Здесь, в отличие от остальных участков центральной зоны, на флишоидной толще, грубозернистость которой вверх по разрезу уменьшается, со структурным несогласием и резкой границей залегает олистоstrom с конглобрекчиевым матриксом, перекрытый базальтовой пластиной (см. рис. 4). В основании покрова туффиты содержат одну глыбу конглобрекчий; конглобрекчии в свою очередь содержат обломки кремней, базальтов и серпентинитов. Из подобных соотношений очевидно, что сначала произошло надвигание базальтовой пластины на конглобрекчии; впоследствии, уже вместе с ними, покров был перемещен на флишоидную толщу.

Вещественный состав матрикса и источники сноса. В южной части района в основании разреза терригенные породы состоят на 60—80% из обломков афировых базальтов, хлоритизированного стекла и разнообразных кремнистых пород: кремней со спикулами, туфосилицитов, микрокварцитов, иногда тонко- и мелкозернистых кислых туфов (см. рис. 3). Остальные обломки представлены известняками (локально они преобладают), фельзитами, серпентинитами,

андезитами, дацитами, кристаллами кварца и плагиоклаза. Этот обломочный материал полностью отвечает составу пластин. Источником сноса являлось, по-видимому, поднятие, состоявшее из пород, которые слагают сейчас пластины покровно-олистоостровового комплекса.

Вверх по разрезу, а на более северных участках с его основания, начинают преобладать обломки вулканитов различного состава — от андезитов до липаритов — повышается доля обломков кварца и плагиоклаза. В конгломератах в районе пос. Ак-Дуруг содержится в небольшом количестве галька гранитов, а на наиболее северном Алашском участке (см. 7 на рис. 3) залегает горизонт мощностью 2—6 м кварцевых песчаников, что также свидетельствует о размыве кислых пород. Вероятно, этот обломочный материал приносился в матрикс олистоострова из Таннуольской тектонической зоны. Исключением в этом отношении является Акдовуракский участок, где по всему разрезу матрикса в обломках преобладают афировые базальты и хлоритизированное стекло с подчиненным количеством обломков кремнистых пород. Но здесь, в верхней части разреза на горе Оттуг-Хая (1 на рис. 1, 3) и на прилегающем участке в районе Ак-Довурака (2), наблюдается аномально повышенное количество обломков вулканитов среднего—кислого состава.

Обычно в матриксе в разных количествах (до 10—15%) встречаются зерна кварца, плагиоклаза, хлоритизированного и серицитизированного стекла, а также тонкая пепловая примесь. В районе горы Оттуг-Хая (см. 1 на рис. 3) в матриксе наблюдаются линзы грубозернистых туфов смешанного состава; несколько повышено содержание пирокластики на прилегающем участке в районе Ак-Довурака (2). В основании олистоострова разреза 1 в конгломератах матрикса резко преобладает галька серпентинитов. Выше по разрезу они переходят в конглобрекции с обычным составом обломков.

Изменение гранулометрии матрикса. Скользящее изменение гранулометрии матрикса, которое хорошо проявлено в центральной фациальной зоне, объясняется изменением высоты рельефа в районе источника питания. Поскольку грубообломочность матрикса сначала уменьшается, а затем при приближении к вышележащей пластине опять увеличивается, можно предполагать, что во время движения пластин происходило расчленение рельефа. После надвигания первой пластины наступило временное «затишье» в покровообразовании, и возникший рельеф был денудирован. При надвигании следующей пластины опять произошло расчленение рельефа, причем не сразу, поскольку увеличение грубообломочности матрикса с приближением к вышележащей пластине отмечается только для северной части центральной зоны.

Несколько необычным является строение Сутхольского участка (см. рис. 3, 8), где происходит сначала увеличение, а затем уменьшение грубости цементирующего обломочного материала по разрезу. Вышележащий покров, в отличие от остальных участков, ложится на подстилающий его олистоостром резко несогласно (рис. 5). Объяснить эту ситуацию можно тем, что движение покрова происходило импульсивно, и в момент накопления грубообломочной части матрикса, которая к тому же содержит наибольшее количество включений и явно свидетельствует о приближении покрова (см. ниже), его надвигание прекратилось. Возобновилось оно после накопления верхней тонкозернистой части матрикса и смятия олистоострова вместе с подстилающей пластиной. Позвоительно сделать предположение, что именно здесь покров не перекрывал накапливавшиеся перед его фронтом осадки, а «сгребал» их перед собой и сталкивал вниз по склону. В результате возникли мощные оползни полу- и неконсолидированных осадков с широким развитием специфических текстур, что могло на какое-то время прекратить движение верхней покровной пластины.

Включения. В олистоострове выделяются участки с разным составом включений. Включения — олистолиды, олистоплаки, глыбы, обломки — отличаются формой и размерами. Наиболее крупные — олистолиды (форма близка к изометричной) и олистоплаки (удлиненные, сильно вытянутые) — имеют размеры

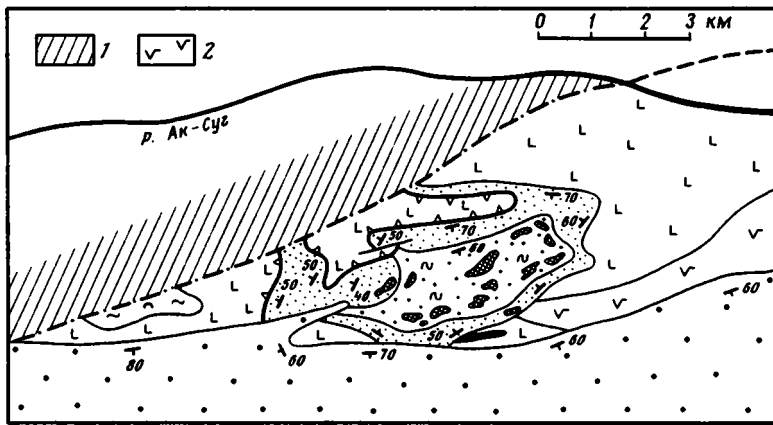


Рис. 5. Схематизированная геологическая карта Сутхольского участка
 1 — метаморфизованные кварц-плагиоклазовые туфопесчаники (сутхольская свита); 2 — субвулканическое тело андезито-базальтовых порфиров. Остальные условные обозначения см. на рис. 2 и 3

от нескольких десятков метров до нескольких километров. Размеры глыб колеблются приблизительно от 0,5 до 10 м, обломков — от сантиметров до первых десятков сантиметров. В восточной части района (см. рис. 1, 3, участки 4 и 5) в основании разреза верхней олистостромовой пачки включения представлены только археоциатовыми известняками санаштыкгольского горизонта. Они имеют изометричную или слегка удлинённую форму, размеры от 500—800 до 1 м со всеми промежуточными разностями. Как правило, крупные олистолиды окружены более мелкими глыбами и обломками известняков. Вмещающие их конглобрекции содержат наряду с галькой разнообразных вулканитов и кремнистых пород хорошо окатанную гальку тех же археоциатовых известняков. Глыбы и олистолиды содержатся в основном в конглобрекциевом матриксе, но частично попадают и в основание грубозернистой флишоидной его части (см. рис. 3, 5б, рис. 4).

Состав остальных включений соответствует составу пластин: преимущественно афировые и вариолитовые базальты, гиалокластиты, реже серпентиниты, известняки без фауны, кремнистые породы, изредка лавобреккии и лавоконгломераты. Вероятно, разрушению подвергались преимущественно нижние части надвигавшихся покровов.

В южной и центральной частях района преобладают включения небольших размеров — обычно первые метры и десятки метров, редко 100—150 м. Мелкие имеют форму, близкую к изометричной, крупные — удлинённую форму; и те, и другие довольно редки и беспорядочно рассеяны в матриксе. На участках скопления глыб археоциатовых известняков включения, отвечающие составу перекрывающих пластин, расположены выше известняковых глыб. Исключением является район оз. Сут-Холь, где включения имеют несколько больший размер (от 50—100 м до 1 км), сосредоточены в основном в грубозернистой части матрикса (см. рис. 5), а в ее пределах сконцентрированы лишь на отдельных участках, в то время как соседние практически не содержат глыб.

В пределах северных участков, особенно на западе Акдууракского (см. рис. 2), содержится наибольшее количество включений. Здесь же сосредоточены и наиболее крупные олистоплаки длиной 1—2 км, имеющие сильно вытянутую форму; соотношение осей колеблется от 1:7 до 1:10. Олистостром приобретает здесь более правильное, ритмичное строение: горизонты, содержащие наиболее крупные олистоплаки и большое их количество, разделяются горизонтами, содержащими рассеянные небольших размеров глыбы (Акдууракский участок), либо лишенными глыб вообще (Алашский участок). В верх-

них частях разреза с приближением к вышележащей пластине ритмичность исчезает.

В ряде мест Акдовуракского участка (под пластиной базальтов на горе Оттуг-Хая, в долине р. Хонделен, на замыкании пластины на крайнем западе участка (см. рис. 2)) олистостромовая толща, находящаяся непосредственно в подошве тектонических пластин, приобретает другое строение. Состав включений в этих местах точно соответствует составу пород в основании перекрывающей пластины. На горе Оттуг-Хая, где к основанию пластины подходят разные породы, соответственно меняется по простиранию и состав включений. Они либо имеют неправильную, близкую к изометричной форму и очень большую концентрацию среди сильно измененных, рассланцованных бесструктурных туффитов, либо, как на горе Оттуг-Хая, имеют вытянутую форму, отделены от подошвы пластины лишь узкими полосами матрикса, раздроблены и окружены шлейфами остроугольных обломков того же состава.

Время покровообразования. Возраст олистостромовой толщи, который соответствует времени покровообразования, определяется по археоциатовым известнякам, относящимся во всем районе ко второй половине нижнего кембрия (ботомский ярус). Соотношения этих известняков с олистостромовой толщей различны: на горе Оттуг-Хая они с постепенным переходом надстраивают олистостром (см. рис. 3, разрез 1), тогда как в пределах Чаданского и Акдургского участков содержатся в олистостроме в виде глыб (разрезы 4, 5). На основании таких соотношений было высказано предположение о наличии в районе двух разновозрастных олистостромовых толщ [2]. Однако возможна и иная интерпретация тех же самых фактов.

Концентрация известняковых глыб в нижних частях олистострома, обособленность их в разрезе от включений, аналогичных по составу породам вышележащих пластин, а также отсутствие рифогенных известняков с фауной среди этих пластин заставляет предполагать, что глыбы известняков в данном случае не были связаны с разрушением надвигавшегося покрова. Вероятно, это был процесс разрушения *in situ* без существенного перемещения местных известняковых банок, поэтому возраст известняков можно считать близким к возрасту матрикса олистострома. С другой стороны, было выяснено, что известняки на горе Оттуг-Хая коррелируются с нижней частью олистостромы в районе АкДовурака, перекрытого тектонической пластиной (см. рис. 2, 3, разрезы 1, 2). Следовательно, известняки здесь определяют время самого процесса покровообразования, а не время его завершения.

Время окончания покровообразования датируется началом накопления известняково-терригенной толщи амгинского яруса среднего кембрия, которая на правом берегу Енисея напротив пос. Шагонар несогласно, с базальтными конгломератами в основании, залегает на покровно-олистостромовом комплексе [5, устное сообщение С. А. Щербакова]. Следовательно, формирование покровно-олистостромового комплекса происходило во второй половине раннего кембрия.

ИСТОРИЯ ПОКРОВООБРАЗОВАНИЯ

Во время становления покровной структуры, судя по выявленной для матрикса олистостромовой толщи зональности и данным об источниках сноса, на юге существовало обширное поднятие с обращенным на север (в современных координатах) террасированным склоном. Его южная часть была сложена одновозрастной вулканической толщей Таннуольской (?) островодужной зоны, а северный склон представлял причлененный к ней внутритрокеанический (?) остров. Присутствие среди тектонических пластин вулканитов таннуольского типа, а также беспрепятственное проникновение обломочного матриала из Таннуольской зоны в матрикс олистострома свидетельствуют о причленении этой структуры, явившейся источником покровов до начала покровообразования.

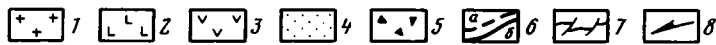
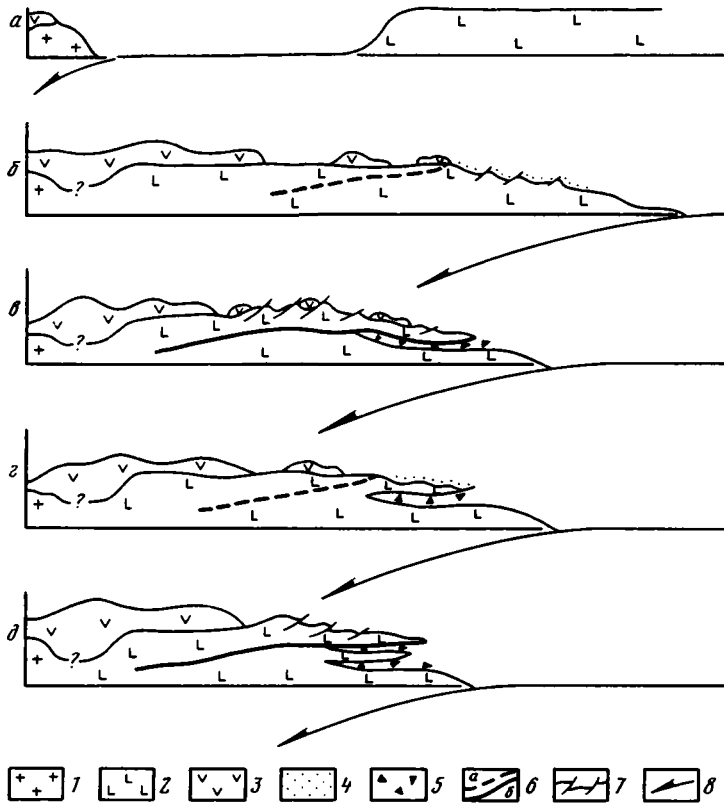


Рис. 6. Схема тектонического развития Западной Тувы в раннем кембрии

1 — блок континентальной коры; 2 — кремнисто-базальтовая толща, сформированная на коре океанического типа; 3 — дифференцированная вулканическая серия Таннуольской зоны и ее более северные (в современных координатах) аналоги; 4 — вулканомиктовые обломочные породы с примесью туфового материала, образующие впоследствии матрикс олистострома; 5 — олистостром; 6 — подошва зарождающихся (а) и активных (б) покровов; 7 — чешуйчатые надвижки; 8 — направление субдукции

Вполне вероятно, что вулканизм таннуольского типа спорадически распространился и сюда, во фронтальную северную часть разросшегося поднятия. Постепенное увеличение в матриксе олистострома продуктов размыва Таннуольской зоны можно объяснить сокращением за счет расчешуивания и покровообразования северного склона вулканического поднятия, постепенным приближением осевой части этого поднятия к месту формирования олистостромовой толщи, а также ее воздыманием со временем.

Изложенные выше данные указывают на перемещение покровов с юга на север, вниз по склону древнего поднятия. В пользу такого вывода свидетельствуют: непосредственная близость в допокровное время внутриокеанического (?) острова к Таннуольской зоне; реконструированный палеорельеф и источники сноса для матрикса; сокращение со временем общей площади фронтальной части поднятия и приближение ареала Таннуольского вулканизма к месту формирования олистостромовой толщи; перемещение вместе с покровными пластинами мелководного матрикса из южной фациальной зоны в область более глубоководной седиментации центральной зоны.

В целом история покровообразования представляется в следующей последовательности (рис. 6).

1. Причленение довольно крупной внутриокеанической (?) структуры к Таннуольской вулканической зоне, отвечавшей континентальной окраине или

зрелой островной дуге и ее деформация; перемещение после столкновения предполагаемой зоны субдукции на север и распространение в этом направлении туфолаковой толщи таннуольского типа (см. рис. 6, а, б).

2. Возникновение пологого скола (или системы сколов) во фронтальной части верхней — надсубдукционной — плиты и надвигание ее на север, в сторону углубляющегося бассейна (см. рис. 6, в).

3. Временное «затишье» в покровообразовании, возникновение нового пологого скола южнее, в тылу структуры, после чего процесс повторяется (см. рис. 6, г, д).

Это обобщенное представление об истории покровообразования можно детализировать и, основываясь на ряде наблюдений, представить динамику движения отдельных покровов.

Так, тектонически затянутые в подошву пластин «просечки» матрикса, перемещение с покровом части матрикса из одной фациальной зоны в другую, разные уровни срыва (к подошве покровов подходят различные части слагавших их разрезов без определенных закономерностей, см. рис. 2), тонкое расчешуивание основания пластин говорят о постоянном перемещении плоскости срыва разных масштабов.

Перескакиванием плоскости срыва вниз, в толщу подстилающего олистоstromа, объясняется перемещение части матрикса вместе с покровом. Если при этом срыв становился круче и проникал внутрь верхней пластины, происходило тектоническое затягивание матрикса в ее подошву. Этим же процессом могло быть вызвано образование олистоплаков, по составу отвечающих основанию вышележащего покрова и отделенных от него лишь узкими зонами деформированного матрикса, как на горе Оттуг-Хая. Смещением срыва внутрь надвигающегося покрова хорошо объясняются разные уровни тектонического отслаивания и тонкое расчешуивание основания покровных пластин.

При постоянной смене плоскости срыва движение покровов происходило импульсивно; об импульсивном движении свидетельствует также строение Сутхольского участка (см. рис. 5) и ритмичное строение олистоstromа северной фациальной зоны. Возможно, что при таком механизме движение покрова происходило не по одной четко выраженной плоскости, а по серии сближенных плоскостей одновременно, хотя объективных доказательств для этого нет.

Механизм образования олистоstromовой толщи

Образование матрикса. Накопление матрикса связано с размывом обширной суши, которая вовлекалась в покровообразование. Именно поэтому устанавливается взаимосвязь строения матрикса со стадийностью и способом движения пластин, что выражается в скользящем изменении его грубообломочности по разрезу. Как уже было отмечено, это связано с изменением высоты рельефа надвигавшихся пластин. Увеличение их рельефа было связано, вероятно, с расчешуиванием в результате миграции зон срыва и напользанием возникавших чешуй друг на друга.

Движение пластин оказало влияние и на строение матрикса Сутхольского участка, где благодаря сгребанию осадка перед фронтом покрова и сталкиванию его вниз по склону образовалась практически сплошная масса неслонстого и несортированного матрикса, в котором практически не сохранились первичные седиментационные текстуры.

Образование включений. Как видно из описания, все включения в олистоstromовой толще по своему составу и положению в разрезе делятся на три группы: 1) глыбы археоциатовых известняков, расположенные в основании олистоstromа; 2) сконцентрированные в нескольких узких зонах в подошве пластин глыбы, отвечающие по составу основанию перекрывающей пластины; 3) включения, рассредоточенные по всему объему матрикса и отвечающие составу кроющих пластин.

Как уже было отмечено, глыбы археоциатовых известняков, связаны, вероятно, с разрушением местных биогермных построек без существенного их пере-

мещения. Причем разрушение происходило в период «затишья» покровообразования, так как они сосредоточены в основании верхней толщи олистоstromа.

Образование второй группы было связано, по всей видимости, или с дроблением подошвы вышележащей пластины и нагнетанием туда матрикса, или, как в районе горы Оттуг-Хая, с их «отчешуиванием» от основания пластины за счет миграции зоны срыва. По существу для таких участков уже больше подходит термин «меланж». Этот процесс должен был происходить в конце надвигания пластины, либо после возникновения такие зоны вовлекались в движение вместе с вышележащим покровом.

Самая многочисленная, третья группа включений формировалась за счет разрушения основания фронтальной части надвигавшегося покрова. Резко удлиненная форма большинства олистоплаков вызвана, видимо, тем, что их образование также было вызвано смещением зоны срыва внутрь покрова. Отделенные сколом от основания фронтальной части пластины блоки впоследствии выжимались из-под нее под действием веса вышележащих пород и сползали вниз по склону. Более мелкие изометричные олистолиты могли образовываться как за счет разрушения таких крупных олистоплаков, так и частично за счет разрушения скальных уступов, возникавших при росте нагромождения пластин.

Перенос включений и сортировка. Вкрест простираения полосы покровно-олистоstromового комплекса меняется количество, форма и взаимное расположение включений. Так, в северной фациальной зоне сосредоточено наибольшее их количество, они обладают большими размерами. Там же наблюдается ритмичность в строении олистоstromа, которая исчезает при приближении к кроющему покрову. Ритмичное строение олистоstromа говорит об импульсивном, неравномерном, образовании включений и о том, что при движении каждой порции вниз по склону происходила их сортировка. Отдаленно этот процесс можно сравнить с формированием ритмичности во флишевых комплексах, хотя механизм сортировки тут иной.

Кратко механизм сортировки можно представить в следующем виде. Отделившись от фронтальной части покрова, мелкие включения приобретают большую начальную скорость, чем крупные (начальная скорость прямо пропорциональна действующей на тело силе и обратно пропорциональна его массе). Однако крупные олистоплаки, как более инертные, проходят большее расстояние до остановки и скорость их движения снижается медленнее. Таким образом, отделившись от фронтальной части покрова, включения разных размеров в первый момент времени перемещаются вместе. Затем включения меньших размеров, имея большую скорость, оказываются впереди; впоследствии крупные олистоплаки их догоняют и обгоняют. При движении крупные олистоплаки могут распадаться на мелкие, которые при более быстром замедлении движения в конечном разрезе окажутся выше крупных.

Следовательно, при перемещении включений вниз по склону начиная с некоторого расстояния от фронтальной части покрова должна возникать сначала обратная, а затем прямая их сортировка по размеру. Покров может перекрыть движущиеся вниз по склону включения на любой стадии их движения и сортировки — все зависит от соотношения их скорости перемещения со скоростью перемещения покрова. Конечно, это схематичная картина, и в природных условиях все оказывается гораздо сложнее: крупные олистолиты могут раскалываться на мелкие, имеет значение не только их размер, но и форма, дополнительное тормозящее действие может оказывать сгребаемый перед фронтом крупного олистоплака осадок и т. д. Поэтому трудно ожидать четкой сортировки, но возникновение ритмичности возможно, что и подтверждается рассмотренным материалом. В районе оз. Сут-Холь кроме сортировки наблюдается концентрация включений на отдельных участках. Это может быть связано с тем, что перемещаясь по склону синхронно с движением по нему больших масс обломочного материала, включения переносились вместе с движущимся осадком и концентрировались в пределах оползневых тел.

ВЫВОДЫ

1. Изученная покровная структура Северо-Западной Тувы сформировалась во второй половине раннего кембрия за счет расчешуивания и отслаивания фронтальной части надсубдукционной плиты в результате происшедшей под ней субдукции (см. рис. 6). 2. Надвигание покровов было импульсивным, с постоянным смещением плоскости срыва; вполне вероятно, движение осуществлялось по серии сближенных плоскостей одновременно. 3. Со временем процесс покровообразования смещался в южном направлении, ближе к тылу вулканического поднятия.

Такое развитие покровной структуры определило следующие основные особенности формирования олистостромовой толщи. 1. Матрикс олистостромовой толщи образовался только за счет размыва пород надвигавшихся пластин. 2. Изменения гранулометрии матрикса по разрезу связаны со стадийностью покровообразования и динамикой движения пластин. 3. Разрушению подверглось преимущественно основание фронтальной части надвигавшегося покрова за счет смещения плоскости срыва внутрь пластин. Отделенные новообразованными сколами чешуи выжимались из-под пластин и перемещались вниз по склону в виде крупных олистоплаков. 4. При движении включений разного размера вниз по склону происходила их сортировка; из-за импульсивного образования отдельных порций глыб олистостром с удалением от фронта надвигания приобретает часто ритмичное строение. 5. При сгребании перед фронтом покрова большой массы неконсолидированного осадка на склоне возникали оползни, так что формировавшиеся в этот момент включения переносились вместе с оползневыми массами и концентрировались внутри них.

Список литературы

1. Берзин Н. А. Меланжево-олистостромовая ассоциация Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы // Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 124—129.
2. Берзин Н. А. Геодинамическая обстановка формирования кембрийских олистостром Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы // Геология и геофизика. 1987. № 1. С. 3—13.
3. Геолого-петрологические исследования Юго-Восточной Тувы. Новосибирск, 1988. 123 с.
4. Гинциггер А. Б., Викман М. К. Нижний кембрий Тувы (новая интерпретация разреза правобережья р. Енисей) // Труды ИГиГ СО АН СССР. 1986. Вып. 669. С. 86—108.
5. Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М.: Наука, 1970. 158 с.
6. Леонов М. Г. Олистостромы и их генезис // Геотектоника. 1978. № 5. С. 18—33.
7. Леонов М. Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 172 с.
8. Науменко А. И. К проблеме возраста флишоидных толщ Западного Саяна и восточных районов Горного Алтая // Геология и геофизика. 1985. № 12. С. 18—25.
9. Перфильев А. С., Симонов В. А., Батанова В. Г., Куренков С. А., Херасков Н. Н. Геологическое строение Шатского офиолитового массива // Комплексные геологические исследования Сангилена (Юго-Восточная Тува). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. С. 97—106.
10. Соколов С. Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 92 с.
11. Херасков Н. Н., Хераскова Т. Н. Геодинамическое развитие каледонид Азии в раннем палеозое // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 5. С. 101—111.
12. Щербаков С. А. Офиолиты Западной Тувы и их структурная позиция // Геотектоника. В печати.
13. Abbate E., Bortolotti V., Passerini P. Olistostromes and olistoliths // Sediment. Geol. 1970. V. 4. № 3—4.
14. Melanges and olistostroms of the U. S. Appalachians // Special paper. 1989. № 228. 269 p.

Геологический институт АН СССР,
Москва, 109017

Поступила в редакцию
22.V.1990

УДК 551.24:550.838.5(571.66)

© 1991 г.

БАЖЕНОВ М. Л., БУРТМАН В. С., КРЕЖОВСКИХ О. А.,
ШАПИРО М. Н.**ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ РАЙОНА
СОЧЛЕНЕНИЯ АЛЕУТСКОЙ ДУГИ И КАМЧАТКИ**

Палеомагнитное исследование палеоцен-эоценовых отложений восточных полуостровов Камчатки и Командорских островов свидетельствует о том, что эти отложения формировались южнее их современного положения и изученные участки были повернуты после эоцена в разные стороны: Кроноцкий полуостров повернут против часовой стрелки на $67 \pm 12^\circ$, о-в Медный — по часовой стрелке на $70 \pm 14^\circ$. Геологические данные позволяют предполагать, что палеоцен-эоценовая зона восточных полуостровов Камчатки продолжается на Командорских островах. В палеоцене породы этой зоны, вероятно, слагали Кроноцко-Командорскую островную дугу, имевшую простираание, близкое к широтному. Предложены и обсуждены модели тектонического развития региона, опирающиеся на палеомагнитные, геологические и океанические данные.

Bazhenov M. L., Burtman V. S., Krezhovskikh O. A., Shapiro M. N. Paleotectonic reconstructions of the Aleutian arc - Kamchatka convergence zone. *Geotectonics*. 1991. № 3. Paleomagnetic investigations of Paleocene-Eocene deposits in the Kamchatka eastern peninsulas and in the Komandor Islands has made evident that the deposits have been formed south of their present position and after the Eocene the areas under investigation were turned to different directions: the Kronotsky peninsula turned anti-clockwise by $67 \pm 12^\circ$, the Medny Island — by $70 \pm 14^\circ$ clockwise. The available geological data enable us to suggest that the Paleocene-Eocene zone of the Kamchatka eastern peninsulas continue in the Komandor Islands. In the Paleocene rocks of this zone must have made up the Kronots-Komandor island arc with a trend close to the latitudinal one. Models of the tectonic development of the region have been proposed and discussed, they are based on paleomagnetic, geological and oceanological data.

Строение области сочленения Алеутско-Командорской и Курило-Камчатской дуг давно привлекало внимание исследователей, которые высказывали разные точки зрения на происхождение структуры этого района [4, 9, 12, 15, 20, 27 и др.]. В настоящее время Камчатка относится к Охотоморской плите, отделенной от Северо-Американской плиты слабо выраженной сейсмической зоной [3]. Однако структурной границы между этими плитами нет, и можно полагать, что в течение кайнозоя Камчатка принадлежала к Северо-Американской плите. В таком случае основные тектонические события в области сочленения Камчатки и Алеутско-Командорской дуги следует связывать с их взаимодействием с Тихоокеанской плитой. Со среднего эоцена Тихоокеанская плита движется на северо-запад параллельно западной части Алеутско-Командорской дуги, граничит с ней по сдвигу и погружается в Курило-Камчатский желоб. Правосдвиговое смещение вдоль Командорских островов хорошо согласуется с решениями фокальных механизмов землетрясений [3]. Ранее к северу от Тихоокеанской плиты существовала плита Кула, двигавшаяся в северном направлении. Субдукция плиты Кула вначале проходила под Северо-Американскую плиту вдоль континентальной окраины Корякии и Аляски. Образование Алеутско-Командорской дуги обычно связывают с заклиниванием 55 млн. лет назад Корякско-Аляскинской зоны субдукции и возникновением Алеутской зоны субдукции внутри плиты Кула.

В современной структуре Командорские и Алеутские острова принадлежат единой системе дуга — желоб. Вместе с тем тыловые структуры восточной и западной частей Алеутско-Командорской островной дуги имеют разное

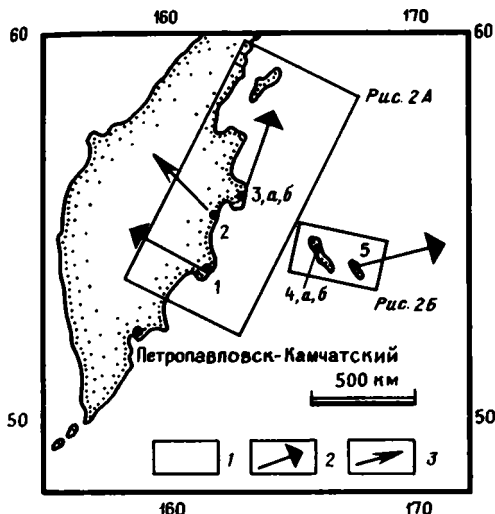


Рис. 1. Район исследований
1 — участки палеомагнитных исследований (1—5); 2, 3 — палеомагнитные склонения в породах эоцена (2) и миоцена (3)

островов (рис. 1). Результаты такого изучения в сочетании с геологическими данными позволяют по-новому подойти к проблеме формирования структуры рассматриваемого региона.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ И АЛЕУТСКО-КОМАНДОРСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

В восточной части Камчатки на полуостровах Камчатский мыс, Кроноцкий и Шипунский широко развиты палеоцен-эоценовые вулканогенно-осадочные отложения, которые имеют аналогичные геохимические характеристики [18]. Породы, развитые на восточных полуостровах, слагают единую зону, которая на западе ограничена Тюшевским прогибом (рис. 2). Эта зона палеогеновых островодужных вулканитов не имеет продолжения к северу от п-ова Камчатский мыс.

Тюшевский прогиб имеет резко асимметричное строение и выполнен олигоцен-миоценовыми флишондными толщами, которые на восточном борту прогиба замещаются малоомощной серией прибрежных, а местами и континентальных осадков. На Кроноцком полуострове олигоцен-миоценовые отложения с небольшим угловым несогласием перекрывают эоценовые вулканогенные отложения. Осадки восточного и западного бортов Тюшевского прогиба, резко фациально различающиеся, разделены серией надвигов и могли формироваться в пределах разных тектонических структур, которые впоследствии были сближены.

К западу от Тюшевского прогиба расположена Ветловская тектоническая зона, сложенная толщей палеоцен-эоценовых отложений, в которой широко представлены океанические базальтоиды. Эта зона надвинута на Тюшевский прогиб. Ветловская зона может быть прослежена на о-в Карагинский, где аналогичные образования занимают юго-восточную часть острова.

Полуостров Камчатский мыс расположен на простирации Алеутско-Командорской дуги. Тектонические структуры полуострова имеют аномальное для Камчатки северо-западное (командорское) простираение. Поэтому Камчатский мыс часто рассматривается как крайнее западное звено Алеутско-Командорской дуги, хотя ныне Камчатский мыс отделен от этой дуги продолжением Курило-Камчатского желоба. В строении эоценовых комплексов Командорских островов и Камчатского мыса есть общие черты: преобладание

строение. К северу от Командорских и Ближних островов расположены сопряженные между собой хребты Ширшова и Бауэрса, отделяющие относительно древнюю Алеутскую котловину от котловин Бауэрса и Командорской. В последней известны излияния позднемиоцен-плиоценовых базальтов. Хребет Ширшова сложен интенсивно дислоцированными офиолитами, вулканогенно-кремнистыми породами верхнего мела и нижнего палеогена, а в его южной части драгированы андезиты конца среднего миоцена [27]. К западу от хребта Ширшова окраина южной части Корякского нагорья и северной части Камчатки характеризуются интенсивными кайнозойскими дислокациями и широким развитием неогенового вулканизма.

Авторы исследовали палеомагнетизм палеогеновых отложений Восточной Камчатки и Командорских

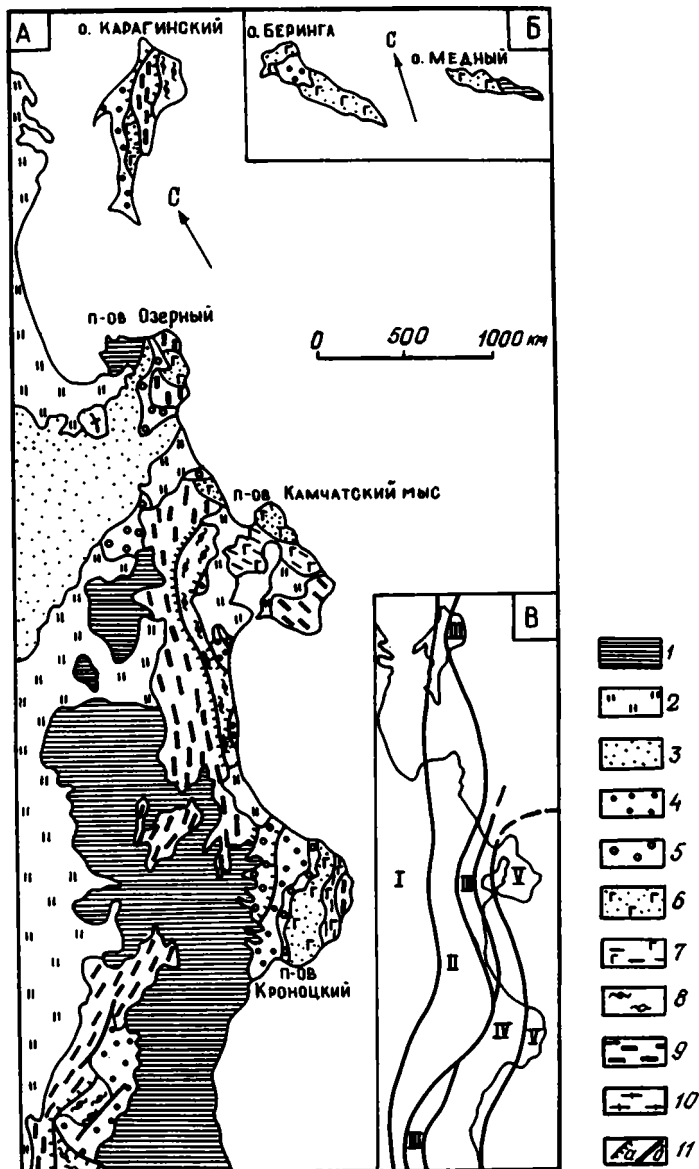


Рис. 2. Схема геологического строения Восточной Камчатки (А) и Командорских островов (Б)
 1 — плиоцен-четвертичные эффузивы; 2 — верхнеплиоцен-четвертичные осадки; 3 — миоцен — нижний плиоцен; 4 — олигоцен — миоцен; 5 — олигоцен; 6 — эоцен; 7 — палеоцен — эоцен; 8 — палеоцен; 9 — верхний мел; 10 — домеловые метаморфические породы; 11 — разломы: а — надвиги, б — прочие. На врезке В — схема доплиоценового тектонического районирования Восточной Камчатки: I — Центрально-Камчатский прогиб; II — поднятие Восточного хребта; III — Ветловская зона; IV — Тюшевский прогиб; V — зона восточных полуостровов

базальтов среди лав и вулканокластитовых турбидитов — в составе осадочных пачек. В то же время заметны и различия. На Камчатском мысу в разрезе палеоцена — эоцена отсутствуют риолиты, характерные для Командорских и Ближних островов. Насыщенность вулканогенным материалом увеличивается вверх по разрезу на Камчатском мысу и уменьшается на Командорах. В составе вулканомиктовых обломков на Командорских островах преобладают андезиты и дациты, в то время как на Камчатском мысу и Кроноцком полуострове —

базальты. На Командорских островах среди обломков существенную роль играют невулканогенные осадочные, интрузивные и метаморфические породы, на Камчатском мысу такие обломки отсутствуют. Эти отличия состава вулканогенных образований зоны восточных полуостровов и Командорских островов не значительнее отличий между разными частями Алеутско-Командорской дуги. Так, например, в восточной части дуги среди палеогеновых отложений нет риолитов и преобладают базальтоиды. Поэтому мы считаем вероятным, что зона палеогеновых островодужных вулканитов восточных полуостровов Камчатки продолжается на Командорские острова.

Можно предполагать, что в палеогене существовала Кроноцко-Командорская островная дуга, фрагменты которой мы ныне наблюдаем на Командорских островах и восточных полуостровах Камчатки. Палеогеновая островная дуга наследовала более древнюю дугу. Об этом свидетельствуют следующие данные: на Кроноцком полуострове палеоцен-эоценовый комплекс перекрывает меловые островодужные породы [18], а на Командорских островах верхне-эоценовая терригенная толща образована за счет размыва глубоко эродированной суши [19].

ОБЪЕКТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Кроноцкий полуостров. Наиболее древние породы Кроноцкого полуострова, относящиеся к верхнему мелу, выходят на его восточном побережье, где образуют две пологие тектонические пластины, сложенные базальтами и вулканогенно-осадочными породами и разделенные серпентинитовым меланжем [11]. Неоавтохтон образован породами палеогена — среднего миоцена. Его нижняя часть (кубовская свита) — сложена переслаиванием туфопесчаников, туфоалевролитов и диатомовых аргиллитов с отдельными потоками подушечных базальтов (1500 м). Из нижней части свиты определены бентосные и планктонные фораминиферы палеоцена [14]. В исследованном нами разрезе кубовской свиты, по сообщению Ю. Б. Гладенкова, содержатся планктонные фораминиферы и нанопланктон среднего эоцена. Выше с размывом залегает козловская свита — мощная (2500 м) толща подушечных базальтов и гиадокластитов, разделенных горизонтами туфогенных и вулканомиктовых осадков, содержащих эоценовые моллюски [13]. Меловые и палеогеновые базальты относятся к островодужным толентам [18]. Выше с размывом и небольшим угловым несогласием залегает серия прибрежных осадков олигоцена — среднего миоцена: (ракетинская и тышевская свиты), содержащих обильную фауну моллюсков [1]. Эти отложения смяты в складки и перекрыты горизонтально лежащими эффузивами плиоцена. Таким образом, возраст основных деформаций палеогеновых пород Кроноцкого полуострова позднемиоценовый.

На Кроноцком полуострове в береговых обнажениях между Кроноцким маяком и устьем р. Буй изучены туфоалевролиты и мелкозернистые туфопесчаники кубовской свиты эоценового возраста. Вблизи устья р. Буй опробованы крылья пологой синклинали северо-западного простирания. На этом участке (см. рис. 1, участок 1) изучены 49 штучков из разреза мощностью 100 м.

Хребет Кумроч. На юго-восточном склоне хр. Кумроч к югу от р. Камчатки изучены олигоцен-нижнемиоценовые отложения. Они образуют наклоненную на запад моноклиаль. Основание разреза сложено мощной толщей конгломератов, перекрытых толщей алевролитов с многочисленными карбонатными конкрециями (250 м). Выше залегает терригенный флиш. Эти толщи содержат ископаемую фауну моллюсков [17]. От развитых западнее пород верхнего мела — нижнего палеогена рассматриваемые образования отделены надвигом. Западнее поселка Усть-Камчатск (см. рис. 1, участок 2) исследованы два разреза отложений таловской свиты олигоцена — нижнего миоцена. В долине р. Горбуша изучены аргиллиты (15 штучков, опробованная мощность 40 м), слои которых полого падают на запад. По ручью Бурный опробованы

алевролиты (15 штуфов, опробованная мощностью 60 м), слои которых падают на юг.

Полуостров Камчатский мыс состоит из двух структурно обособленных частей. Южная сложена гипербазитами, габброидами, базальтами, кремнисто-туфогенными и терригенными породами среднего и верхнего мела, слагающими серию надвиговых пластин [7]. Северная часть полуострова, отделенная от южной четвертичной депрессией, сложена мощной (5000 м) серией туфогенно-осадочных и вулканомиктовых пород, большая часть которых относится к палеоцену и эоцену, но основание разреза, возможно, имеет позднемеловой возраст [5]. В верхней части этого разреза известны потоки базальтов и силлы диабазов. В структуре северной части полуострова доминируют открытые, реже опрокинутые на северо-восток складки северо-западного простирания, которые нарушены крутыми разрывами. Возраст складчатости находится в интервале олигоцен-плиоцен. Более точное определение времени деформаций невозможно из-за отсутствия соответствующих отложений.

На Камчатском мысу (см. рис. 1, участок 3) изучены туфоалевролиты, мелкозернистые туфопесчаники, прослой пелитовых туффитов и мергелей из турбидитов баклановской свиты среднего эоцена. Эти породы слагают береговые обнажения севернее р. Гусаров ключ, между мысом Нос и горой Офицерской. Слой образует синклиналию складку северо-западного простирания с опрокинутым юго-западным крылом. 21 штуф взят из опрокинутого крыла складки (см. рис. 1, участок 3, а) и 35 штуфов — из нормально залегающего крыла (см. рис. 1, участок 3, б). Мощность изученных отложений более 500 м.

Командорские острова. На Командорских островах главным объектом исследований были палеогеновые породы о-ва Медный. Они слагают моноклираль, падающую на юго-запад под углом от 25 до 50°. Наиболее древние породы о-ва Медного — кислые туфы и лавы медновской свиты [8] обнажены на северо-восточном берегу острова. В разрезе (250 м) преобладают грубообломочные разности туфов, состоящих из обломков риолитов. Породы имеют зеленый цвет, обусловленный их пропилитизацией. Грубообломочные туфы содержат линзы риолитов и переслаиваются с пачками псаммитовых и алевритовых кремнистых тефроидов. Отложения прорваны диабазовыми дайками и силлами.

На породах медновской свиты с размывом залегает командорская свита, нижняя часть которой сложена непостоянными по мощности (25—400 м) подушечными базальтами и гиалокластитами. Выше лежат вулканомиктовые брекчи и конгломераты (60 м) с гальками как базальтов, так и риолитов медновской свиты. Эти породы вверх по разрезу сменяются ритмичным переслаиванием вулканомиктовых песчаников, алевролитов и диатомовых аргиллитов (150 м). Разрез командорской свиты венчается грубообломочной толщей (700 м) туфобрекчий, туфоконгломератов, гравелитов и песчаников. Риолиты медновской и базальты командорской свит рассматриваются как единая контрастная серия островодужного генезиса [6], хотя, по данным [16], это две ассоциации, разделенные перерывом в вулканизме. Командорская свита согласно перекрыта прибрежной свитой — флишоидным чередованием песчаников, алевролитов и диатомовых аргиллитов с прослоями и линзами гравелитов общей мощностью 1200 м. Верхняя часть разреза палеогена о-ва Медного сложена породами диковской свиты (1200 м) — конгломератами и гравелитами с прослоями песчаников и алевролитов.

В нижней части командорской свиты найдены планктонные фораминиферы предположительно палеоценового возраста [20]. Три верхние свиты о-ва Медного и их аналоги на о-ве Беринга содержат бентосные фораминиферы, моллюски и листовую флору эоцена. Из перекрывающих отложений на о-ве Беринга определены моллюски, фораминиферы и диатомовые водоросли олигоцена — раннего миоцена. Палеогеновые отложения о-ва Медного прорваны

миоценовыми гранодиоритами (12 ± 2 млн. лет [6]) и несогласно перекрыты породами плиоцена¹.

Палеомагнитному изучению были подвергнуты породы медновской, командорской и прибрежной свит (см. рис. 1, участок 5). Медновская свита изучена на восточном берегу Преображенской бухты. Здесь исследованы алевритовые и пелитовые туфы — 13 штуфов, риолиты — 8 штуфов и внедрившиеся в эти породы силы базальтов — 4 штуфа. Кроме того, 8 штуфов были взяты из эндо- и экзоконтактов силла базальтов.

Из командорской свиты исследованы алевритовые и пелитовые туффиты и небольшое число образцов мелкозернистых песчаников. В береговом обнажении между бухтами Преображенской и Песчаной взяты 28 штуфов. Часть из них отобрана на крыльях приразломной складки, которая осложняет моноклиналь. Мощность опробованного разреза около 50 м. Другое изученное обнажение тех же пород находится в долине р. Песчаная. По дну долины проходит крупный разлом, около которого слои залегают вертикально и частично опрокинуты. Здесь были отобраны 12 штуфов из разреза мощностью 110 м.

Из прибрежной свиты взяты 19 штуфов из прослоев алевритовых туффитов и мелкозернистых песчаников, которые залегают среди грубообломочных пород в водораздельной части острова к югу от Преображенской бухты. Мощность опробованного разреза 70 м.

Палеомагнитное опробование было проведено также на о-ве Беринга, где распространены аналоги свит, описанных на о-ве Медном. На восточном берегу о-ва Беринга (см. рис. 1, участок 4) были отобраны 13 штуфов туфо-алевролитов и пелитовых туффитов из 50-метрового разреза отложений диковской свиты эоцена в устье р. Кислая Капуста (см. рис. 1, участок 4, а). На западном берегу того же острова (см. рис. 1, участок 4, б) исследована экструзия трахидолеритов у пос. Никольского (21 штуф), для которых К-Аг-методом определен возраст 21—25 млн. лет [6].

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ

По два образца из каждого штуфа лидирующей коллекции прошли ступенчатую термочистку вплоть до 560° , и в зависимости от полученных результатов основная коллекция была прогрета до оптимальной температуры или прошла полную ступенчатую чистку. Чистка переменным полем до 800 Э проводилась выборочно. Зачастую полное размагничивание оказывалось невозможным из-за сильного лабораторного подмагничивания; в таких случаях в анализе использовались направления, полученные до появления таких помех. Для оценки надежности полученных результатов использовались тест складки в различных модификациях [2] и тест обращения. В тех случаях, когда значительная часть палеомагнитных направлений отдельных образцов в ходе чистки смещалась вдоль дуг большого круга, применялся подход, предложенный Х. Холлсом [23].

В осадках палеогена Кроноцкого полуострова (см. рис. 1, участок 1) однокомпонентная намагниченность была выделена при прогревах выше $250\text{—}300^\circ$ (рис. 3), и для интерпретации были использованы данные, полученные при чистке до 380° . Тест складки (тест групп) для всей коллекции указывает на чисто доскладчатый возраст этой однокомпонентной намагниченности; тест обращения также положителен (табл. 1, рис. 4). Единственный штуф базальта из этой коллекции дал направление намагниченности с аномально низким наклоном ($D = 105^\circ$, $I = -38^\circ$), которое было исключено из расчета среднего.

В осадочных породах участка 2 (см. рис. 1) исходные величины намагниченности невелики и быстро уменьшаются при прогревах, нередко в 10 и более раз. Выше 400° возникло сильное лабораторное подмагничивание. Для анализа

¹ Известны также К-Аг-определения [6] возраста липаритов и базальтов из основания палеогенового разреза (34 ± 4 млн. лет), которые противоречат биостратиграфическим данным и, вероятно, являются омоложенными.

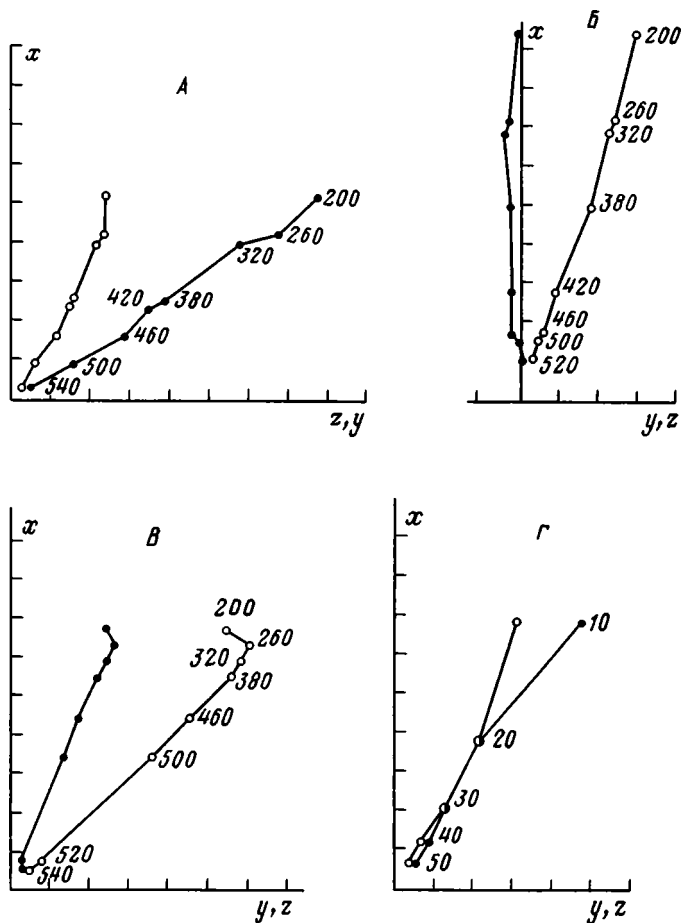


Рис. 3. Результаты размагничивания палеогеновых пород Участки (см. рис. 1): А — 1; Б — 2; В — 5, осадки командорской свиты; Г — 5, базальты медновской свиты. А—В — термочистка (цифры — температура в °С), Г — чистка переменным полем (цифра — напряженность поля в мТ). Залитые кружки — проекция на плоскость xy , незалитые — на плоскость xz (всяду система координат образца)

были использованы результаты, полученные при прогреве до такой температуры, когда образцы измерялись уверенно, а подмагничивание было незаметно. Во всех таких штуфах намагниченность имеет обратную полярность (см. рис. 4). Вариации в залеганиях изученных пород невелики, и тест складки не дал однозначных результатов (см. табл. 1).

Значительная часть коллекции осадочных пород п-ова Камчатский мыс (см. рис. 1, участок 3) в ходе термочистки вплоть до 480° сначала показала закономерное смещение палеомагнитных направлений вдоль дуг большого круга, а затем их стабилизацию. Однако выше этой температуры обычно становилось заметным лабораторное подмагничивание, и полное размагничивание оказалось возможным менее чем для четверти штуфов. Как правило, на внутрештуфовом уровне сходимость палеомагнитных направлений хорошая. Однако на межпластовом уровне в коллекции из опрокинутого крыла складки (см. рис. 1, участок 3, а) разброс палеомагнитных направлений оказался почти хаотичным и вычисление среднего не имело смысла. Не удалось получить интерпретируемых данных и с помощью метода Х. Холлса. Напротив, в коллекции из пологого крыла складки (см. рис. 1, участок 3, б) разброс на межпластовом уровне приемлем. Более того, для штуфов с однокомпонентной намагничен-

Таблица 1

Палеомагнитные результаты для палеогеновых пород Восточной Камчатки и Командорских островов

Номер участка на рис. 1	N_0/N_1	Современная система координат				Древняя система координат				F
		D°	I°	K	α_{95}	D°	I°	K	α_{95}	
1	49/42	314	59	16	5,3	302	60	20	4,9	
	Тест групп	$F_c=4,56$				$F_d=1,75$				$F_{(6,76)}=2,23$
	Тест обращения	$F_c=2,54$				$F_d=2,54$				$F_{(2,82)}=3,12$
2	30/21	332	64	19	7,0	310	59	19	7,0	
	Тест средних	$F_c=1,80$				$F_d=2,08$				$F_{(2,38)}=3,24$
3, 6	35/31	168	87	7,2	9,4	18	66	7,0	9,5	
	Тест групп	$F_c=0,65$				$F_d=0,45$				
5 (К)	42/33	55	35	3,9	14,4	68	63	15	6,3	$F_{(2,58)}=3,16$
	Тест групп	$F_c=25,1$				$F_d=1,62$				$F_{(6,54)}=2,28$
	Тест обращения	$F_c=0,52$				$F_d=0,52$				$F_{(2,8)}=3,1$
5 (М-1)	4/4	71	13	12	20,6	106	57	115	6,5	
5 (М-2)	4/3	72	15	41	12,6	100	49	497	3,6	
5 (М-3)	4/3	82	—4	17	19,6	92	39	47	11,8	
5 (М-4)	3/3	80	20	9	26,8	94	32	29	15,0	
5 (К, М-1, М-2)	50/40	59	31	4,3	10,8	72	62	15	5,7	
	Тест групп	$F_c=20,1$				$F_d=1,17$				$F_{(8,70)}=2,07$

Примечание. К — командорская свита; М-1—4 — медновская свита; 1—3 — смятый в складку силл (1 — экзоконтакт, 2 — базальты силла после завершения чистки, 3 — они же после прогрева до 350°), 4 — другие силлы; N_0/N_1 — число штуфов: N_0 — исследованных, N_1 — использованных; D, I — склонение, наклонение среднего вектора; K — кучность; α_{95} — радиус круга доверия; F — значения F -статистики (F_c — современная, F_d — древняя система координат, $F_{2,8}$ — критическое значение на уровне значимости 95%, число степеней свободы указано в скобках).

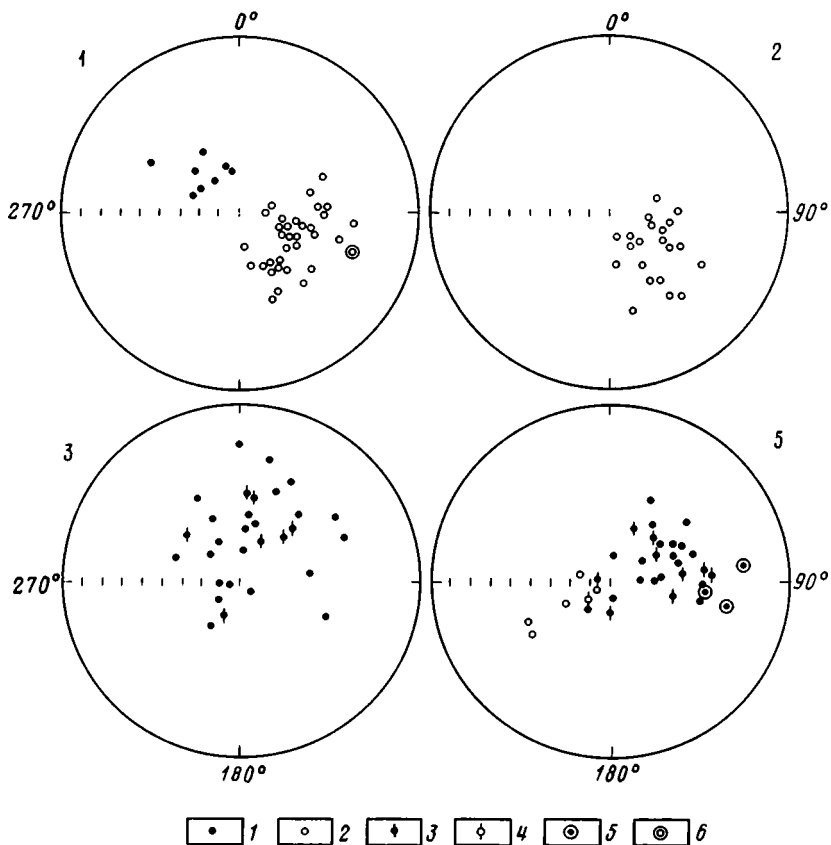


Рис. 4. Стереогаммы палеомагнитных направлений палеогена (1—3, 5 — участки, см. рис. 1) 1—6 — палеомагнитные направления для: 1, 2 — осадков; 3, 4 — осадков, для которых с помощью чисток доказана однокомпонентность намагниченности (только участки 3 и 5), 5, 6 — базальтов (1, 3, 5 — проекция на нижнюю полусферу, остальные — на верхнюю полусферу)

ностью среднее направление ($D=14^\circ$, $I=65^\circ$, $\alpha_{95}=17,6^\circ$) отличается статистически незначимо от среднего для большей части коллекции, для которой не удалось провести полное размагничивание ($D=19^\circ$, $I=66^\circ$, $\alpha_{95}=11,4^\circ$). Средний вектор всей коллекции в современной системе координат (см. табл. 1) значимо отличается от современного дипольного поля ($I=71^\circ$), хотя последнее и лежит в пределах распределения единичных векторов, которые все имеют прямую полярность. Вариации залеганий в пределах разреза малы, и тест складки не дал однозначных результатов. Полученный осреднением результат не удалось подтвердить и методом Холлса: в обеих системах координат разброс нормалей к единичным кругам перемангничивания очень велик.

В палеогеновых осадках о-ва Беринг (см. рис. 1, участок 4) разброс единичных направлений намагниченности очень велик и на внутри-, и на межпластовом уровне. Вся коллекция была забракована. В неогеновых трахидолеритах (см. рис. 1, участок 4, б) однокомпонентная намагниченность легко выделяется с помощью и термочистки, и чистки переменным полем и разброс единичных векторов на обоих уровнях невелик. Напомним, что отбор здесь велся примерно по периметру интрузии. При анализе стереогаммы выяснилось, что существует достаточно четкая зависимость между положением точки отбора и палеомагнитным направлением. Такая зависимость может быть объяснена по-разному, например неучтенными деформациями, влиянием вековых вариаций поля и т. д., но в любом случае не удастся доказать, что общее среднее направление намагниченности интрузии получено без систематической

погрешности. Мы сочли этот результат непригодным для тектонической интерпретации.

На о-ве Медный (см. рис. 1, участок 5) из трех изученных свит палеогена самая верхняя в разрезе прибрежная свита не дала интерпретируемых результатов: разброс единичных векторов на всех уровнях слишком велик. В ниже лежащей командорской свите в ходе термочистки в ряде штуфов была выделена однокомпонентная намагниченность (см. рис. 3), однако чаще нагревы пришлось прекращать из-за лабораторного подмагничивания. Проверка показала, что средние векторы для полностью размагниченных образцов ($D=73^\circ$, $I=66^\circ$, $\alpha_{95}=12,9^\circ$) и остальной части коллекции ($D=66^\circ$, $I=62^\circ$, $\alpha_{95}=7^\circ$) совпадают в пределах ошибок (см. рис. 4). С помощью теста групп было показано, что намагниченность отложений командорской свиты имеет доскладчатый возраст; тест обращения здесь также положителен (см. табл. 1).

В риолитах и вулканогенно-осадочных породах медновской свиты единичные векторы на внутриштуфовом уровне согласуются между собой, но на межпластовом уровне разброс очень велик. В базальтах и обожженных на контакте с ними вмещающих породах выделены направления однокомпонентной намагниченности. Всего изучено 4 силла базальтов, из которых один смят в складку (вместе с вмещающими породами), остальные залегают моноклиально. Как для базальтов, так и для вмещающих пород отношение кучности до и после введения поправок на наклоны слоев свидетельствует о преобладании здесь доскладчатой компоненты намагниченности (см. табл. 1). В целом результатов для медновской свиты мало, и они объединены с данными для командорской свиты. При анализе всей совокупности данных по участку 5 (см. рис. 1) выяснилось, что направление намагниченности обожженных пород около смятого в складку силла лежит в пределах распределения единичных векторов осадочных пород. Палеомагнитные векторы из самого силла попадают на край распределения при прогревах до 500° и выше, а до этого наклона в базальтах заметно ниже. В трех других силлах ² наклона остаются низкими в течение всех чисток (см. табл. 1), и было решено исключить эти три направления, а данные по смятому в складку силлу осреднить совместно с результатами по командорской свите. Тест групп для объединенной коллекции свидетельствует о доскладчатом возрасте намагниченности в этих породах (см. табл. 1).

Таким образом, в коллекциях по участкам 1 и 5 (см. рис. 1) нами выделены направления однокомпонентной доскладчатой намагниченности прямой и обратной полярности. По всем параметрам можно считать, что здесь выделена первичная намагниченность, соответствующие средние векторы определены с достаточной точностью и надежностью. Результаты по осадочным породам участков 2 и 3 менее надежны. В пользу древности намагниченности первого, пожалуй, говорит обратная полярность намагниченности. Для второго об этом же свидетельствует однокомпонентность намагниченности в части штуфов и удаленность среднего вектора от направления перемагничивания.

Так как основная часть данных получена по осадкам, было бы очень важно оценить масштаб занижения накопления в этих породах. Стандартно для этого используют в качестве эталона палеомагнитные данные по разновозрастным вулканитам. К сожалению, не удалось получить результатов по риолитам. Что касается базальтов, то и на Кроноцком полуострове, и на о-ве Медном наклоны в них заметно ниже, чем в осадках, тогда как «по правилам» должно быть наоборот. Залегания базальтов такие, что в современной системе координат наклоны меньше или равны значениям после введения поправок на наклоны, что позволяет отбросить в качестве объяснения постскладчатое перемагничивание этих пород. Если считать, что только базальты сохранили первичную намагниченность, а все осадки перемагничены позже, но до склад-

² Отметим, что в смятом в складку силле намагниченность — первые единицы на 10^{-2} ед. СГС, а в трех других силлах — в несколько раз выше.

Интерпретация палеомагнитных результатов

Номер участка на рис. 1	D°	D_s°	R°	ΔR°	I	I_s	F°	ΔF°	φ°	L°	ΔL°
1	302	9	+67	12	60	76	16	5	41	23	6
2	310	359	+49	13	59	75	16	6	40	22	7
3	18	8	-10	21	55	77	11	8	48	17	11
5	76	6	-70	14	62	77	15	5	43	19	7

Примечание. D , I — склонения и наклонения измеренные, D_s , I_s — эталонные; R — угол поворота (плюс — против часовой стрелки, минус — по часовой стрелке); F — различие между измеренными и эталонными наклонениями; φ — палеошироты, вычисленные по нашим данным; L — величины смещения объектов в северном направлении; ΔR , ΔF , ΔL — величины возможной ошибки определений (\pm).

кообразования, то изученные толщи должны были формироваться на 15—20° с. ш. Разумеется, данных по базальтам мало. Но эффект слишком систематичен, чтобы объяснить его простой случайностью, например плохим осреднением вековых вариаций или неверными замерами магнитным компасом. Возможно, но отнюдь не обязательно, что заниженные наклонения в базальтах возникли за счет анизотропии формы [28]. Такой эффект будет сильнее проявляться для сильномагнитных пород, что и наблюдается: в смятом в складку силле намагниченность базальтов в несколько раз слабее, чем в остальных телах. Возможно также, что анизотропия формы слабее проявляется вблизи температуры Кюри, что действительно имеет место для смятого в складку силла (см. рис. 1, участок 5). Однако в базальте с Кроноцкого полуострова при прогреве до 560° намагниченность упала примерно в 1000 раз, а наклонение не изменилось³. В результате этого анализа мы должны сказать, что аномально низкие наклонения в базальтах во многом загадочны, а по данным для осадочных пород оценить занижение наклонений не удалось.

Было проведено сравнение наших результатов с эталонными направлениями, полученными пересчетом средних палеомагнитных полюсов Северо-Американской плиты [25] в район работ. Для участков 1, 3, 5 (см. рис. 1) использован палеоцен-эоценовый полюс с координатами $\Phi = 80^\circ$ с. ш., $\Lambda = 184^\circ$ в. д., для участка 3 — олигоценый полюс с координатами $\Phi = 84^\circ$ с. ш., $\Lambda = 162^\circ$ в. д. Далее были вычислены углы поворота и различия в палеоширотах (табл. 2) по методике, предложенной в работе [22].

Литературные данные. Для территории Восточной Камчатки в литературе приведены два палеомагнитных определения по миоценовым породам. Оба результата получены без магнитных чисток, и информация о проведенных исследованиях недостаточна [10]. Мы считаем их непригодными для тектонической интерпретации. В западной части Алеутской дуги (к западу от о-ва Амлия) было проведено несколько палеомагнитных исследований палеогеновых пород (см. обзор в [24]), результаты получены по небольшим коллекциям, и точность средних направлений невысока (α_{95} от 11 до 21°), в связи с чем их тектоническая значимость сомнительна. Данные по миоценовым породам на островах Шемия и Амчитка более точны и пригодны для интерпретации. Оба результата по наклонению согласуются с эталонными значениями для Северо-Американской плиты.

Отдельно рассмотрим результат по палеогеновым породам о-ва Амлия [24]. В ходе чисток здесь уверенно выделена однокомпонентная намагниченность, для которой кучность в древней системе значимо выше, чем в современной; автором данных сделан вывод о надежности результата. Однако раз-

³ Обычно породы с намагниченностью $10^{-1} - 10^{-2}$ ед. СГС считаются непригодными для палеомагнитных исследований. Это в принципе верно, но весьма часто первичная намагниченность базальтов уменьшается до «безопасного» предела вследствие вторичных изменений. С другой стороны, в других регионах мы не обнаруживали занижений наклонений в столь же сильномагнитных породах или этот эффект был мал. Во всяком случае нам кажется, что доверие к данным по базальтам не всегда оправдано.

личие в кучностях полностью обусловлено образцами из одного пункта с обратной полярностью намагниченности. Эти направления заметно отличаются от данных по прямонамагнитным породам, как, впрочем, и залегания. Если же сравнить кучность только для 8 пунктов, в которых намагниченность имеет прямую полярность, то в современной системе координат разброс будет в 1,6 раза меньше по сравнению с древней. Правда, это значение значимо только на уровне около 80%. Однако средний вектор для этих 8 пунктов очень близок к направлению намагниченности в прорывающей эти осадки дайке послескладчатого возраста. Все это заставляет нас предполагать постдеформационное перемагничивание осадков (за возможным исключением обратномагнитных пород) и исключить данный результат из анализа.

В восточной части Алеутской дуги и на п-ове Аляска имеются многочисленные палеомагнитные данные. В обзоре этих результатов [21] отмечено наличие здесь дифференцированных поворотов отдельных структур; наклонения в целом согласуются с эталонными значениями для Северо-Американской плиты.

ОБСУЖДЕНИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

Палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что изученные участки были повернуты в разные стороны и отложения формировались значительно южнее их современного положения (см. табл. 2).

По этим данным можно построить палеогеновую островную дугу, которая простиралась от п-ова Аляска в юго-западном направлении. Эта дуга своим юго-западным окончанием могла бы достигать широты 40° . Мы не можем дать разумного объяснения зарождению и эволюции такой палеодуги. Палеогеновая островная дуга могла бы возникнуть в южной части плиты Кула. После поглощения этой плиты палеодуга была бы тектонически совмещена с неогеновой Алеутской островной дугой, сформированной у северной границы той же плиты. Однако в современной Алеутско-Командорской островной дуге нет признаков тектонического совмещения таких структур.

Была высказана гипотеза [9, 15], согласно которой Командорские острова вместе с восточными полуостровами Камчатки сформировались к югу от Алеутской дуги, затем были транспортированы на северо-запад и в миоцене заняли современное положение. Траектория движения изученных комплексов будет зависеть от того, в составе какой плиты они перемещались: Кула или Тихоокеанской. Если учесть данные П. Лонсдейла [26] о существовании реликта хребта Кула южнее Ближних островов, то, используя кинематику М. В. Кононова [9], можно сделать вывод о том, что изученные эоценовые отложения формировались в пределах Тихоокеанской плиты в районе с координатами 38° с. ш., 174° з. д. Это соответствует эоценовой палеошироте 40° , что в пределах ошибок согласуется с палеомагнитными определениями⁴. Дрейф Кроноцко-Командорской дуги в палеогене — миоцене в соответствии с этой гипотезой показан на рис. 5.

Формирование островодужного комплекса, вероятно, происходило у границы Тихоокеанской и Северо-Американской плит (см. рис. 5). Движение активной Кроноцко-Командорской дуги на север продолжалось до 42 млн. лет назад, после чего произошла реорганизация плит на севере Пацифики: отмирание хребта Кула, изменение направления движения Тихоокеанской плиты, прекращение субдукции под Кроноцко-Командорскую дугу и ее пассивный дрейф на северо-запад. Столкновение западного конца дуги с Камчаткой вызвало смятие осадков Тюшевского прогиба. Однако формирование резкого изгиба Кроноцко-Командорской дуги трудно объяснить в рамках известной кинематики плит. Можно предполагать, что после столкновения дуги с Камчаткой была

⁴ М. В. Кононов [9] провел расчеты кинематики Тихоокеанской плиты путем глобальной увязки относительных движений плит и по данным о траекториях горячих точек. Качественно результаты совпадают, но последний способ расчета дает большую величину северного дрейфа, и этот результат лучше согласуется с палеомагнитными данными.

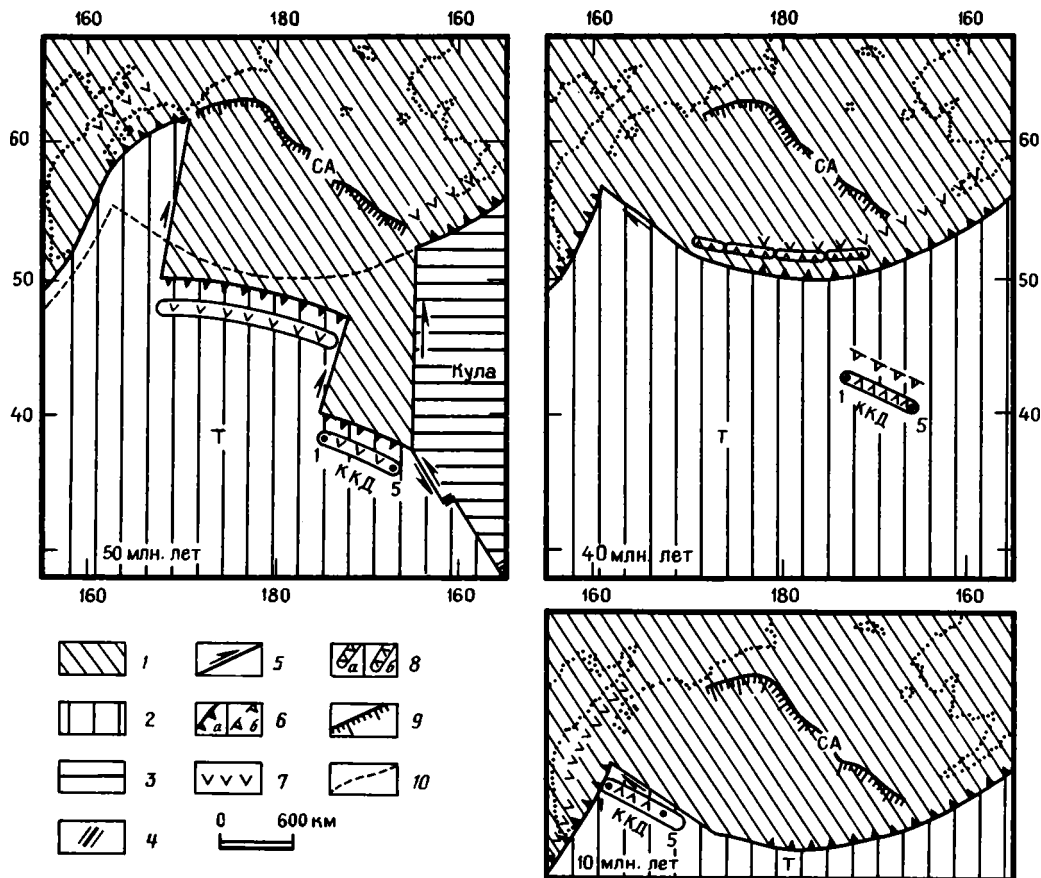


Рис. 5. Схемы движения Кроноцко-Командорской дуги, основанные на данных М. В. Кононова [9] 1—3 — плиты: 1 — Северо-Американская (СА), 2 — Тихоокеанская (Т), 3 — Кула; 4—6 — границы плит: 4 — дивергентные, 5 — трансформные, 6 — конвергентные (а — активные, б — отмершие); 7 — зоны активного вулканизма; 8 — островные дуги (а — активные, б — отмершие); 9 — пассивные окраины океана в составе Северо-Американской плиты; 10 — современные глубоководные желоба. ККД — Кроноцко-Командорская островная дуга. Цифры 1, 5 на рисунке — участки палеомагнитного опробования

стадия северного дрейфа Тихоокеанской плиты, что вызвало поворот Кроноцкого блока против часовой стрелки, его отрыв от остальной части Кроноцко-Командорской дуги и соединение последней с Алеутской дугой (которая до этого заканчивалась Ближними островами). На то, что кинематика плиоцен-четвертичного этапа движения Тихоокеанской плиты могла отличаться от современной, указывает существование глубоководного желоба перед Командорскими островами и островодужного вулканизма в их тылу.

Следует отметить некоторую искусственность построений, приведенных на рис. 5. Указанные выше трудности с определением возможного занижения палеомагнитных направлений не позволяют относиться к полученным палеоширотам с полным доверием. Поэтому ниже мы рассмотрим модели, которые подразумевают перемещение изученных образований на меньшие расстояния по сравнению с палеомагнитными определениями палеошироты.

Одна модель основана на предположении, что Кроноцко-Командорская островная дуга в палеогене сопрягалась с Алеутской дугой у южного окончания хребта Бауэрса (рис. 6, А). По палеомагнитным склонениям можно восстановить направление западной части палеодуги, исходя из предположения о соответствии простирания эоценовых и олигоцен-миоценовых структурно-

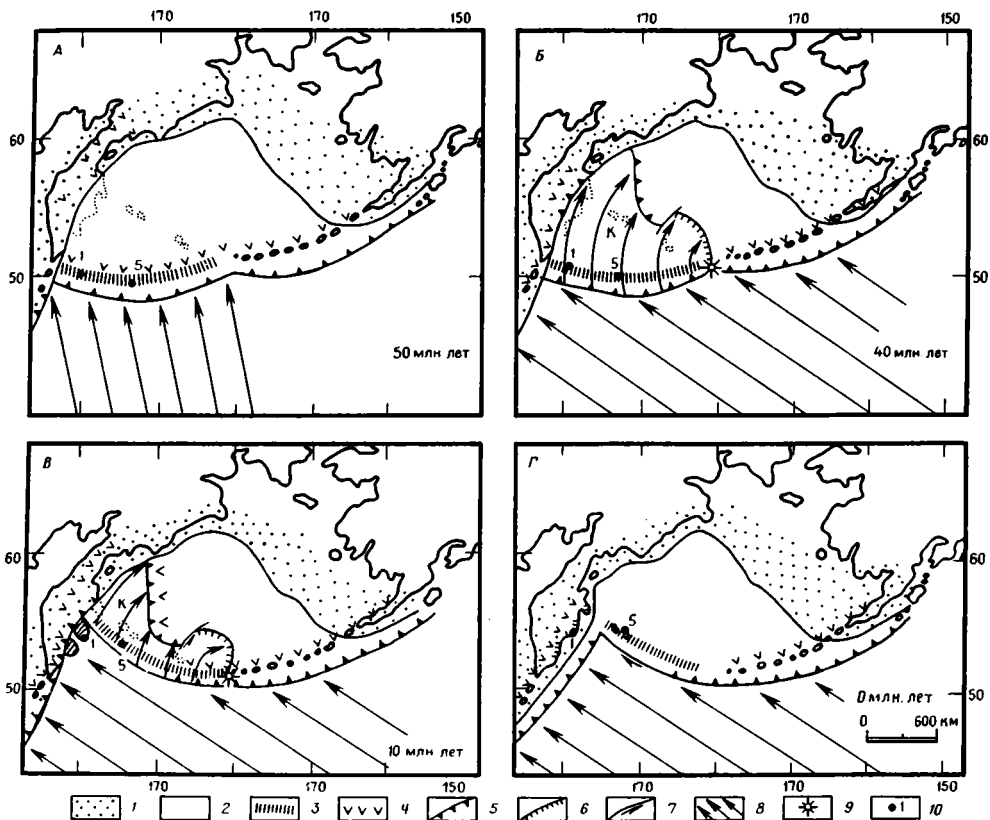


Рис. 6 Кинематические схемы Командорской плиты (К)

1 — континентальная кора; 2 — океаническая кора; 3 — Кроноцко-Командорская дуга и ее фрагменты; 4 — активный островодужный вулканизм; 5 — зоны субдукции; 6 — зоны надвигания и сучивания океанической коры; 7 — сдвиги; 8 — направление движения Тихоокеанской плиты относительно Северной Америки; 9 — полюс вращения Командорской плиты; 10 — участки палеомагнитного опробования

формационных зон этого района. Зная это простирание (30°) и угол поворота Кроноцкого участка (67°), можно определить направление западного участка дуги в эоцене — около 100° . Современное простирание командорской части островной дуги 130° . Можно сделать вывод о том, что Кроноцко-Командорская островная дуга после эоцена испытала общий поворот по часовой стрелке примерно на 30° . Соотношение собственного вращения изученных объектов с общим вращением островной дуги показано в табл. 3. Собственное вращение западных фрагментов Кроноцко-Командорской островной дуги в направлении против часовой стрелки, вероятно, обусловлено косым столкновением западной части Кроноцко-Командорской дуги с Камчаткой, а собственное вращение о-ва Медного по часовой стрелке связано с правым сдвигом, который проходит вдоль Командорских островов. Вращение Кроноцко-Командорской дуги по часовой стрелке на 30° могло быть компенсировано субдукцией океанической коры под хребт Ширшова и надвиганием и сучиванием коры в хребте Бауэрса. Все это заставляет предполагать существование Командорской микроплиты, которая начиная с эоцена испытывала вращение вокруг полюса в точке сочленения Кроноцко-Командорской и Алеутской дуг (см. рис. 6, Б).

На границе Командорской плиты с Камчаткой преобладало сдвиговое смещение с компонентой поддвига в южной части Камчатки. Последнее обусловило большую интенсивность олигоценового и раннемиоценового вулканизма Камчатки к югу от Шипунского полуострова по сравнению с более се-

Деформация Кроноцко-Командорской островной дуги после эоцена по палеомагнитным данным

Номер участка на рис. 1	D°	λ°	R°	γ°	α°
1	302 ± 12	9	+67	-30	+97
3	18 ± 21	8	-10	-30	+20
5	76 ± 14	6	-70	-30	-40

Примечание. D — палеомагнитное склонение в породах эоцена; λ — направление эоценового палеомеридиана (по отношению к современному меридиану); R — угол поворота палеомагнитного склонения, который является суммой углов вращения островной дуги (γ) и собственного вращения тектонического блока (α). Плюс — вращение против часовой стрелки, минус — по часовой стрелке.

верными районами. Прекращение вулканизма на Кроноцком полуострове на границе эоцена и олигоцена, по-видимому, связано с прекращением поглощения тихоокеанской коры под западной частью Кроноцко-Командорской дуги. К этому времени линейная скорость движения западной части Командорской плиты относительно Камчатки, вероятно, стала близкой скорости Тихоокеанской плиты. Северо-восточнее, на Командорских и Ближних островах, столь резкого изменения формаций на указанном рубеже не происходит. Здесь, ближе к полюсу вращения, линейная скорость Командорской плиты была значительно меньше и продолжалось поглощение тихоокеанской коры под восточную часть Кроноцко-Командорской дуги.

Вращение Командорской плиты, субдукция под хребет Ширшова и продвижение в хребте Бауэрса продолжались в миоцене. Свидетельством субдукции может служить миоценовый андезитовый вулканизм хребта Ширшова [27]. Начинается косое столкновение западной части Кроноцко-Командорской островной дуги с Камчаткой. При косом столкновении дуги с краем материка, вероятно, произошло растаскивание западной части дуги на фрагменты (террейны), которые испытывали поворот против часовой стрелки и присоединялись к Камчатке, сменяя флишевые отложения континентального склона. Наблюдаемая ныне картина с изолированными блоками полуостровов, разделенными глубокими впадинами заливов, отвечает такой модели.

Вращение Командорской плиты происходило до тех пор, пока командорский отрезок островной дуги не стал параллельным направлению движения Тихоокеанской плиты. После этого субдукция под Командорскую плиту прекратилась, а сама она присоединилась к Северо-Американской плите (см. рис. 6, Г).

В альтернативной модели структурно-формационные комплексы региона сохранили с эоцена до современности взаимное расположение, а отдельные блоки испытывали локальные вращения, вызванные разными причинами. Вращение палеогеновых комплексов о-ва Медного логично связывать со сдвигом вдоль западной части Алеутской дуги. Происходило ли это вращение до формирования современной моноклиналильной структуры острова или после этого? Из последнего предположения следует, что до вращения моноклинали была ориентирована поперек дуги, что мало вероятно. Скорее всего вращение происходило в конце олигоцена и в миоцене. Вращения на Кроноцком полуострове и в восточной части хребта Кумроч могли быть обусловлены левосдвиговым смещением вдоль восточного края Камчатки и происходить в другое время. Выбор модели тектонического развития рассмотренного региона во многом зависит от достоверности палеомагнитного определения палеоширот. Ясность в эту проблему могут внести палеомагнитные исследования магматических пород в изученных районах и определения палеоширот для внутренних зон Камчатки.

Список литературы

1. Арсанов А. С. Опыт естественного стратиграфического расчленения разреза олигоцен-миоценовых отложений Кроноцкого района Восточной Камчатки // Проблемы стратиграфии и исторической геологии. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 181—191.
2. Баженов М. Л., Шипунов С. В. Метод складки в палеомагнетизме // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 7. С. 89—101.
3. Баранов Б. В. Тектоника плит Охотоморского региона и окраинных морей северо-западной части Тихого океана: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ИО АН СССР, 1982. 24 с.
4. Богданов Н. А. Геология Командорской глубоководной впадины // Геодинамические исследования. 1988. № 11. С. 112—118.
5. Борзуктова Г. П., Селиверстов В. А., Хотин М. Ю., Шапиро М. Н. Палеоген полуострова Камчатского мыса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 11. С. 102—109.
6. Борзук А. М., Цветков А. А., Чернышев И. В., Журавлев Д. С. Эволюция магматизма Алеутской островной дуги // 27-й Международный геол. конгресс. Доклады. Петрология. Т. 9. М.: Наука, 1984. С. 32—41.
7. Зинкевич В. П., Казимиров А. Д., Пейве А. А., Чураков Г. М. Новые данные о тектоническом строении полуострова Камчатский мыс (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285. № 4. С. 954—958.
8. Иващенко Р. У., Казакова Э. Н., Сергеев К. Ф. и др. Геология Командорских островов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. 193 с.
9. Кононов М. В. Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1989. 170 с.
10. Палеомагнитные направления и положения палеомагнитных полюсов. Данные по СССР. Сводный каталог 1. М.: АН СССР, 1984. 94 с.
11. Разницын Ю. Н., Хубуная С. А., Цуканов Н. В. Тектоника восточной части Кроноцкого полуострова и формационная принадлежность базальтов (Камчатка) // Геотектоника. 1985. № 1. С. 88—101.
12. Савостин Л. А., Баранов Б. В., Григорян Т. Э., Мерклин Л. Р. Тектоника и происхождение западной части Берингова моря // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286. № 4. С. 942—946.
13. Садреев А. М., Долматов Б. К. Новые данные об объеме и возрасте эффузивно-пирокластических и терригенно-осадочных образований Кроноцкого полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 7. С. 122—126.
14. Серова М. Я. Фораминиферы палеоценовых отложений Восточной Камчатки. М.: Наука, 1966. 94 с.
15. Ставский А. П., Чехович В. Д., Кононов М. В., Зоненшайн Л. П. Палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона с позиций тектоники литосферных плит // Геотектоника. 1988. № 6. С. 32—42.
16. Фролова Т. И., Буликова И. А., Гуцин А. В. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 275 с.
17. Храмов Н. А., Салин Ю. С. Некоторые вопросы стратиграфии Камчатки // Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М.: Наука, 1966. С. 28—50.
18. Хубуная С. А. Высокоглиноземистая плагиотолентовая формация островных дуг. М.: Наука, 1987. 168 с.
19. Шапиро М. Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 123 с.
20. Шмидт О. А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М.: Наука, 1976. 100 с.
21. Coe R. S., Globerman B. R., Plumley P. W., Thrupp G. A. Paleomagnetic results from Alaska and their tectonic implications // Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific Region / Ed. D. G. Howell. Curcum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Houston, USA, 1985. P. 85—108.
22. Demarest H. H., Jr. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 4321—4328.
23. Halls H. C. A least-square method to find a remanence direction from converging remagnetization circles // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1976. V. 45. P. 297—304.
24. Harbert W. New paleomagnetic data from the Aleutian Islands: implications for terrane migration and deposition of the Zodiac fan // Tectonics. 1987. V. 6. № 5. P. 585—602.
25. Harrison C. G. A., Lindh T. A polar wandering curve for North America during the Mesozoic and Cenozoic // J. Geophys. Res. 1982. V. 87. P. 1903—1920.
26. Lonsdale P. Paleogene history of the Kula plate; offshore evidence and onshore implications // Geol. Soc. Amer. Bull. 1988. V. 100. № 5. P. 733—754.
27. Scholl D. W., Buffington E. C., Marlow M. S. Plate Tectonics and the structural evolution of the Aleutian-Bering Sea region // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 1975. № 151. P. 1—31.
28. Stacey F. D., Banerjee S. K. The physical principles of rock magnetism. Amsterdam: Elsevier, 1974. 195 p.

Геологический институт АН СССР,
Москва, 109017;
Институт физики Земли АН СССР,
Москва, 123810

Поступила в редакцию
6.III.1990

**ПОКРОВНЫЕ СТРУКТУРЫ В ЮГО-ЗАПАДНЫХ ПАЛЬМИРИДАХ
(Сирия)**

Покровные структуры в пределах Пальмирской внутриплатформенной складчатой зоны ранее известны не были. Однако взаимоотношения известняков олигоцена с более древними отложениями пальмирского разреза, описанные авторами в гребне Джебель-Абу-эль-Ата (юго-западные Пальмириды), не могут быть истолкованы иначе, как покровные. Анализ современной структуры показывает, что рассматриваемая тектоническая пластина скорее всего не испытала значительных горизонтальных смещений, а, вероятно, сформировалась *in situ* за счет выполнявших ядро автохтонной синклинали известняков олигоцена в результате их тектонической локализации, а затем выдавливания из пластичного палеогенового разреза как наиболее жесткого и не поддающегося складчатой деформации элемента. Структуры подобного рода могли возникать вследствие неодинаковой реакции на тангенциальное сжатие различных по литологии (а следовательно, и петрофизическими характеристиками) толщ, слагающих разрез юго-западных Пальмид.

Пальмирская складчатая зона является одним из главных структурных элементов сирийской части Аравийской плиты. В геологической структуре она представлена серией линейно вытянутых в северо-восточном направлении кулисообразно подставляющих одна другую складчатых дислокаций платформенного чехла, морфологически выраженных чередованием невысоких горных хребтов (которым обычно соответствуют антиклинали) и долин (синклинали). Вышеупомянутый линейный тип складок более характерен для южной подзоны Пальмирид; в северной же подзоне преобладают крупные обособленные поднятия типа брахиантиклиналей. Если формирование последних еще как-то можно связать с воздействием вертикально перемещавшихся блоков, то образование линейных вергентных к юго-востоку складок южной подзоны скорее всего происходило в условиях субгоризонтального сжатия. Общеизвестно, что четким индикатором обстановки субгоризонтального сжатия (наряду с возникновением систем линейных складок, ориентированных перпендикулярно оси максимального сжимающего усилия) является зарождение пологих нарушений типа надвигов и формирование покровов. Причем, как правило, роль этих процессов заметно возрастает на стадии, когда деформации без разрыва сплошности (собственно складчатость) уже исчерпали себя, а ослабления сжимающих напряжений тем не менее не произошло. Отсюда можно заключить, что при формировании современной структуры южной подзоны Пальмирид напряжения сжатия релаксировались главным образом за счет складчатых деформаций, поскольку предшествующими исследованиями покровные структуры здесь обнаружены не были [3, 6]. Однако, по данным авторов статьи, процессы тектонического расслаивания и надвигообразования в южных Пальмиридах все же имели место, но, судя по всему, были синхронны формированию складок. Иницирующим толчком для возникновения покровных структур небольших размеров могла явиться первичная неоднородность мелового — палеогенового разреза Пальмирид, в котором чередуются толщи и пачки отложений, состоящих из различных по физико-механическим свойствам пород.

Примером подобного рода структур может служить тектонический покров, обнаруженный авторами в районе северо-восточного окончания Казуинской горной гряды и ее бокового ответвления — гребня Джебель-Абу-эль-Ата (рис. 1).

Горная гряда Казуин, расположенная непосредственно к северу от Да-

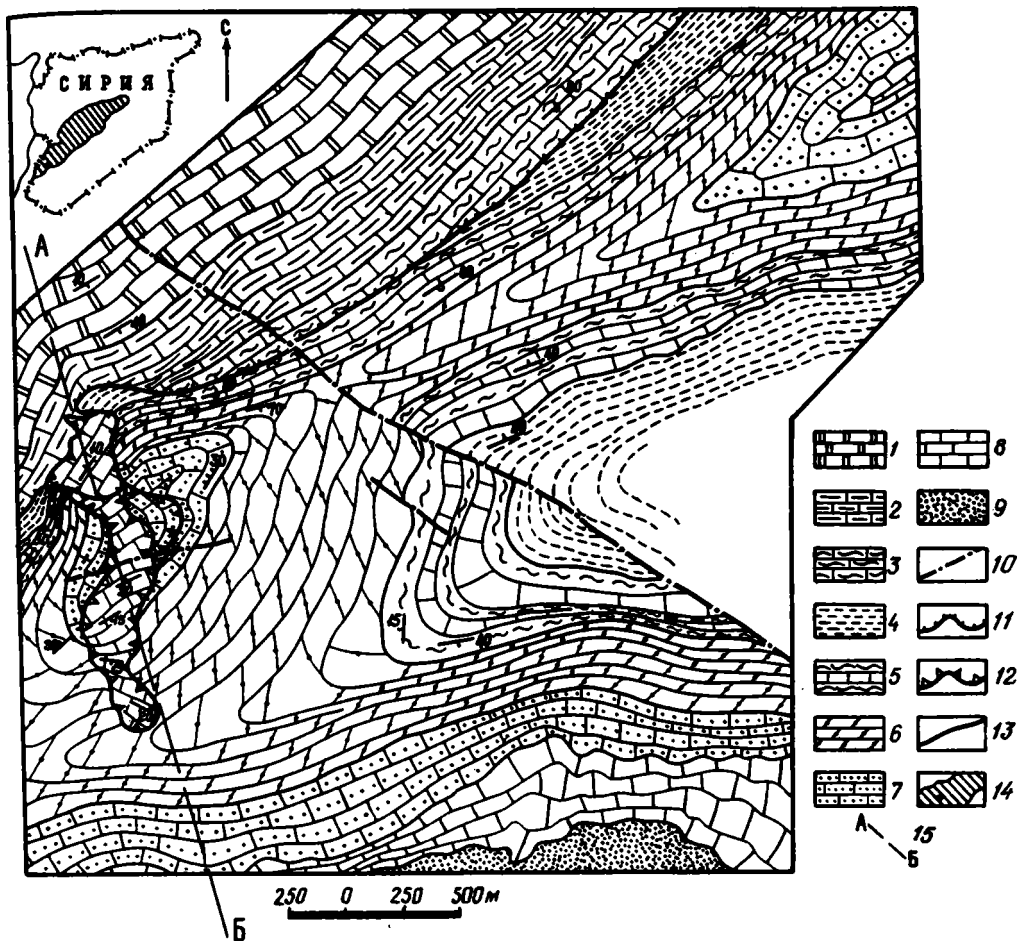


Рис. 1. Геологическая карта района северо-восточного окончания Казииунской горной гряды и ее бокового ответвления — гребня Джебель-Абу-эль-Ата

1—3 — меловая система, верхний отдел: 1 — туронский ярус (массивные доломиты), 2 — коньякский — сантонский — кампанский ярусы (мелоподобные известняки), 3 — маастрихтский ярус (известняки и мергели); 4—8 — палеогеновая система: 4 — палеоцен (глины и глинистые мергели), 5 — нижний эоцен (известняки и кремни), 6 — средний эоцен (мелоподобные известняки и мергели), 7 — верхний эоцен (глинистые известняки с глауконитом), 8 — олигоцен (нуммулитовые известняки); 9 — плиоцен (глины, суглинки, конгломераты); 10 — сбросы и сдвиги; 11 — Дамасский взброс; 12 — границы покровных структур; 13 — разрывы нерасчлененные; 14 — контур складчатой зоны Пальмирид (на врезке) и местоположение в ее пределах исследуемого района (обозначено точкой); 15 — примерное местоположение профиля, изображенного на рис. 2, д

маска, соответствует одноименной линейной антиклинальной складке, протягивающейся в юго-запад — северо-восточном направлении на 35—40 км. Последняя является крайней юго-западной дислокацией складчатой зоны Пальмирид. В строении антиклинали участвуют отложения мела и палеогена. Северо-западное крыло складки сравнительно пологое (углы падения 15—25°), а юго-восточное — более крутое (углы падения 35—45° и более) и на значительном расстоянии осложнено продольным Дамасским разрывом, по которому породы ее ядра взброшены к югу. Следует заметить, что разрывы, подобные Дамасскому, весьма характерны для многих антиклинальных структур южной подзоны Пальмирид [3, 6].

Эти особенности геологического строения Казииунской антиклинали характерны и для ее северо-восточного окончания. Однако в пределах последнего

имеется участок (район гребня Джебель-Абу-эль-Ата), структура которого обладает рядом отличий, затрудняющих ее однозначную интерпретацию.

Здесь в пределах юго-восточного крыла Казиунской антиклинали (рис. 1), ядро которой сложено массивными доломитами турона (мощность более 250 м), разрез надстраивается мелоподобными известняками коньяка — сантона — кампана общей мощностью 65—100 м и маастрихта (30—50 м). Выше следует пачка зеленоватых глин и глинистых мергелей палеоцена (30—40 м) и пачка переслаивания пелитоморфных известняков и кремней нижнего эоцена (60—80 м). Последние согласно перекрыты толщей монотонных мелоподобных известняков и мергелей среднего эоцена (150—200 м) и пачкой содержащих глауконит глинистых известняков верхнего эоцена (30—60 м), которые вместе слагают ядро расположенной к югу от Казиунской антиклинали сопряженной с нею синклиальной складки. Шарнир последней ундулирует: восточнее диагонального разрыва северо-западного направления (рис. 1) он погружается к северо-востоку, западнее — к юго-западу. Данная синклиналь, подобно Казиунской структуре, тоже имеет асимметричное строение: отложения верхнего мела и палеогена, слагающие северо-западное крыло, имеют сокращенную мощность (вероятно, из-за перераспределения вещества в процессе складчатости) и практически стоят на головах, а юго-восточное крыло складки — напротив, довольно пологое (углы падения 15—30°). К юго-востоку располагается следующая антиклиналь, шарнир которой очень полого погружается к юго-западу. Ядро этой складки в области замыкания сложено пачкой чередования известняков и кремней нижнего эоцена, которые ввиду пологого залегания имеют здесь достаточно большую ширину выхода. В южном направлении разрез антиклинали надстраивается мелоподобными известняками среднего эоцена (мощность 150—200 м), которые сменяются глинистыми известняками верхнего эоцена (30—60 м), а затем массивными нуммулитовыми известняками олигоцена (40—50 м), образующими в рельефе отчетливый куэстообразный уступ.

Однако в схему геологического строения района, описанную выше, не складывается появление в вершине гребня Джебель-Абу-эль-Ата, спускающегося с Казиунской гряды на юг в сторону шоссе Дамаск — Хомс, пачки массивных нуммулитовых известняков олигоцена. Более того, последние образуют в разрезе некое подобие пологой антиклинальной складки, резко несогласно наложенной на синклиналь, расположенную между Казиунской и следующей к югу антиклинальными складками (рис. 2, д). Налицо четкое структурное несогласие, причем предположение о его стратиграфической природе следует сразу отвергнуть, поскольку буквально в 1 км к юго-востоку от гребня Джебель-Абу-эль-Ата такие же нуммулитовые известняки залегают без перерыва и видимого углового несогласия на подстилающих породах верхнего эоцена, слагая южное крыло антиклинальной складки с пологим шарниром (рис. 1; 2, д).

В процессе проведенных исследований было выяснено, что слои вышеупомянутых нуммулитовых известняков олигоцена залегают, как правило, параллельно поверхности рельефа и как бы «бронируют» вершину гребня Джебель-Абу-эль-Ата и его южный склон, обращенный к автостраде Дамаск — Хомс. Наряду с этим в южных обрывах вершины гребня отчетливо видна крупная лежащая антиклиналь, замком обращенная к юго-востоку (рис. 2, д). По мнению авторов, указанная структура могла возникнуть лишь вследствие подворота известняковых слоев при их надвигании к югу относительно подстилающего субстрата. Было также обнаружено, что олигоценовые известняки, слагающие вершину гребня Джебель-Абу-эль-Ата, вблизи своего основания интенсивно брекчированы на глубину 1,5—2,5 м. В брекчиях отмечена слабо выраженная ориентировка обломков в плоскости, параллельной нижнему контакту пачки известняков; размеры обломков от первых сантиметров до нескольких дециметров (в среднем 5—8 см в поперечнике). Можно предположить, что указанные брекчии имеют тектоническую природу и возникли при горизонтальных пере-

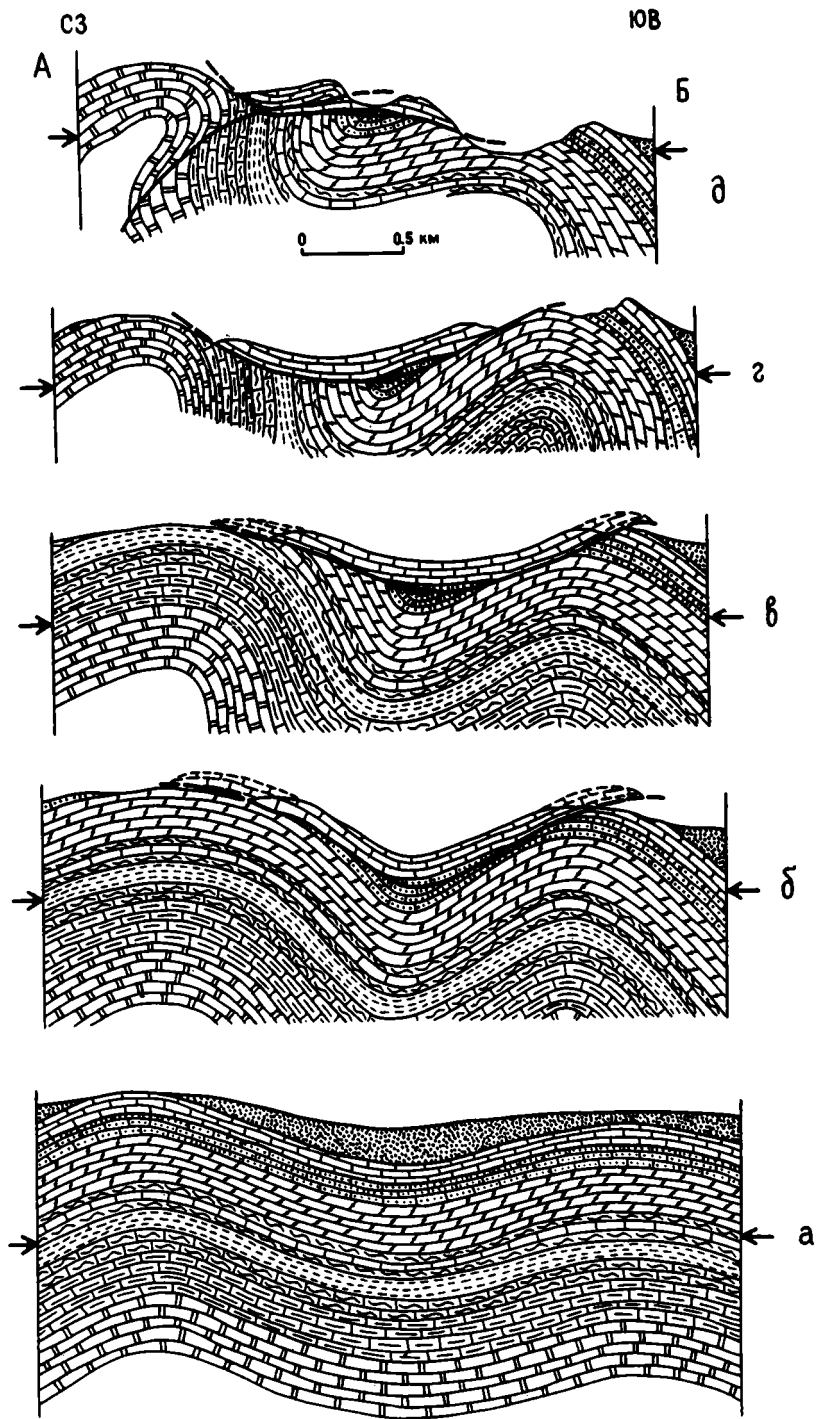


Рис. 2. Предполагаемые этапы формирования современной структуры гребня Джебель-Абу-эль-Ата в условиях субгоризонтального сжатия (условные обозначения — см. рис. 1)

мещениях пластины олигоценовых известняков вследствие дробления и перетирания пород, находившихся в ее основании.

Решая вопрос о причинах надвигания тектонического покрова, авторы первоначально склонялись к мысли о его гравитационной природе. При этом предполагалось, что в процессе складчатости в условиях существования прямого рельефа (когда антиклиналям соответствовали поднятия, а синклиналим — прогибы) пласт сравнительно компетентных пород — известняков олигоцена, бронировавших вершину и склон одного из антиклинальных поднятий, мог отколоться и под действием силы тяжести сползти в расположенную рядом депрессию (синклиналь). Оползание покровной пластины могло происходить как с севера (с вершины Казиунской антиклинали), так и с юга (со склона другой антиклинальной складки). Если первое предположение лучше согласуется с господствующим направлением вергентности пальмирских складок [2, 5], то в пользу второго варианта скорее свидетельствует современная структура изученного района.

Однако более детальный анализ гравитационно-оползневой модели формирования покрова Джебель-Абу-эль-Ата показал ее несостоятельность независимо от предполагаемого направления перемещения тектонической пластины. Прежде всего в рамках этой модели не удастся объяснить отсутствие тектонически сдвоенного разреза олигоценовых известняков в области предполагаемой депрессии (синклинали). Действительно, в условиях прямого рельефа одна из растущих складок (Казиунская или антиклиналь, расположенная южнее) могла стать местом возникновения покрова олигоценовых известняков, который в дальнейшем под действием силы тяжести переместился в расположенную по соседству депрессию (синклиналь). Однако в центральной части этой депрессии должны были находиться в автохтонном залегании аналогичные покровным известняки олигоцена, слагающие ядро синклинали и не подвергшиеся эрозии в силу своего структурного положения. Следовательно, в итоговой структуре мы обязательно должны иметь сдвоенный разрез известняков олигоцена, разделенный поверхностью надвига. В действительности же этого не наблюдается (рис. 2, *д*). В современной структуре автохтонный разрез синклинали венчают содержащие глауконит известняки верхнего эоцена, несогласно перекрытые по надвику нуммулитовыми мраморовидными известняками олигоцена.

Именно эта полностью повторяющая стратиграфический разрез и выдерживающаяся даже при переходе через надвиг последовательность залегания отложений в гребне Джебель-Абу-эль-Ата натолкнула авторов на мысль, что пластина олигоценовых известняков совсем не обязательно должна иметь удаленную зону корней, а вполне могла сформироваться *in situ* за счет выполнивших ядро автохтонной синклинали известняков олигоцена в результате их тектонической локализации, а затем выдавливания из пластичного палеогенового разреза как наиболее жесткого и не поддающегося складчатой деформации элемента. Таким образом, обособление тектонической пластины могло явиться следствием неодинаковой реакции на общее тангенциальное сжатие различных по литологическому составу толщ мел-палеогенового разреза Пальмирид.

Графическое моделирование подтвердило, что предложенная выше версия происхождения покрова олигоценовых известняков в гребне Джебель-Абу-эль-Ата менее противоречива, чем гравитационно-оползневая модель, и довольно хорошо объясняет многие черты современной структуры этого района.

Итак, согласно предлагаемой авторами схеме, формирование современной структуры северо-восточного замыкания Казиунской антиклинали (как, впрочем, и всей южной подзоны Пальмирид) происходило в обстановке субгоризонтального сжатия (хотя источник и движущие силы этого процесса здесь не анализируются, скорее всего сжатие было обусловлено тангенциальным давлением, приложенным извне).

На первой стадии сжатия (рис. 2, а) различия в физико-механических свойствах пород, слагающих верхний мел-палеогеновый разрез Пальмирид, еще не играли сколько-нибудь значительной роли, и поэтому имело место смятие всех отложений независимо от их литологического состава в конформные складки сравнительно простой конфигурации. При этом происходило формирование прямого рельефа, в условиях которого преимущественному разрушению подвергались реакции поднятия (антиклинали).

С течением времени реакция пород на тангенциальное сжатие стала более дифференцированной: пачки, состоящие из относительно пластичных осадков (глин, мергелей, глинистых известняков), по-прежнему испытывали складчатую деформацию без разрыва сплошности, а внутри толщ, сложенных более жесткими породами (мраморизованными известняками, доломитами), росло сопротивление сжимающим усилиям и как следствие — происходило накопление нерелаксированных тектонических напряжений. Наибольшей концентрации эти напряжения достигали в зонах максимальных градиентов физико-механических свойств пород, которые совпадают с границами наиболее контрастирующих по литологическому составу стратиграфических подразделений [1]. В условиях продолжающегося сжатия разрядка напряжений могла наступить лишь при возникновении меж- и субпластовых срывов вдоль вышеуказанных контактов.

В разрезе юго-западных Пальмирид можно выделить две стратиграфические поверхности, наиболее благоприятные для концентрации максимальных тектонических напряжений и, следовательно, для возникновения субпластовых срывов: кровлю массивных туронских доломитов и основание пачки олигоценовых нуммулитовых известняков. Между ними расположена толща относительно пластичных пород — глинисто-карбонатных отложений коньяка — эоцена. Однако на рассматриваемой нами стадии сжатия субпластовый срыв зародился лишь вдоль контакта известняков олигоцена с подстилающими отложениями (рис. 2, б). Его возникновению, вероятно, благоприятствовали следующие два обстоятельства. Во-первых, отложения олигоцена, судя по современному рельефу¹, наиболее резко выделяются по механическим свойствам из всего остального разреза Пальмирид, и, следовательно, именно в основании этой литологической пачки тектонические напряжения достигали максимальных значений, и во-вторых, пласт олигоценовых известняков после разрушения на поднятиях (антиклиналях) распался на ряд уцелевших лишь в депрессиях (синклиналях) линз, которые в силу отсутствия жестких ограничений с боков и сверху (олигоцен — верхний элемент разреза) приобрели дополнительную свободу для горизонтальных перемещений.

После возникновения субпластового срыва в основании олигоценовых известняков толща деформируемых пород оказалась разделенной на два структурных комплекса, по-разному реагировавших на сжатие: относительно пластичные породы коньяка — эоцена (совместно с туронскими доломитами) продолжали испытывать складчатую деформацию без разрыва сплошности, в то время как известнякам олигоцена усилия сжатия через разрыв практически не передавались (рис. 2, в, г). При этом тектоническая пластина известняков, подчиняясь силам тяготения, все время стремилась оставаться на месте, т. е. не покидать центральную часть депрессии (синклинали). Таким образом, сколько-нибудь значительных абсолютных смещений покров известняков не испытал. Имели место лишь относительные перемещения пластины за счет подвига под нее сминаемых в складки отложений нижнего пластичного комплекса. Представляется, что главной причиной зарождения и локализации структур подобного типа мог служить процесс тектонического расслоения первоначально единого осадочного разреза в результате явлений дисгармоничной деформации.

¹ Известняки олигоцена — единственное из стратиграфических подразделений разреза юго-западных Пальмирид, повсеместно выраженное в рельефе кузстообразным уступом.

На последнем этапе «запечатанная» покровом синклиналь оказалась втянутой в поднятие (рис. 2, д). Геологическая ситуация еще более усложнилась после возникновения Дамасского взброса в подвернутом крыле Казинской складки. Поверхность сместителя взброса рассекла тектоническую пластину нуммулитовых известняков, в результате чего в висячем крыле разрыва вследствие подворота слоев при перемещениях масс к югу возникла лежащая антиклинальная складка, замком обращенная в ту же сторону.

Таким образом, в рамках предложенной схемы формирования современной структуры гребня Джебель-Абу-эль-Ата находят свое объяснение и резко несогласное залегание олигоценовых известняков на отложениях турона — эоцена, и наличие в основании надвиговой пластины горизонта брекчированных пород и все прочие особенности внутренней структуры контактирующих по разрыву толщ.

Авторы далеки от мысли утверждать, что покровные структуры, подобные описанной в гребне Джебель-Абу-эль-Ата, развиты в пределах Пальмирской зоны очень широко. Напротив, они скорее всего имеют экзотический характер и распространены сравнительно ограниченно. Тем не менее сам факт их существования доказывает, что процессы покровообразования, весьма характерные для складчато-надвиговых сооружений подвижных коллизионных поясов, при определенных условиях могли иметь место и во внутриплатформенных складчатых зонах, формирование которых происходило в обстановке сравнительно умеренного сжатия [4]. Предложенная модель возникновения покровов помимо сугубо научного интереса имеет и прикладное значение: с ее помощью удастся объяснить наличие в пределах юго-западных Пальмирид структур покровного типа. Тем самым снимаются вопросы, касающиеся их адекватного отображения на крупномасштабных геологических картах этой территории.

Список литературы

1. Белоусов В. В. Главные особенности механизма тектонических деформаций // Очерки структурной геологии сложнослоистых толщ. М.: Недра, 1977. С. 6—29.
2. Буртман В. С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем: Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 289. М.: Наука, 1976. 150 с.
3. Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Сирия // Тр. НИЛЗарубежгеологии. Вып. 18. Под ред. А. А. Богданова. Л.: Недра, 1969. 216 с.
4. Гордон-Яновский Ф. А., Сафронов И. Л. К вопросу о надвигообразовании в юго-западной части Донбасса // Геол. журн. 1989. № 1. С. 51—55.
5. Поршняков Г. С. Этапы формирования тектонических структур различных сегментов герциниды Южного Тянь-Шаня // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 66—73.
6. Geological map of Syria. Scale 1:500 000/Editor-in-chief V. Ponikarov. V. O. M., TECHNOEXPORT, 1964.

Геологический институт АН СССР,
Москва, 109017;

Поступила в редакцию
17.X.1989

Главное управление геологии
и минеральных ресурсов Сирии, Дамаск, САР

УДК 551.462(267)

© 1991 г.

БОРИСОВА И. А.

АНОМАЛИИ ГЛУБИН СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ
ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Закономерности размещения батиметрических аномалий и их связь с геофизическими характеристиками интересны для понимания истории развития рельефа для океанов и роли в ней глубинных процессов. На основе расчетов по сетке $1^\circ \times 1^\circ$ впервые построена карта батиметрических аномалий для северной части Индийского океана. Выявлено несколько крупных аномалий глубин с отклонением от теоретических значений более чем на 1000 м. Происхождение крупных положительных аномалий связано, как правило, с горячими точками, а отрицательной батиметрической аномалии на северном фланге Аравийско-Индийского хребта — предположительно с переориентировкой оси спрединга в период со среднего эоцена по ранний миоцен в этом районе. Установлено, что ряд сформированных в раннемеловое время участков ложа, находящихся более чем в 600 км от следов горячих точек, характеризуются глубинами, соответствующими теоретическим, рассчитанным по формуле корневой зависимости, т. е. не наблюдается выполаживания на древних участках ложа, как в Тихом и Атлантическом океанах.

Borisova I. A. Depth anomalies in Northern part of the Indian Ocean. *Geotectonics*. 1991. № 3. Distribution of bathymetric anomalies and their relationship with geophysical characteristics are significant for better knowledge of the evolution of the ocean floor land forms and the role of deep processes in it. A map of bathymetric anomalies of Northern part of the Indian Ocean has been made for the first time on the basis of the $1^\circ \times 1^\circ$ net calculations. A number of large depth anomalies have been recorded their values fluctuating from theoretical ones by more than 1000 m. The origin of large positive anomalies are commonly connected with hot spots, whereas the negative bathymetric anomaly on the northern flank of the Arabian-Indian range is supposed to be related to the reorientation of the spreading axis during the period from the middle Eocene up to early Miocene in this region. As was found out, certain parts of the bed which were formed in early Cretaceous time and lie over 600 km away from traces of hot spots, are characterized by the depths corresponding to the theoretical values calculated using the formula of root dependence, i. e. unlike the Pacific and Atlantic Oceans, flattening of the bed ancient portions is not observed here.

Одним из крупнейших завоеваний теории тектоники плит было установление общей для всех океанов зависимости глубины океана от возраста ложа. Увеличение глубины пропорционально корню квадратному из возраста базальтового ложа связано с процессом охлаждения и увеличения мощности литосферы по мере ее отодвигания от оси спрединга, в результате чего изостатически погружается поверхность ложа [5, 39]. Поскольку большая часть ложа океана была сформирована в ходе спрединга, то глубина океана, как правило, находится в тесной зависимости от возраста фундамента и от параметров, характеризующих состояние мантии. В общем виде эта зависимость выглядит следующим образом [16]:

$$H = H_0 + \frac{2\rho_m \alpha (T_m - T_0)}{\rho_m - \rho_w} \frac{kt}{\pi}^{1/2}, \quad (1)$$

где H — теоретическая глубина в точке наблюдения (м), H_0 — глубина над гребнем срединного хребта (м), $\rho_m = 3,33 \text{ г/см}^3$ — плотность вещества мантии, $\rho_w = 1,03 \text{ г/см}^3$ — плотность воды, $T_m = 1350^\circ$ — температура астеносферы,

$T_D = 0^\circ$ — температура у поверхности дна, $\alpha = 3,2 \cdot 10^{-5}$ /град — коэффициент термического расширения, $k = 8,0 \cdot 10^{-3}$ см²/с — коэффициент теплопроводности, t — возраст ложа (с). Подставляя в формулу (1) приведенные выше значения констант, получаем следующий очень простой вид зависимости:

$$H = H_0 + 0,35t^{1/2}. \quad (2)$$

Статистический анализ зависимости глубины от возраста ложа, проведенный рядом авторов в начале 70-х годов для крупных районов Мирового океана, показал, что на сравнительно молодых участках ложа (до 50—70 млн. лет) погружение происходит по корневой зависимости, а на более древних участках наблюдается выполаживание рельефа и глубина приближается к постоянной величине 6400 м. Были выведены эмпирические формулы зависимости глубины от возраста ложа для Мирового океана в целом [31]: для участков ложа, возраст которых меньше 50 млн. лет,

$$H = 2500 + 0,35T^{1/2}, \quad (3)$$

где H — глубина океана за вычетом осадков с учетом изостатического эффекта, T — возраст ложа (в годах); для участков ложа, возраст которых больше 50 млн. лет,

$$H = 6400 - 3200 \exp(-T/62,8). \quad (4)$$

За последние годы было выдвинуто много гипотез, пытающихся объяснить выполаживание на древних участках ложа. Это явление может быть обусловлено, с одной стороны, изменением физико-химических характеристик системы литосфера — астеносфера, с другой — динамическим эффектом конвективных потоков в мантии, либо взаимодействием этих двух факторов. В оценке их влияния мнения ученых сильно расходятся. Часть специалистов решающую роль отводит изменению физико-химических характеристик верхней мантии и подошвы литосферы, в частности связанных с влиянием фазовых переходов вещества [2, 3]. Значительная часть ученых придерживается гипотезы о существовании мелкомасштабной конвекции в верхней мантии под древними участками океанических плит, которая начинается при определенных физико-химических условиях у подошвы литосферы [31, 36].

Не меньшей популярностью пользуется еще одна гипотеза, на которой хотелось бы остановиться подробнее. Р. Хистенд и С. Кроф [24], выдвинувшие ее, предположили, что выполаживание на древних участках ложа не является общей закономерностью. Универсальна лишь корневая зависимость, но большая часть древних участков ложа лежит в пределах аномально приподнятых районов (батиметрических аномалий), приуроченных к следам горячих точек, поэтому статистический анализ и показывает изменение характера зависимости в сторону выполаживания. Авторами развивается идея С. Краха [20] о механизме образования обширных положительных аномалий глубин, ассоциирующих со следами горячих точек. По их мнению, горячая точка не только «прожигает» плиту и создает вулканическую цепь, но и формирует длительно существующую тепловую аномалию и связанную с ней обширную область (порядка 800—1000 км в диаметре) относительно приподнятой литосферы. Из-за изменения термического режима литосферы в районе прохождения горячей точки здесь происходит уменьшение ее мощности и изостатический подъем, в результате чего литосфера как бы «омолаживается», приобретает относительно иной возраст (как правило, на несколько десятков млн. лет меньше). В дальнейшем по мере отодвигания от горячей точки литосфера вновь погружается по общим законам, но глубина фундамента в пределах обширной полосы дна, приуроченной к следу горячей точки, остается значительно меньшей, чем должна быть по корневой зависимости. Подтверждением этой гипотезы было бы нахождение в ряде районов Мирового океана участков ложа с возрастом более 70—80 млн. лет и с глубиной, соответствующей теоретически рассчитанной по формуле корневой зависимости (3). Однако до настоящего времени этот вопрос не удалось решить окончательно. Исследования в северной Атлантике

и в Тихом океане [38, 41] показали, что действительно, на значительном удалении от следов горячих точек корневая зависимость лучше выдерживается, чем вблизи них, однако все древние участки ложа оказались в пределах значительного влияния аномалий, связанных с горячими точками. Таким образом, вопрос об универсальности корневой зависимости требует дальнейших исследований.

Самым распространенным методом исследования зависимости между глубиной и возрастом ложа является анализ карт батиметрических аномалий. Аномалии глубин рассчитываются как отклонения реальных глубин (или глубин акустического фундамента с поправкой на изостатическое поднятие при снятии нагрузки, связанной с осадками) от теоретических, определяемых в соответствии с выбранной моделью (формулы (2) — (4)). При этом с рельефа как бы снимается региональная составляющая, связанная с эффектом охлаждения литосферы. Рядом авторов были выявлены большие по площади аномалии глубин (сотни — тысячи километров в поперечнике), амплитуда которых достигала 1—2 км [23, 24, 35, 38, 41]. Было установлено, что многие крупные батиметрические аномалии коррелируют с длинноволновыми аномалиями гравитационного поля, с аномалиями формы геоида и с областями аномального теплового потока [11, 13, 30]. Это свидетельствует о том, что остаточные аномалии глубин нельзя отнести к случайным отклонениям от общей зависимости. Вероятнее всего, они являются отражением процессов в верхней мантии и поэтому представляют особый интерес как одно из немногих средств их изучения.

МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ БАТИМЕТРИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ

До начала 80-х годов аномалии глубин рассчитывались по конкретным профилям, обеспеченным необходимыми геофизическими и батиметрическими данными [40, 45]. Карты батиметрических аномалий составлялись на небольшие хорошо изученные районы, при этом методики расчета и картирования у разных авторов сильно различались. В настоящее время такой подход уже неприемлем, необходимо площадное картирование аномалий глубин всего океана с использованием баз данных по единой методике.

В последние годы на ряд районов Мирового океана: северную Атлантику [24, 41], северную часть Тихого океана [35, 38], южную Атлантику и юго-восточную часть Индийского океана [23] — были составлены карты батиметрических аномалий по довольно однотипной методике на основе баз данных по рельефу, мощности осадочного покрова и возрасту ложа. Согласно данным Дж. Склейтера [41], проводившего анализ точности полученных результатов при разной степени обобщения исходных материалов, для составления карты батиметрических аномалий оптимально использование данных, осредненных по сетке $1^\circ \times 1^\circ$. При такой генерализации аномалии глубин, размер которых не превышает 250 км, пропадают, но очень отчетливо выявляются длинноволновые аномалии глубины, которые и представляют наибольший интерес для исследования.

Для составления карт батиметрических аномалий северной части Индийского океана исходные данные также были осреднены по сетке $1^\circ \times 1^\circ$. В качестве батиметрической основы была использована карта GEBCO (1982). Мощность осадочных отложений снималась с региональных карт изопахит [1, 19, 21, 29, 44]. Для получения средних значений возраста ложа на основе карты линейных магнитных аномалий [6] была построена карта изохрон (рис. 1). Интервалы между возрастными рубежами, по которым проводились изохроны, на древних участках ложа изменялись таким образом, чтобы двум соседним возрастным границам на теоретической кривой глубины соответствовало погружение примерно на 100 м.

Поскольку в исследуемом районе на обширных пространствах осадочный покров достигает очень большой мощности (> 3 км), были привлечены данные

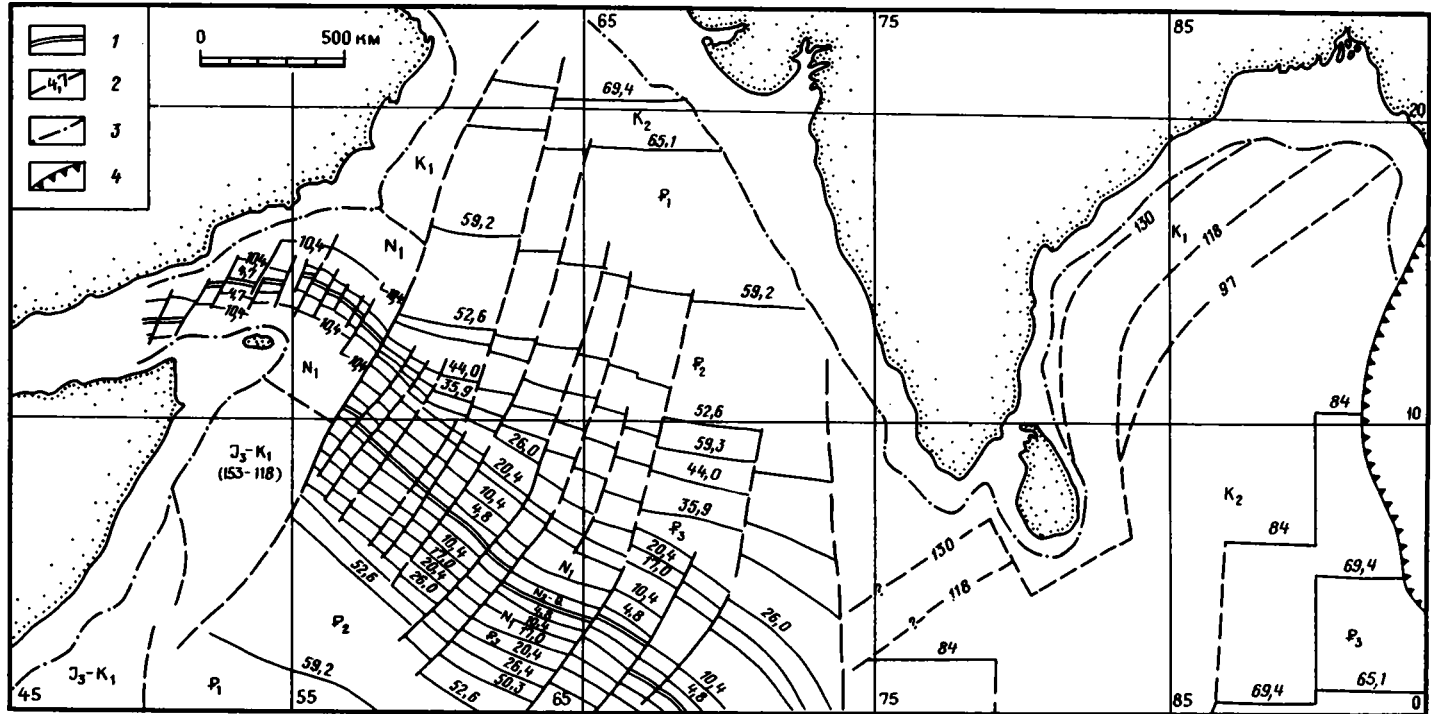


Рис. 1. Карта изохрон северной части Индийского океана 1 — ось спрединга; 2 — изохроны в млн. лет; 3 — граница континент — океан; 4 — зона субдукции. Составлено по [6, 17, 42]

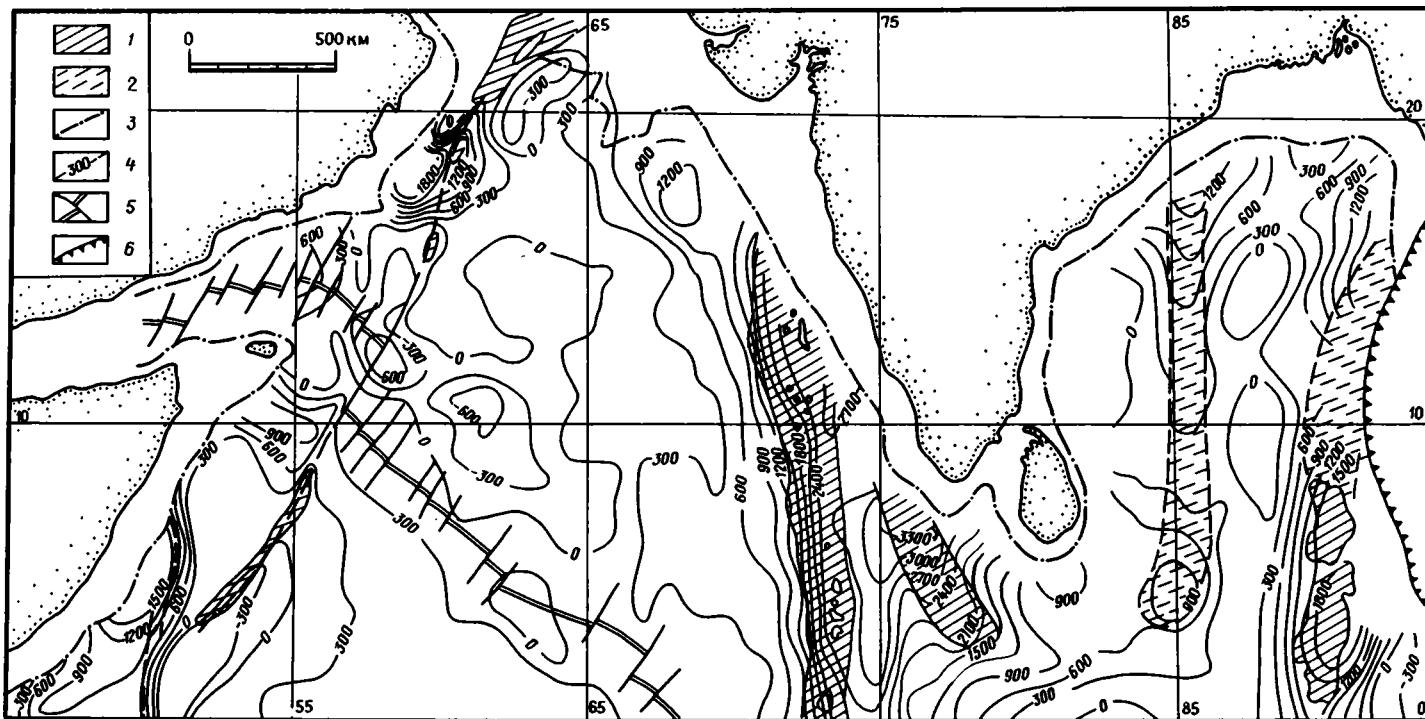


Рис. 2. Карта батиметрических аномалий северной части Индийского океана 1 — вулканические и глыбово-вулканические хребты различного генезиса; 2 — то же, захороненные под толщей осадков; 3 — граница материкового подножия; 4 — изолинии батиметрических аномалий; 5 — ось спрединга; 6 — зона субдукции

по сейсмическим характеристикам осадочных толщ [8, 18, 19, 22, 43]. На основе этих данных были вычислены поправки на изостатическое прогибание под действием осадочной толщи по известной методике, описанной в работе С. Ле Дюрана и Б. Парсонса [26].

Значения батиметрических аномалий вычислялись как разность между теоретическим значением глубины, рассчитанным по формулам (3) и (4), и значением глубины акустического фундамента с поправкой на изостатическое воздымание, которое имело бы место при снятии нагрузки, связанной с осадками. На основе этих расчетов карта батиметрических аномалий была построена в двух вариантах. Теоретическая глубина рассчитывалась: 1) по формуле корневой зависимости (3); 2) для участков ложа моложе 50 млн. лет по формуле (3), а для участков старше 50 млн. лет — по формуле (4). Затем было проведено сравнение этих карт с целью определения, какая теоретическая модель в большей степени соответствует реальному распределению глубин в северной части Индийского океана.

Предварительная оценка точности проведенных вычислений показывает, что ошибка определения величины аномалий глубин в среднем составляет ± 150 м. Она увеличивается почти вдвое в районах, перекрытых очень мощным осадочным чехлом (> 3 км). Вычисления, проведенные по описанной выше методике, послужили основой для автоматизированного построения карт батиметрических аномалий (рис. 2).

АНАЛИЗ КАРТ БАТИМЕТРИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Район исследования включает в себя тектонически разнородные акватории Аравийского моря, Бенгальского залива, хребтов Шеба и Аравийско-Индийского, котловину Оуэн и часть Сомалийской котловины, сформированные на разных этапах эволюции Индийского океана. Наиболее древние участки ложа известны в Сомалийской котловине. Сложно построенное ложе этой котловины, разбитое серией очень крупных субмеридиональных разломов, было сформировано в поздней юре — раннем мелу (156—118 млн. лет) в процессе спрединга между Западной и Восточной Гондваной [42]. В раннемеловое время (120—130 млн. лет) начинается раскол между Индией и Антарктидой. Участки коры, сформированные на этом этапе спрединга, предположительно расположены в западной части Бенгальского залива [32] (см. рис. 1). Восточная часть Бенгальского залива и большая часть акватории Аравийского моря были сформированы в позднемеловое — третичное время в главную фазу раскрытия Индийского океана в процессе очень быстрого перемещения Индии к северу. И наконец, заключительный этап формирования исследуемого региона приходится на период с 25 млн. лет по настоящее время, когда после «жесткого» столкновения Индии и Евразии резко замедляется движение Индии к северу и происходит еще одна реорганизация системы плит в северо-западной части Индийского океана.

На процесс рельефообразования в регионе большой отпечаток наложил внутриплитовый вулканизм. Вдоль двух крупнейших трансформных разломов, функционировавших в третичное время, были сформированы массивные вулканические хребты, протягивающиеся субмеридионально: вдоль 90° в. д. — Восточно-Индийский и примерно вдоль 73° в. д. — Мальдивский. Происхождение обоих хребтов связывают с деятельностью горячих точек [28, 33]. Горячая точка, с которой связан генезис Восточно-Индийского хребта, в настоящее время предположительно находится под островами Кергелен, а горячая точка, сформировавшая Мальдивский хребет, — в районе о-ва Реюньон.

На картах батиметрических аномалий (см. рис. 2) четко выделяются две очень крупные положительные аномалии, приуроченные к Мальдивскому и Восточно-Индийскому хребтам. Отклонения реальных глубин от теоретических достигают 2000 м на Восточно-Индийском хребте и 3000 м — на

Мальдивском. Как и в случае районов, приуроченных к другим горячим точкам [35, 38], здесь вулканические хребты оказываются наложенными на обширное сводовое поднятие, имеющее в поперечнике около 1000 км. Таким образом, отклонения реальных глубин от теоретических наблюдается в очень широкой полосе, протягивающейся вдоль хребта. В среднем на расстоянии 400 км от следа горячей точки отклонения от теоретической глубины еще составляют около 300 м, а на расстоянии 800 км влиянием горячей точки можно пренебречь. Эти выводы очень близки к результатам, полученным в других районах Мирового океана [24, 38].

Интересной особенностью аномалии, фиксируемой в районе Мальдивского хребта, является то, что южнее 8° с. ш. ось хребта находится почти в 200 км к западу от оси батиметрической аномалии. Мальдивский хребет является границей между ложем котловины Аравийского моря, имеющим эоцен-олигоценый возраст, и древними участками ложа, расположенными к востоку, имеющими предположительно возраст 120—130 млн. лет [32], причем сам хребет, по всей вероятности, имеет возраст, соответствующий прилегающим частям котловины Аравийского моря [37]. Если бы формирование батиметрической аномалии было связано только с влиянием горячей точки, то сравнительно молодое ложе к западу от хребта должно было бы находиться почти на 1000 м выше, чем древнее ложе к востоку от него (см. рис. 1), в то время как в действительности этого не наблюдается. Напротив, к востоку от Мальдивского хребта обширная область, расположенная между меридианами 74 и 79° в. д., характеризуется аномально малыми глубинами фундамента (2500—3000 м). В эту область входит и хребет Коморин неустановленного генезиса, протягивающийся в юго-восточном направлении от южной оконечности Индии. В целом на этом участке ложе более чем на 2500 м приподнято по сравнению с теоретическими глубинами. Наложение батиметрической аномалии, связанной с горячей точкой, на аномалию неясного генезиса и привело к относительному смещению оси батиметрической аномалии, приуроченной к данному району, по отношению к оси Мальдивского хребта.

Рядом исследователей неоднократно отмечалось неоднородное строение Мальдивского хребта [37]. Выдвигалось предположение, что в районе Мальдивских островов в строении хребта участвует микроконтинент, отделившийся от Индии [9]. Геофизические данные свидетельствуют о том, что в северной части хребта происходит увеличение мощности земной коры не менее чем до 20 км, в то время как в южной его части (к югу от экватора) мощность земной коры оценивается в 13—15 км [4]. Последние данные глубоководного бурения на Мальдивском хребте [33] подтвердили океаническое происхождение юго южной части и связь его генезиса с деятельностью горячей точки. Полученные выводы, однако, не противоречат возможности участия континентальных фрагментов в строении северной части хребта.

Генезис хребта Коморин также спорен. Часть исследователей считает его океаническим глыбовым хребтом [7], другая часть — образованием со сложной мозаикой континентальных и океанических структур, типа хребта Агульяс [25]. Наличие обширной положительной аномалии глубин, амплитудой порядка 3000 м, к востоку от Мальдивского хребта наряду с неустановленным генезисом коры в этом районе позволяет предположить, что в строении этого участка ложа присутствует континентальная кора.

Еще одна положительная аномалия глубин, амплитудой 600—900 м, прослеживается в субмеридиональном направлении вдоль 85° в. д. (см. рис. 2). В районе 10° с. ш. она прерывается и может быть прослежена далее к югу в районе с 7 по 2° с. ш., где совпадает с обширной приподнятой областью. Описанная аномалия является отражением строения фундамента Бенгальского залива и маркирует хребет 85° . Происхождение и структурные особенности этого поднятия пока неизвестны, поскольку хребет перекрыт очень мощной толщей осадочных отложений (порядка 5—6 км). Согласно данным геофизических

исследований [27], относительная высота хребта составляет 4 км, над его осевой зоной фиксируется хорошо выраженная отрицательная аномалия гравитационного поля амплитудой 50 мГал, к которой с двух сторон примыкают относительные максимумы. Эта особенность хребта 85° резко отличает его от других хребтов Индийского океана, над осевой зоной которых наблюдаются положительные гравитационные аномалии. Теоретические расчеты, проведенные Лью Ц. С. с соавторами [27], показали, что формирование отрицательной гравитационной аномалии над осевой зоной хребта 85° можно объяснить влиянием очень мощной осадочной толщи в том случае, если хребет образовался на молодой (порядка 10 млн. лет) тонкой литосфере, а начал захораниваться значительно позже (40—80 млн. лет). Таким образом, возможно, что хребет 85° сформировался значительно раньше, чем Восточно-Индийский, однако механизм его формирования пока неясен.

Величина аномалии глубин, приуроченной к хребту 85°, не превышает 900 м. По сравнению с аномалиями, связанными со следами горячих точек, описываемая аномалия приурочена лишь к самому хребту, а сводового поднятия вокруг него не наблюдается. Это позволяет сделать вывод, что происхождение хребта 85°, по всей вероятности, не связано с деятельностью горячей точки, что предполагалось некоторыми исследователями.

Сравнение карты батиметрических аномалий, составленной на основе расчетов по формуле корневой зависимости, с картой, построенной с учетом экспоненциального выполаживания на древних участках ложа, показало, что первый вариант расчета теоретических глубин больше соответствует реальным данным: на большей части акваторий Аравийского моря и Бенгальского залива батиметрические аномалии не выявляются (за исключением аномалий, приуроченных к следам горячих точек), т. е. распределение глубин соответствует корневой зависимости (см. рис. 2). Это обстоятельство весьма существенно, так как именно в этой части исследуемого региона находится один из наиболее древних участков ложа. Возраст пород фундамента в центральной и западной частях Бенгальского залива предположительно оценивается в 132—118 млн. лет [32]. Соответствие глубин фундамента теоретической зависимости может свидетельствовать в пользу универсальности корневой зависимости и механизма охлаждения литосферных плит и справедливости гипотезы С. Крофа [24]. Однако точность вычислений аномалий глубины в этом районе (из-за большой мощности осадочных отложений) невелика, кроме того, одного такого участка недостаточно, чтобы делать какие-либо определенные выводы.

Большая часть акватории Аравийского моря характеризуется глубинами, соответствующими теоретической зависимости. Исключение составляет ее северная часть, где вдоль континентальной окраины Индии протягивается положительная батиметрическая аномалия, амплитудой до 1000 м. Эта аномалия маркирует погребенный хребет Лакши (хребет Федынского), геофизическое исследование которого в последние годы показали его континентальную природу [34].

Обращает на себя внимание асимметричное строение Аравийско-Индийского хребта. На его северном фланге отчетливо выделяется отрицательная аномалия глубины амплитудой до 900 м. Напротив, южный фланг хребта повсеместно приподнят на 300 м по сравнению с теоретическими глубинами (рис. 3). Формирование участков ложа, характеризующихся описанными аномалиями глубин, происходило в период с раннего эоцена по ранний миоцен. Этот период в эволюции Индийского океана связан со столкновением Индии и Евразии. Столкновение привело к замедлению скоростей спрединга на большей части акватории Индийского океана и к реорганизации системы плит [10]. Особенно резкое замедление спрединга и быстрая переориентировка направления спрединга на Аравийско-Индийском хребте имели место в период с 43 по 26 млн. лет. Статистический анализ и теоретические расчеты [16] показывают, что на хребтах с очень низкой скоростью спрединга ($\leq 0,5$ см/год) погружение на флангах

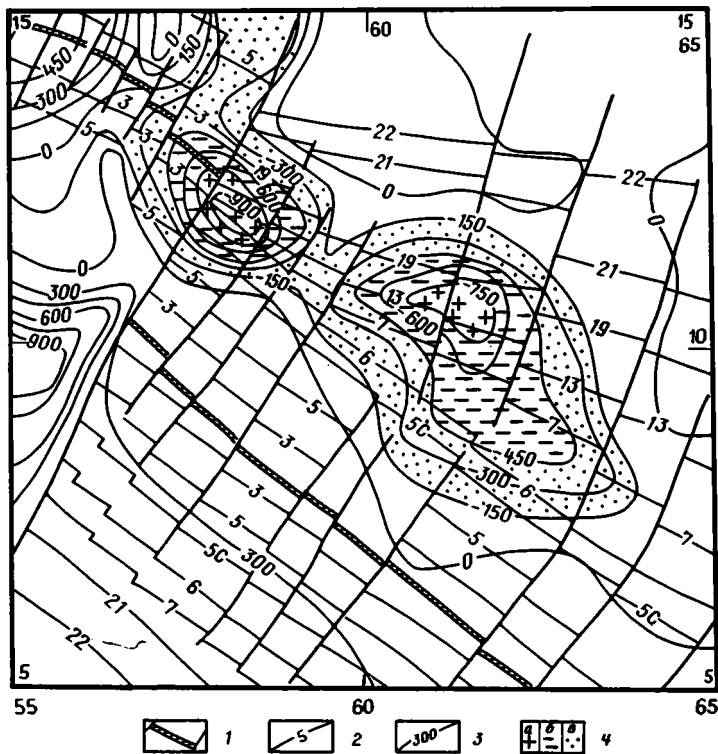


Рис. 3. Батиметрические аномалии на северном фланге Аравийско-Индийского хребта 1 — положение оси спрединга и трансформных разломов; 2 — оси линейных магнитных аномалий; 3 — изолинии аномалий глубины; 4 — величина отрицательной батиметрической аномалии, м: а — > 750, б — от 450 до 750, в — от 150 до 450

идет быстрее, чем по корневой зависимости. Можно предположить, что формирование описываемой отрицательной аномалии связано с неравномерным замедлением спрединга в процессе переориентировки оси срединного хребта, которое приводило к резкому снижению скоростей спрединга на отдельных участках (до $\leq 0,5$ см/год) и соответственно к образованию переуглубленных участков. Возможно, что подобные участки образовывались при перескоках оси спрединга, когда на отмирающей и новой осях раздвижение происходило очень медленно. Поскольку эти процессы захватили значительную часть Аравийско-Индийского хребта (от 55 до 63° в. д.), то объединение таких переуглубленных участков и могло привести к образованию выявленной батиметрической аномалии.

Очень сложно установить особенности проявления зависимости глубины от возраста ложа в полосе дна, примыкающей к аравийской и африканской континентальным окраинам: в Сомалийской котловине и котловине Оуэн. Эти котловины, согласно современным представлениям, сформировались на самой ранней стадии раскола Гондваны в позднеюрское — раннемеловое время [17, 46]. Отсутствие линейных магнитных аномалий в этих котловинах [12] не позволяет пока более точно установить возраст ложа в их пределах. Однако, поскольку для таких древних участков ложа теоретическая кривая глубины очень сильно выположена, то можно попытаться выявить аномалии глубины и здесь. Для участков ложа, имеющих позднеюрский — раннемеловой возраст, глубина теоретически должна находиться в пределах от 6300 до 6600 м. Котловина Оуэн на участке к северу от 18° с. ш. и северная часть Сомалийской котловины на участке между 4 и 9° с. ш. находятся на глубине, лежащей в описанных пределах (с учетом данных по мощностям осадочных отложений, опубликованных в работах [19, 44]). К югу от 7° с. ш. фундамент Сомалийской котловины

находится на глубинах < 5000 м, что позволяет наметить здесь положительную аномалию глубин (см. рис. 2). Согласно данным Дж. Кохрана [17], в районе 4° с. ш. в Сомалийской котловине находится небольшой выступ континентального фундамента. Можно предположить, что этот континентальный выступ значительно обширнее, чем предполагалось в работе [17], и захватывает большую часть акватории с аномально малыми глубинами.

Северная часть Сомалийской котловины и южная часть котловины Оуэн характеризуется положительными аномалиями глубины, примыкающими к хребту Эррор и поднятию Шарбитат. Согласно данным геофизических исследований, проведенным в последние годы [14, 15, 44], оба поднятия имеют континентальную природу и находятся на границе между океаническим ложем мезозойского возраста и молодыми участками ложа, сформированными в процессе раскрытия Аденского залива. По оценкам Дж. Кохрана [15], раскол древней океанической литосферы начался примерно 30 млн. лет назад. Причиной формирования положительной батиметрической аномалии в этом районе мог быть разогрев древней литосферы и уменьшение ее мощности, связанные с процессом рифтогенеза.

ВЫВОДЫ

Анализ карт батиметрических аномалий позволяет сделать следующие основные выводы о характере проявления зависимости между глубиной и возрастом ложа в северной части Индийского океана.

1. Самые крупные положительные аномалии в регионе приурочены к обширной полосе дна, протягивающейся вдоль вулканических хребтов, происхождение которых связано с горячими точками.

2. Очень большие отклонения от теоретической зависимости, наблюдаемые южнее 8° с. ш. к востоку от Мальдивского хребта, могут свидетельствовать о присутствии континентальных фрагментов в строении земной коры в этой области.

3. Отрицательная аномалия глубины, выделенная на северном фланге Аравийско-Индийского хребта, амплитудой более 600 м, приурочена к зоне перехода от субширотно ориентированных магнитных аномалий к аномалиям, ориентированным параллельно срединному хребту. Предполагается, что генезис этой аномалии связан с резким и неравномерным замедлением спрединга в процессе установления нового направления спрединга.

4. Наиболее древние участки ложа, возрастом свыше 90 млн. лет, расположенные в северной части Бенгальского залива, в северной части котловины Оуэн и между 9 и 5° с. ш. в Сомалийской котловине, характеризуются глубинами, соответствующими корневой зависимости. Таким образом, в описываемом регионе общего выполаживания дна на древних участках ложа (что предполагалось для Тихого океана) не наблюдается.

В целом выявление батиметрических аномалий, как показывает проведенное исследование, позволяет дополнить, а в некоторых случаях и уточнить наши представления о тектонике и геодинамике региона.

Список литературы

1. Бабенко К. М., Панаев В. А., Свистунов Ю. И., Шлегингер А. Е. Тектоника восточной части Аравийского моря // Геотектоника. 1981. № 2. С. 68—80.
2. Городницкий А. М., Лукашевич И. П., Мирлин Е. Г. и др. Рельеф дна и гравитационное поле САХ как индикаторы фазовых переходов в верхней мантии // Докл. АН СССР. 1981. Т. 258. № 4. С. 827—831.
3. Лукашевич И. П., Приставакина Е. И., Сорохтин О. Г. Роль динамического и статистического факторов в формировании рельефа северной части Срединно-Атлантического хребта // Океанология. 1982. Т. XXII. Вып. 5. С. 781—788.
4. Непрочнов Ю. П. Сейсмические исследования в океане. М.: Наука, 1976. 177 с.
5. Сорохтин О. Г. Зависимость типографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения литосферных плит // Докл. АН СССР. 1973. Т. 208. № 6. С. 1338—1341.

6. Шрейдер А. А. Палеоокеанологическое изучение аномального геомагнитного поля Индийского океана: Дис., докт. геол.-минер. наук. М.: ИОАН СССР, 1988. 523 с.
7. Шрейдер А. А., Бочарова Н. Ю., Колежук И. В. Древние магнитные аномалии северо-запада Центральной котловины Индийского океана // Бюл. МОИП. Отд. геологии. 1991.
8. Bachman R. T., Hamilton E. L. Sediment sound velocities from sonobuoys: Arabian fan // J. Geophys. Res. 1980. V. 85B. P. 849—852.
9. Ben Arahim Z., Bunce E. T. Geophysical study of the Chagos Laccadive ridge, Indian ocean // J. Geophys. Res. 1977. V. 82B. P. 1295—1305.
10. Besse J., Courtillot V. Paleogeographic maps of the continents bordering the Indian ocean // J. Geophys. Res. 1988. V. 93B. P. 11791—11808.
11. Black M. T., Macdoo D. C. Spectral analysis of marine geoid heights and ocean depths: constraints on models of lithospheric and sublithospheric processes // Mar. Geophys. Res. 1989. V. 10. P. 157—180.
12. Bunce E. T., Molnar P. Seismic reflection profiling and basement topography in the Somaly basin: possible fracture zones between Madagascar and Africa // J. Geophys. Res. 1977. V. 82. P. 5305—5311.
13. Cazenave A., Dominh K. Geoid and depth anomalies over ocean swells and troughs evidence of an increasing trend of the geoid to depth ratio with age of the plate // J. Geophys. Res. 1986. V. 93B. P. 8064—8077.
14. Cochran J. R. The gulf of Aden: structure and evolution of a young ocean basin and continental margin // J. Geophys. Res. 1981. V. 86B. P. 263—288.
15. Cochran J. R. The magnetic quiet zone in the Eastern gulf of Aden; implications for the early development of the continental margin // Geophys. J. 1982. V. 68. P. 171—201.
16. Cochran J. R. Variation in subsidence rates along intermediate and fast spreading mid-oceanic ridges // Geophys. J. 1986. V. 87. P. 421—454.
17. Cochran J. R. Somaly basin, Chain ridge and origin of the Northern Somaly basin, gravity and geoid low // J. Geophys. Res. 1988. V. 93B. P. 11985—12008.
18. Coffin M. F. Reconstruction of Madagascar and Africa — evidence from Davie fracture zone and Western Somaly basin // J. Geophys. Res. 1987. V. 92B. P. 9385—9397.
19. Coffin M. F., Rabinovitz P. D., Houtz R. E. Crystal structure in the Western Somaly basin // Geophys. J. 1986. V. 86B. P. 331—369.
20. Crough S. T. Thermal origin of mid-plate hotspot swells // Geophys. J. 1978. V. 55. P. 451—469.
21. Curray J. R., Emmel F. J., Moore D. G., Raitt R. W. Structure tectonics and geological history of the northeast Indian ocean // The Indian ocean. 1982. V. 6. P. 399—447.
22. Hamilton E. L., Bachman R. T. Sediment velocities from sonobuoys: Bengal fan, Sunda trench, Andaman basin // J. Geophys. Res. 1977. V. 82B. P. 3003—3012.
23. Naves D. E. Age — depth relationships and depth anomalies in the Southeast Indian ocean and South Atlantic ocean // J. Geophys. Res. 1988. V. 93B. P. 2937—2954.
24. Heestand R. L., Crough S. T. The effect of hotspots on the oceanic age — depth relation // J. Geophys. Res. 1981. V. 86B. P. 6107—6114.
25. Kahle H., Naini B., Talwani M. Marine geophysical study of the Comorin ridge, North Central Indian basin // J. Geophys. Res. 1981. V. 86B. P. 3807—3814.
26. Le Douran S., Parsons B. A note on the correction of ocean floor depths for sediment loading // J. Geophys. Res. 1982. V. 87B. P. 4715—4722.
27. Liu C. S., Sandwell D. T., Curray J. R. The negative gravity field over the 85-degree ridge // J. Geophys. Res. 1982. V. 87B. P. 7673—7686.
28. Luyendyk B. P., Rennick W. Tectonic history of aseismic ridges in Eastern Indian ocean // Geol. Soc. Amer. Bul. 1977. V. 88. P. 1347—1356.
29. Nainy B. R., Kolla V. Acoustic character and thickness of sediments of the Indus fan and continental margin of Western India // Marine geol. 1982. V. 47. P. 181—195.
30. Parsons B., Daly S. The relationship between surface topography, gravity anomalies and temperature structure of convection // J. Geophys. Res. 1983. V. 88B. P. 1129—1144.
31. Parsons B., McKenzie D. Mantle convection and the thermal structure of the plates // J. Geophys. Res. 1978. V. 83B, P. 4485—4496.
32. Powell C. McA. Prebreakup continental extension in East Gondwanaland and the early opening of the eastern Indian ocean // Tectonophysics. 1988. V. 155. P. 261—283.
33. Preliminary report. ODP drilling program. Leg. 115. Wash., 1987. P. 1—47.
34. Ramana M. V., Rajendra B., Hansen R. D. Geophysical and geological surveys along the northeastern flank of mount Error, northwestern Indian ocean // Marine geol. 1987. V. 76. P. 153—162.
35. Renkin M. L., Sclater J. G. Depth and age in the North Pacific // J. Geophys. Res. 1988. V. 93B. P. 2919—2936.
36. Robinson E. M., Parsons B. Effect of a shallow low-viscosity zone on the small-scale instabilities under the cooling oceanic plates // J. Geophys. Res. 1988. V. 93B. P. 3469—3479.
37. Schlich R. The submarine plateaus or aseismic ridges // The Indian ocean. New York, 1982. V. 6. P. 61—84.
38. Schroeder W. The empirical age — depth relations and depth anomalies in the Pacific ocean basin // J. Geophys. Res. 1984. V. 89B. P. 9873—9883.
39. Sclater J. G., Anderson R. N., Bell M. L. Elevation of ridges and evolution of central eastern Pacific // J. Geophys. Res. 1971. V. 76. P. 7888—7915.

40. *Sclater J. G., Lawrence A. L., Parsons B.* Comparison of the long wavelength residual elevation and free-air gravity anomalies in the North Atlantic and possible implications for the thickness of the lithospheric plate // *J. Geophys. Res.* 1975. V. 80B. P. 1031—1052.
41. *Sclater J. G., Wixon L.* The relationship depth and age and heat flow and age in the Western North Atlantic // *The Western North Atlantic region.* 1986. V. M. 696 p.
42. *Ségoufin J., Patriat P.* Existence d'anomalies mésozoïque dans le bassin de Somalie, implications pour les relations Afrique Antarctique Madagascar / *C. R. Hebd. // Seances Acad. Sci. Sec. D.* 1980. V. 291. P. 85—88.
43. *Sourian A.* The upper mantle beneath Ninetyeast ridge and Broken ridge, Indian ocean, from the surface waves // *Geophys. J.* 1981. V. 67. P. 359—374.
44. *Stein S. A., Cochran J. R.* The transition between Sheba ridge and Owen basin: rifting of old oceanic lithosphere // *Geophys. J.* 1985. V. 81. P. 47.—74.
45. *Trehu A. M.* Depth versus / age^{1/2}: a perspective on mid-ocean rises // *Earth and planetary science letters.* 1975. V. 27. P. 287—304.
46. *Whitmarsh R. B.* The Owen basin off southeast margin of Arabia // *Geophys. J.* 1979. V. 58. P. 441—470.

Институт океанологии им. П. П. Ширшова
АН СССР,
Москва, 117218

Поступила в редакцию
11.XII.1989

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.242.5

© 1991 г.

ОТ МАС А. А., ПРИЩЕПА О. М.

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИУРОЧЕННОСТИ ЛОКАЛЬНЫХ ПОДНЯТИЙ
В ПЛАТФОРМЕННОМ ЧЕХЛЕ

Известно, что региональные тектонические факторы могут оказывать существенное влияние на морфологию и размещение поднятий III—IV порядка. Наиболее характерный пример — влияние дизъюнктивной тектоники на развитие складчатости. В последнее время в ряде регионов страны (Западная и Восточная Сибирь, Мангышлак, Тимано-Печорская провинция) отмечается также зависимость мелких поднятий от величины региональных уклонов. Так, в Западной Якутии [2] и Тимано-Печорской провинции [4] установлено, что при региональных уклонах более 50 м/км мелкие структуры III—IV порядков практически отсутствуют.

Как показывают исследования, не менее важным фактором, определяющим морфологию, размеры и характер размещения складок, является их тектоническая приуроченность к более крупным структурам I—II порядка, или, по В. Д. Наливкину, степень структурного контроля. Впервые авторы обратили на это внимание при изучении складчатости востока Сибирской платформы, когда было отмечено, что максимальная (18—20%) плотность локальных структур связана с поднятиями I—II порядка, а во впадинах и моноклиналях она в несколько раз меньше. Впоследствии при изучении складчатости других регионов наблюдалась аналогичная тенденция распределения локальных структур.

В данной работе приведены результаты морфологического анализа эндогенных структур III—IV порядка в трех регионах страны — Балтийской синеклизе (Прибалтика), восточной части Сибирской платформы (Западная Якутия) и Тимано-Печорской провинции. Эти регионы, разные по своим геологическим и тектоническим особенностям, отличаются с развитием мелкой складчатости. Так, например, в Прибалтике площадь мелких структур изменяется в пределах от 1—2 до 70 км², причем подавляющее большинство (84%) имеют площадь до 20 км², т. е. являются по существу структурами IV порядка; лишь небольшую часть (16%) площадью свыше 20 км² следует отнести к структурам III порядка [3]. Амплитуда поднятий варьирует от 15—20 до 160 м, в большинстве случаев (83%) имеет величину 20—60 м. Около 75—80% исследованных поднятий в той или иной степени генетически связаны с разломами.

В Тимано-Печорской провинции площадь структур, рассматриваемых в качестве ловушек нефти и газа, варьирует от нескольких до 500 км² и более. По существу объектами поисково-разведочных работ в регионе являются структуры трех типов — мельчайшие (IV порядка, площадью до 20 км²), локальные (III порядка, 21—200 км²) и промежуточного типа (условно II порядка, более 200 км²), по площади и структурному соподчинению занимающие промежуточное положение между структурами II порядка и локальными; некоторые исследователи называют подобные структуры «промежуточными валами». Доля первых составляет 45, вторых — 51,5 и третьих — 3,5% от числа всех рассмотренных структур региона. Амплитуда поднятий изменяется от первых десятков до 1000 м.

В восточной части Сибирской платформы были исследованы структуры площадью от 20 до 600 км², отнесенные [2] к локальным. Амплитуда этих структур — от 20 до 1800 м и более. Мельчайшие структуры IV порядка в данном регионе не рассматривались вследствие слабой изученности и низкой достоверности большинства таких структур и их параметров.

В качестве показателей характера размещения структур III—IV порядка были выбраны: плотность (отношение площади структур к площади всего района), доля локальных поднятий больших (и малых) размеров от общей их численности в пределах структур I—II порядка, средние размеры и др. Такие показатели, как количество мелких поднятий в пределах структур I—II порядка и площадь района, приходящаяся на одно поднятие, использовались лишь в качестве побочных, поскольку они в значительной мере зависят от степени изученности территории.

Всего для Балтийской синеклизы учтено 100 структур, в Тимано-Печорской провинции — 341 и в восточной части Сибирской платформы — 106. По степени достоверности выделяются поднятия, изученные бурением, подготовленные к бурению и выявленные сейсморазведкой. Их распределение в зависимости от тектонической приуроченности приведено в таблице.

В целом для рассматриваемых регионов можно отметить следующие особенности распределения поднятий.

1. Большинство (68%) крупных локальных поднятий площадью свыше 100 км² приурочено

Распределение эндогенных поднятий в зависимости от тектонической приуроченности

Показатель	Регион, структуры I—II порядков										
	восток Сибирской платформы (Западная Якутия)		Балтийская синеклиза (Прибалтика)			Тимано-Печорская провинция					
	положительные	отрицательные	положительные	отрицательные	ступени	положительные	отрицательные	ступени	положительные	отрицательные	ступени
Число рассмотренных структур I—II порядка	8	4	5	2	1	15	7	11	15	7	11
Суммарная площадь структур I—II порядка км ²	59 684	43 080	5 800 *	3 764 *	720 *	36672	25350	47450	36672	25350	47450
Число поднятий, осложняющих структуры I—II порядка	76	30	72	24	4	150	47	132	160	47	134
Размеры поднятий, км ²	20—600		0,1—70			0,1—200		0,1—500			
Порядок поднятий	III		III, IV			III, IV		II', III, IV			
Суммарная площадь поднятий IV, III, II порядка, км ²	9721	3037	891	273	43	6488	1681	3639	9896	1681	3852
Средняя площадь одного поднятия, км ²	128	101	12,4	11,4	10,8	43,3	35,8	27,6	61,9	35,8	28,7
Доля крупных поднятий площадью более 100 км ² от числа всех локальных поднятий района, %	34	16	—	—	—	7,3	4,3	3,0	13,0	4,3	4,4
Изменения плотности поднятий в пределах структур I—II порядка, %	7—20	6—9	14—18	6—9	6,0	5—35	3—15	2—14	8—43	3—15	2—14
Средняя плотность поднятий, %	16,3	7,0	15,4	7,3	6,0	17,7	6,6	7,7	27,0	6,6	8,0

* Не вся площадь структур I—II порядка, а площадь эталонных участков в их пределах.

к положительным структурам I—II порядка (сводам, мегавалам, валам и т. п.). С отрицательными структурами I—II порядка (депрессиями, впадинами и пр.), а также ступенями связано лишь 32% таких поднятий. Поскольку суммарная площадь учтенных положительных структур I—II порядка почти в 2 раза меньше суммарной площади отрицательных структур того же ранга и ступеней, можно, по-видимому, считать, что на сводах, мегавалах и валах крупные структуры площадью более 100 км² встречаются в несколько раз (в среднем в 4 раза), чаще, чем на остальной территории. Соответственно здесь же в несколько раз выше и вероятность выявления крупных структурных ловушек.

Данная закономерность характерна для востока Сибирской платформы и Тимано-Печорской провинции. В Тимано-Печорской провинции к тому же из 12 «промежуточных валов» 10 расположены в пределах поднятий I—II порядка. На территории Балтийской синеклизы крупные локальные поднятия отсутствуют в силу особой специфики региона.

2. Доля локальных структур малых размеров (21—50 км²) существенно возрастает с переходом от положительных структур I—II порядка к отрицательным структурам того же порядка и ступеням. Так, в Западной Якутии эта величина изменяется от 37% на сводах и мегавалах до 51% во впадинах, а в Тимано-Печорской провинции — соответственно от 56% на валах до 74 в депрессиях и 72% на ступенях.

3. Средняя площадь рассмотренных структур III—IV порядка всегда выше на мегавалах, сводах и валах, чем во впадинах и на ступенях. Причем, если в Прибалтике это превышение незначительно (в 1,1 раза), то в Западной Якутии оно составляет 1,3, а в Тимано-Печорской провинции — 1,2—1,6, с учетом «промежуточных валов» 1,7—2,2 раза.

4. Плотность поднятий III—IV порядка значительно выше на сводах, мегавалах и валах, чем в депрессиях, впадинах и ступенях. Например, значения плотности более 10% имеют 24 из 28 всех рассмотренных поднятий I—II порядка (и это без учета площади «промежуточных валов»). В то же время на 11 из 15 учтенных отрицательных структурах I—II порядка и ступенях плотность осложняющих их поднятий менее 10%. Средние значения плотности поднятий III—IV порядка в каждом из рассматриваемых регионов в 2—2,5 раза выше на положительных структурах I—II порядка, чем в смежных территориях.

Почти все отмеченные особенности тесно связаны между собой и взаимно дополняют друг друга. При рассмотрении конкретных структур I—II порядка, естественно, наблюдаются и отклонения, порой существенные, от полученных средних значений, но это скорее исключения из общих закономерностей.

При нефтегазопроисковых работах ловушки в пределах поднятий I—II порядка, как правило, более перспективны в сравнении с ловушками в пределах моноклиналей, ступеней и впадин. Поэтому плотность сейсморазведки и бурения на поднятиях I—II порядка обычно выше, чем на остальной территории. Это наблюдается и в рассматриваемых регионах. В Прибалтике, например, изученность Калининградского выступа в несколько раз выше по сравнению с прилегающими территориями. В Тимано-Печорской провинции плотность сейсморазведки по семилукско-турнейскому нефтегазозному комплексу в пределах исследуемых валов по нашим расчетам в среднем составляет 1,0 км/км², в пределах депрессий — 0,6, ступеней — 0,75 км/км².

Известно, что крупные структуры довольно часто выделяются уже на первых стадиях изучения территории. В дальнейшем оконтуриваются все более мелкие поднятия. В свою очередь, и детализация крупных структур нередко приводит к распаданию их на ряд более мелких. Таким образом, с возрастанием плотности сейсморазведки доля крупных структур в общей численности выявленных поднятий постепенно уменьшается, а мелких — возрастает. Поэтому логичнее было бы ожидать, что на положительных структурах I—II порядка при прочих равных тектонических условиях доля крупных поднятий должна быть меньше, а мелких — больше, нежели в менее изученных впадинах и ступенях; на практике же наблюдается совершенно иная картина.

Из всего этого можно сделать вывод, что отмеченные выше особенности распределения структур по размерам (пункты 1—3), по-видимому, следует считать характерными, поскольку возрастные степени изученности депрессий и ступеней к обратному результату не приведет, а может лишь усилить контрастность данного распределения.

Что касается плотности поднятий, то, согласно исследованиям И. С. Гутмана и др. [1], она мало зависит от размеров сеток наблюдений (сеток структурных скважин или сейсмопрофилей). В целом с этим утверждением следует согласиться. Во всяком случае, по нашим расчетам, если даже число поднятий IV порядка и число локальных структур малых размеров (21—50 км²) в пределах депрессий и ступеней Тимано-Печорской провинции в будущем увеличится в 2 (!) раза, то и тогда средняя плотность поднятий здесь не превысит 11—12%. Но это без учета того, что при дальнейшей детализации ряд крупных структур распадется на более мелкие, ряд структур не подтвердится и пр.

Чем же вызвана подобная закономерность распределения поднятий в пределах региона? Убедительного ответа на данный вопрос еще не найдено. Возможно, если на формирование крупных поднятий I—II порядка направлено больше некой «структуроформирующей» энергии (гипсометрически более высокое положение горизонтов осадочного чехла на положительных структурах I—II порядка по отношению к тем же горизонтам прилегающих впадин, ступеней и моноклиналей в какой-то мере это подтверждает), то на локальном уровне большая энергия должна создать и большие по размерам локальные структуры. Вполне возможно, что это сказывается также и на общей численности поднятий.

Контрастность структур I—II порядка как результат величины проявления дифференцированных тектонических движений также может, вероятно, оказывать влияние на показатели локаль-

ной складчатости. Во всяком случае именно контрастность или, вернее, ее отсутствием как на региональном, так и на локальном уровнях авторы объясняют существование на большей части территории Балтийской синеклизы слабоамплитудных неясно выраженных и довольно часто условно оконтурированных структур I—II порядка, а также отсутствие крупных локальных поднятий в регионе и некоторое уменьшение плотности поднятий на выступах I порядка.

На основании вышеизложенного подтверждается вывод о неравномерности пространственного размещения поднятий, устанавливается зависимость размеров и плотности сеток структурных скважин от их приуроченности к структурам I—II порядка, предполагается больший «структуроформирующий» потенциал поднятий I—II порядка по сравнению со смежными тектоническими районами (впадинами, ступенями, моноклиналами). Это позволяет более объективно подходить к оценке параметров прогнозируемых структур, способствует определению перспективных направлений сейсморазведки, может явиться основой количественного подсчета прогнозных ресурсов углеводородов в ловушках антиклинального типа.

Список литературы

1. Абрикосов И. Х., Бусыгин Г. В., Гутман И. С. Зависимость средних выявленных размеров поднятий в нижепермских отложениях Башкирии от плотности сеток структурных скважин // Геология нефти и газа. 1970. № 5. С. 29—31.
2. Лавров Г. Д., Отмас А.А. О связи локальных поднятий с региональными уклонами // Геотектоника. 1985. № 6. С. 115—117.
3. Решение совещания по классификации платформенных структур. Л.: Госгеолком СССР, ВНИГРИ, 1963.
4. Удот Г. Д., Писарева Л. И., Ростовцев В. Н. Прогноз локальных структур на севере Тимано-Печорской провинции // Природные резервуары европейского севера СССР и их нефтегазоносность. Л.: ВНИГРИ, 1987. С. 105—114.

Всесоюзный нефтяной
научно-исследовательский
геологоразведочный институт,
Ленинград, 191104

Поступила в редакцию
21.VI.1989

УДК 551.243(477.6)

© 1991 г.

КАПУН О. В., ЖАВОРОНКИН В. И., ОДРИНСКАЯ И. С.

СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

На основании анализа гравитационных и магнитных съемок в Днепроовско-Донецкой впадине выделено шесть систем докембрийских разломов. При построении карт систем докембрийских разломов установлены закономерные сдвиговые перемещения глубинных разломов в пределах северной и южной бортовых зон ДДВ. Распределение полей планетарных напряжений, приведенных к подобным сдвигам, свидетельствует о формировании основных разломных и складчатых структур ДДВ в режиме растяжения. Установление закономерностей сдвигов в пределах северной и южной бортовых зон ДДВ позволяет провести корреляцию основных глубинных разломов Украинского щита и Воронежского кристаллического массива.

В последнее время в литературе широко освещается вопрос об упорядоченном расположении разломов в различных геоструктурных подразделениях земной коры [1, 2, 4, 5, 8 и др.]. На территории Днепроовско-Донецкой впадины (ДДВ) впервые азимутальную упорядоченность в размещении докембрийских разломов удалось установить И. И. Чабаненко [9]. Существование в пределах рассматриваемого региона по крайней мере трех систем разломов следует из «Схемы разломной тектоники Украинского щита и Воронежского кристаллического массива», составленной В. Н. Котко [3]. В 1987 г. К. Ф. Тяпкиным по мелкомасштабным картам гравитационного и магнитного полей в соответствии с разработанной им методикой картирования разломных структур [7, 8] построены схемы геолого-геофизических признаков шести систем разломов на территории юга Восточно-Европейской платформы, включая ДДВ [6]. На схемах отчетливо видно закономерное расположение разломов, заключающееся в чередовании полос с концентрацией и разрежением их признаков в геофизических полях. Однако вследствие мелкого масштаба исходных материалов — 1:2 500 000 — выделение зон разломов по отдельным признакам весьма затруднительно. Признаки группируются в широких зонах (до 30—40 км), границы которых определить практически невозможно. Эта проблема с успехом решается при переходе к более детальным исследованиям.

При изучении систем разломов ДДВ авторами использованы карты гравитационного и магнитного полей, а также схемы речной и овражно-балочной сети масштаба 1:500 000. Как показывает практика подобных исследований в соседних регионах, именно этот масштаб является оптимальным при региональных построениях [5, 8]. Кроме того, важную роль в выборе масштаба исследований сыграло следующее обстоятельство. Для Украинского щита (УЩ) и Воронежского кристаллического массива (ВКМ), составляющих в дорифейское время единый Сарматский щит, уже со-

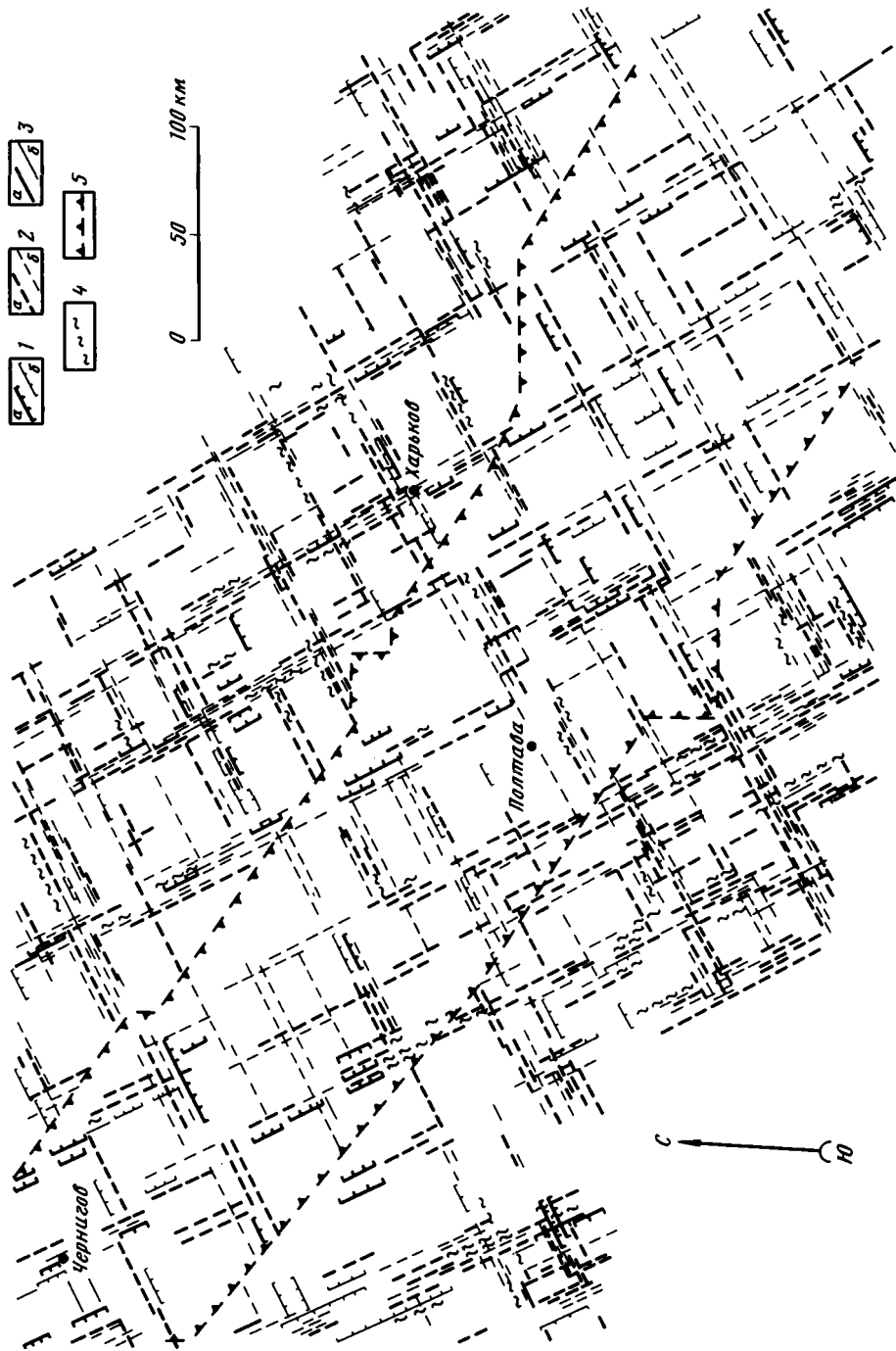


Рис. 1. Карта размещения признаков разломных структур системы 62 и 332° Днепровско-Донецкой впадины, составленная по геолого-геофизическим материалам масштаба 1:500 000
 1 — осевые линии гравитационных (а) и магнитных (б) ступеней; 2 — границы областей с разным рисунком изолиний гравитационного (а) и магнитного (б) полей; 3 — оси локальных гравитационных (а) и магнитных (б) аномалий; 4 — прямолинейные участки речной сети; 5 — условные границы Днепровско-Донецкой впадины с Украинским щитом и Воронежским массивом

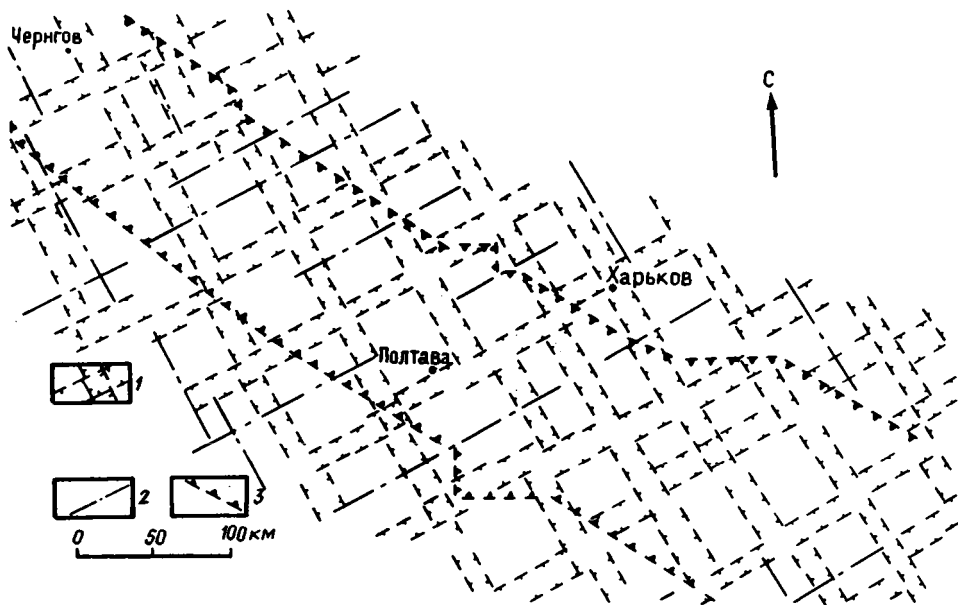


Рис. 2. Карта системы разломов с азимутами простирания 62 и 332° Днепровско-Донецкой впадины
 1 — границы разломов первого порядка; 2 — разломы по геологическим данным; 3 — границы Украинского щита, Воронежского массива и Днепровско-Донецкой впадины

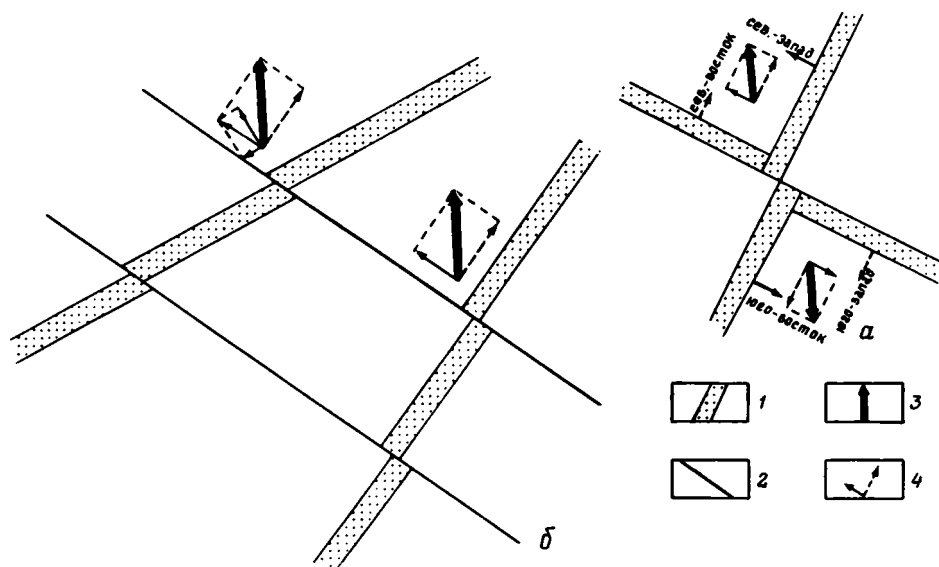


Рис. 3. Схемы образования сдвигов систем разломов в южной и северной бортовых зонах ДДВ
 (а) и направлений векторов поля планетарных напряжений, приведших к ним (б)
 1 — фрагменты систем разломов; 2 — проекция плоскости сдвига; 3 — вектор поля планетарных напряжений; 4 — векторы сдвигов: а — глубинных разломов с азимутами простирания 270, 17, 35, 45, 62 и 77°; б — глубинных разломов с азимутами простирания 0, 287, 305, 315, 332 и 347°

ставлены подробные карты систем разломов [8]. Составление аналогичных карт на территорию разделяющей их ДДВ позволяет не только получить представление о разломно-блоковой тектонике региона, но и трассировать отдельные разломы от УЩ к ВКМ и выполнить обоснованную корреляцию отдельных структурных подразделений, а также геологических и рудных формаций.

Выявление и картирование систем докембрийских разломов в пределах ДДВ выполнялось с применением методики, разработанной для решения аналогичных задач в условиях УЩ [7, 8] и с успехом использованной при изучении разломно-блоковой тектоники ВКМ [5]. Специальные

Величины и направления сдвиговых перемещений фрагментов глубинных разломов северной и южной бортовых зон Днепровско-Донецкой впадины по пересекающим их разрывам

Азимуты простирания систем разломов, град	Направление и амплитуда (км) сдвига в ДДВ	
	со стороны УЩ	со стороны ВКМ
0	Запад, 15	Восток, 7—10
270	Юг, 12	Север, 5—10
17	Юго-восток, 15	Северо-запад, 7—10
287	Юго-запад, 5—7	Северо-восток, 5—7
35	Юго-восток, 20—25	Северо-запад, 15
305	Юго-запад, 10—15	Северо-восток, 10—15
45	Юго-восток, 12—15	Северо-запад, 5—7
315	Юго-запад, 5—7	Северо-восток, 7—10
62	Юго-восток, 12—15	Северо-запад, 10—12
332	Юго-запад, 7—10	Северо-восток, 5—7
77	Юго-восток, 12—15	Северо-запад, 10—12
347	Юго-запад, 7	Северо-восток, 7

исследования пространственных закономерностей в расположении разломов не проводились. Авторы сочли возможным использовать данные по северному склону УЩ [7] и южному склону ВКМ [5], исходя из их идентичности как по количеству выделяемых систем, так и по их ориентировке. Таким образом, были приняты следующие преимущественные направления разломов — 0 и 270°, 17 и 287, 35 и 305, 45 и 315, 62 и 332, 77 и 347°.

В соответствии с принятой методикой исследований для каждой из шести систем составлены схемы признаков разломов в геофизических полях и рельефе земной поверхности, одна из которых приведена на рис. 1. В качестве признаков разломов в гравитационном и магнитном полях использовались: линейные ступени в уровнях гравитационного и магнитного полей; линейные локальные аномалии гравитационного и магнитного полей обоих знаков; линейные нарушения регулярного поведения изолиний гравитационного и магнитного полей или линейные границы областей с разным рисунком изолиний этих полей. Использовались также прямолинейные участки речной сети, линейные формы рельефа фундамента коренных пород. Схема дает представление о характере пространственного распределения признаков разломов в пределах ДДВ и граничащих с ней склонов УЩ и ВКМ. Признаки разломов в геофизических полях концентрируются в узкие линейные зоны значительной протяженности, уверенно трассирующиеся через ДДВ. Тем самым подтверждается правильность принятых азимутальных характеристик разломной сети для рассматриваемого района. Насыщенность зон признаками разломов в пределах впадины несколько ниже, чем на соседних положительных структурах, что обусловлено меньшей дифференциацией в ней гравитационного и магнитного полей.

На основе схем признаков разломов в геофизических полях построены карты соответствующих им систем докембрийских разломов, аналогичные приведенной на рис. 2. Разломные структуры на рисунке представлены только крупными разломами первого и второго порядков с интервалами между ними 70 ± 5 км. Анализ построенных карт показывает, что практически все разломы независимо от их принадлежности к той или иной системе претерпевают закономерный сдвиг в районах северной и южной прибортовых зон ДДВ. Результаты анализа сдвиговых перемещений сведены в таблицу. Они свидетельствуют, что со стороны ВКМ для подсистем с азимутами простираний 270, 17, 35, 45, 62 и 77° наблюдается сдвиг в северо-западном направлении. Глубинные разломы этих же подсистем со стороны УЩ претерпевают смещение в юго-восточном направлении относительно своих продолжений в пределах ДДВ. Амплитуды сдвигов в северной и южной бортовых зонах ДДВ достигают в среднем 10—15 км.

Глубинные разломы подсистем с азимутами простираний 0, 287, 305, 315, 332 и 347° испытывают сдвиги значительно меньших размеров — 7—10 км. По-видимому, этот факт объясняется близостью азимутов простираний основных структур Днепровско-Донецкой впадины и вышеперечисленных подсистем разломов. В северной бортовой зоне со стороны Воронежского кристаллического массива наблюдается закономерный сдвиг в северо-восточном, а со стороны Украинского щита — в юго-западном направлении. Схема сдвигов подсистем разломов и распределения поля планетарных напряжений, приведших к таким деформациям, показана на рис. 3, а.

Данные, приведенные в таблице, указывают на то, что наибольшую амплитуду имеют сдвиговые перемещения по глубинным разломам с азимутом простирания 35°. Исходя из разложения сил поля планетарных напряжений (рис. 3, б), максимальные сдвиги будут испытывать те дизъюнктивные нарушения, азимут которых перпендикулярен разломам, ограничивающим Днепровско-Донецкую впадину. Действительно, после построения схемы, на которую были вынесены точки или зоны, где разрывные нарушения всех систем испытывают максимальное смещение, оказалось, что основной азимут простирания разломов, отделяющих ДДВ от УЩ и ВКМ, составляет 305°. Однако при этом граничные разломы, имея преимущественную ориентировку 305°, состоят из фрагментов с азимутами простираний 270, 287, 315, 332, 347°, что свидетельствует об участии всех систем в формировании структурного плана Днепровско-Донецкой впадины в силу закона унаследованного формирования разломных структур [8].

Объем публикации не позволяет в деталях остановиться на всех прикладных аспектах полу-

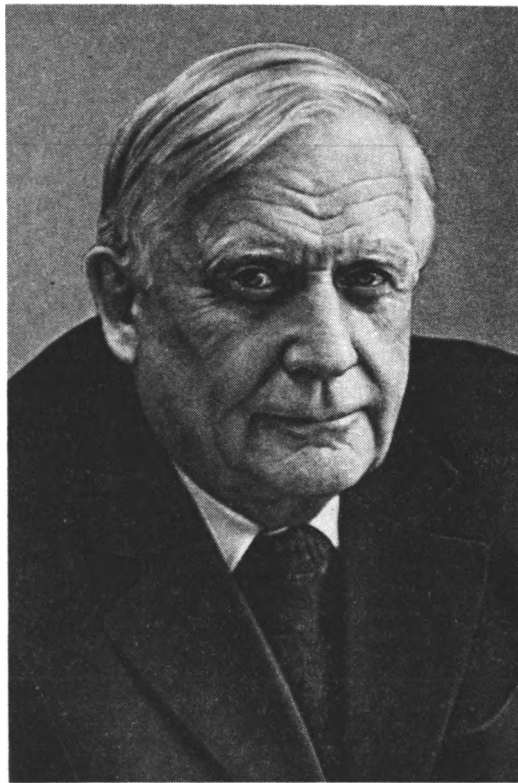
ченной информации. Однако авторы считают необходимым отметить первоочередные задачи дальнейших исследований в этом направлении. В первую очередь это корреляция основных разломов УЩ и ВКМ, что позволит изучить пространственные закономерности размещения суперкрупных и магматических формаций в пределах обоих регионов и тем самым откроет новые возможности в прогнозировании полезных ископаемых.

Список литературы

1. *Бабак В. И.* Новейшая структура Казахстанского щита // Геотектоника. 1969. № 6. С. 86—99.
2. *Гришкян В. И.* Новые данные о строении и развитии системы докембрийских разломов решетчатого типа на Алданском щите // Вопросы тектоники докембрия континентов. М.: Наука, 1970. С. 120—131.
3. *Котко В. Н.* Разломная тектоника Воронежского кристаллического массива // Тектоника и стратиграфия. 1978. № 15. С. 13—21.
4. *Назаретян С. Н.* Глубинные разломы территории Армянской ССР (по геофизическим данным). Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1984. 137 с.
5. *Серебряков Е. Б., Жаворонкин В. И.* Системы разломов Воронежского кристаллического массива (ВКМ) и их аналоги на Украинском щите // Геофиз. журн. 1987. Т. 9. № 3. С. 12—17.
6. *Тяпкин К. Ф.* Глобальные системы разломов и их отражение в современном геоиде // Геофиз. журн. 1987. Т. 9. № 3. С. 3—12.
7. *Тяпкин К. Ф.* Изучение разломных и складчатых структур докембрия геолого-геофизическими методами. Киев: Наук. думка, 1986. 168 с.
8. *Тяпкин К. Ф., Кивелюк Т. Т.* Изучение разломных структур геолого-геофизическими методами. М.: Наука, 1982. 253 с.
9. *Чебаненко И. И.* Украинский щит и смежные районы // Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977. С. 90—97.

Днепропетровский горный институт,
Днепропетровск, 320600;
Воронежский государственный университет,
Воронеж, 394693

Поступила в редакцию
19.VII.1989



ВЛАДИМИР ВЛАДИМИРОВИЧ БЕЛОУСОВ

(30.10.1907—25.12.1990)

25 декабря 1990 г. скончался Владимир Владимирович Белоусов, крупнейший ученый нашего времени в области наук о Земле. Вряд ли можно найти в нашей стране специалиста, профессионально работающего в любой области наук о Земле, который не был бы знаком с фундаментальными трудами В. В. Белоусова, не ощутил бы на себе влияние его методов исследования, масштабных обобщений, глобальных идей. Силой влияния научного авторитета и своих работ на многие направления исследований в науках о Земле В. В. Белоусов создал подлинную научную школу, принадлежность к которой не ограничивается формальным количеством прямых учеников и последователей.

В. В. Белоусов родился 30 октября 1907 г. в Москве, геологическое образование получил в Московском университете, а уже с начала 30-х годов начинается его творческая научная деятельность, которая продолжалась более пяти десятилетий, вначале в научных учреждениях Ленинграда, а затем, с 1942 г., в Москве. Вся деятельность В. В. Белоусова в науке подчинена определенной логике, в ней отчетливо проявляется главный стержень, направляющий мысль ученого и организующий всю его практическую и теоретическую работу.

Начав работу геолога с исследования геохимии природных газов, В. В. Белоусов сразу же соприкоснулся с фундаментальными проблемами строения и эволюции земной коры. Уже в этих ранних работах, отвечая на вопросы генезиса природных газов, геологические условия их распространения, В. В. Белоусов ощутил необходимость выяснения общих закономерностей строения и развития земной коры. И он обратился к исследованию истории геологического развития сначала Кавказа, а затем Русской платформы и прилегающих складчатых областей. При этом геологическая история понимается им как процесс развития движений, изменяющих геотектонические обстановки и отражающихся в условиях накопления и размыта осадочных образований. Для изучения этих обстановок В. В. Белоусов разработал метод анализа фаций и мощностей отложений, получивший позже широкое распространение и ставший необходимым инструментом исследований в руках специалистов в региональных и глобальных обобщающих работах. На примере Кавказа были выяснены основные закономерности развития геосинклинальных областей, место процессов деформации в общем процессе их развития, намечена связь магматизма с тектоническими явлениями.

Попытка понять причины и движущие силы тектогенеза уже в 40-е годы привела В. В. Белоусова к разработке и формулировке радиомиграционной гипотезы, в которой на уровне знаний того времени было высказано предположение об основных взаимодействиях, связывающих земную

кору с глубокими недрами. Эта гипотеза объединила опыт первых работ В. В. Белоусова по геохимии природных газов с накапливающимся опытом анализа тектонических процессов. Уже в этом раннем обобщении В. В. Белоусов сделал попытку осмыслить и назвать также кардинальные причины, управляющие эволюцией тектонических процессов, как неравномерное распределение глубинного тепла, каковы бы ни были его источники, и гравитационные силы. Этим основополагающим принципам, опирающимся на фундаментальные законы природы и определяющим все процессы геологической эволюции нашей планеты, В. В. Белоусов не изменял уже никогда. Под этим углом зрения рассматриваются процессы складкообразования (и вообще процессы деформации горных пород в природных условиях), которым посвящен большой цикл региональных и обобщающих теоретических работ. Эта мысль пронизывает и его более общие исследования истории развития различных по геотектоническому режиму областей.

Конкретные исследования в различных регионах, и главным образом в складчатых областях и в районах повышенной тектонической активности, расшифровка истории становления различных по тектоническому положению областей все больше убеждали В. В. Белоусова, что геологическое строение поверхности тесно связано со строением и состоянием глубоких недр земной коры и верхней мантии. Это заставило его привлекать к исследованиям наряду с большим геологическим материалом все более широкий круг геофизических и геохимических данных. Такой совместный анализ разнородных данных становится основным методом всех дальнейших исследований В. В. Белоусова, а новые результаты, получаемые при этом, позволяют ему сформулировать в начале 60-х годов основы комплексного подхода к изучению тектоносферы Земли, получившего название геонимического.

Во всех последующих работах В. В. Белоусова это означает не простое использование геофизических и геохимических данных в тектонических исследованиях, а подлинное взаимопроникновение и взаимодействие всего комплекса методов изучения Земли. Теперь, рассматривая геологическую историю, тенденции и направленность тектонического процесса и выстраивая существующие на сегодняшний день различные тектонические области в последовательный эволюционный ряд, В. В. Белоусов выявляет эволюцию структуры, строения и состояния земной коры. В. В. Белоусов раньше многих других геологов понял, что процессы, преобразующие земную кору, тесно связаны с процессами, охватывающими верхнюю мантию. В обиходе геологов благодаря работам В. В. Белоусова прочно укореняется понятие тектоносферы.

На пути комплексных геонимических исследований В. В. Белоусов разработал крупнейшее эмпирическое обобщение, которое может быть названо учением об эндогенных режимах — закономерных сочетаниях тектонических, магматических и метаморфических процессов. Это обобщение ложится в основу теоретической концепции В. В. Белоусова о направленности геологической эволюции Земли, стадиях и этапах ее развития, в которой решающую роль играют неравномерное во времени и пространстве распространение глубинного тепла и энергомассообмен между различными геосферами. Учение об эндогенных режимах открывает широкие перспективы конкретных проблем преобразования вещества на разных по глубине уровнях тектоносферы, в исследовании причин и движущих сил процессов структурообразования и тектогенеза в целом.

Научное наследие В. В. Белоусова огромно и насчитывает более 300 опубликованных работ. Широкой известностью и признанием пользуются его монографии, отмечающие основные вехи его научного творчества: «Общая геотектоника» (1948), «Основные вопросы геотектоники» (1954, 1962), «Основы геотектоники» (1975), «Земная кора и верхняя мантия материков» (1966), «Земная кора и верхняя мантия океанов» (1968), «Эндогенные режимы материков» (1978), «Переходные зоны между континентами и океанами» (1982), «Основы структурной геологии» (1985), «Структурная геология» (1968), «Основы геотектоники» (1989). Можно с уверенностью считать, что эти фундаментальные труды В. В. Белоусова, многие из которых изданы за рубежом, будут служить важным подспорьем в работе геологов и блестящим примером всестороннего комплексного исследования сложнейших проблем.

Рано проявились способности В. В. Белоусова быть лидером и крупным организатором науки. В 1944 г. он становится сотрудником Института физики Земли АН СССР (тогда ГЕОФИАН) и организует лабораторию геодинамики, задачей которой было исследование истории тектонического развития различных регионов, сейсмотектоники, процессов складкообразования. В 1953 г. В. В. Белоусов избирается членом-корреспондентом АН СССР, а начиная с 1954 г. принимает самое непосредственное и активное участие в организации работ по Международному геофизическому году (МГГ, 1957—1958 гг.). С самого начала образования Международного геофизического комитета (1961 г.) В. В. Белоусов становится его председателем и остается на этом посту беспрерывно до сентября 1990 г. Совсем не случайно В. В. Белоусов оказался первым в нашей стране ученым, избранным президентом Международного геофизического и геодезического союза (1960—1963 гг.). Ему принадлежит инициатива выдвижения крупнейших международных проектов: «Верхняя мантия и ее влияние на развитие земной коры», «Геодинамического...», реализованных научным сообществом в 60—70-х годах, В. В. Белоусов постоянно входил в состав международных комитетов по этим проектам.

В начале 60-х годов В. В. Белоусов организует в рамках АН СССР Междуведомственный научный совет по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии, бессменным руководителем которого он оставался до конца жизни. В. В. Белоусов постоянно выступает на заседаниях президиума АН СССР, его отделений, в правительственных организациях и институтах с яркими, глубокими и емкими по мысли, отточенными по форме докладами о необходимости организации комплексных работ в различных регионах страны. Он был одним из инициаторов, а впоследствии и руководителей проекта сверхглубокого бурения, успешно реализованного в нашей стране на Кольской сверхглубокой скважине.

Много времени и сил, начиная с конца 30-х годов и до конца жизни, В. В. Белоусов отдавал педагогической деятельности. Курс его лекций постоянно обновлялся, наполнялся новым содержанием, был всегда тесно связан с его собственными исследованиями и работами его учеников.

Научная и организаторская деятельность В. В. Белоусова получила широкое международное признание. Он был избран иностранным членом Шведской, Индийской, Нью-Йоркской, Итальянской дей Личей Академии наук, геологических обществ Индии, Лондона, Америки, Франции, Бельгии, почетным доктором Нью-Кайльского (Великобритания) и Лейпцигского (Германия) университетов.

При всей своей загруженности многими обязанностями В. В. Белоусов до последнего года жизни оставался полевым геологом, участвуя в работах многих экспедиций в нашей стране и за рубежом. Он был инициатором и организатором комплексных советских экспедиций в рифтовых зонах Африки и Исландии. Еще весной 1990 г. принимал участие в организованной им большой полевой экскурсии по Крыму.

Владимир Владимирович был талантливым человеком с широчайшим кругозором и разносторонними интересами. Но весь свой интеллектуальный потенциал, душевные и физические силы он посвятил служению науке. Очень требовательный к себе, обладавший необычайной работоспособностью, высокой организованностью и точностью, В. В. Белоусов не понимал и не признавал никаких причин, которые позволяли бы изменить долгу ученого. Высокая ответственность за дело, которое взялся выполнять и считал нужным делать, не позволяла ему брать на себя обязанности, которые он не смог бы выполнить с полной отдачей. Он отклонял предложения работать в редколлегиях тех журналов, которым не мог уделить время, в последние два года отказался от университетского курса лекций, оставив за собой лишь специализированный факультативный семинар по актуальным проблемам тектоники; в сентябре 1990 г. он ушел с поста председателя Межведомственного геофизического комитета. В. В. Белоусов являет в этом пример высокого достоинства, гражданского мужества и ответственности.

Имя В. В. Белоусова вошло в историю наук о Земле. Введенные им в широкое пользование термины, понятия, методы настолько прочно вошли в жизнь нашей науки, стали привычны в повседневном обиходе геологов, что многие из них даже потеряли имя автора. Вклад Владимира Владимировича Белоусова в науки о Земле еще не оценен по достоинству, и лишь время — самый суровый и справедливый критик — все расставит на свои места. Память о Владимире Владимировиче сохранится и продолжится не только в его делах, но и в сердцах людей, его знавших.

*Редколлегия журнала
«Геотектоника»*

Технический редактор *Л. В. Кожина*

Сдано в набор 09.11.89 Подписано к печати 07.03.91 Формат бумаги 70×100¹/₁₆
Высокая печать Усл. печ. л. 10,4 Усл. кр.-отт. 12,5 тыс. Уч.-изд. л. 13,3 Бум. л. 4,0
Тираж 1168 экз. Зак. 1185 Цена 2 р. 10 к.

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

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Редакция просит соблюдать следующие правила представления статей.

1. Работа должна быть представлена на русском языке в окончательном виде. В конце статьи приводится полное название учреждения, где работа была выполнена, его почтовый адрес, а также адрес и номер телефона автора.
2. Объем статей не должен превышать 24 страниц и кратких сообщений — 8 страниц, включая машинописный текст, список литературы и иллюстрации.
3. К статье необходимо приложить аннотацию (не более 100 слов), в которой должны быть изложены главные выводы.
4. Текст рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.
5. Требования к тексту рукописи.
 - а). Рукопись необходимо печатать на машинке с нормальным шрифтом через 2 интервала, оставляя слева чистые поля шириной 4 см. Обязательно предоставление первого экземпляра машинописи.
 - б). Список цитируемой литературы составляется по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому. В списке литературы приводятся фамилии и инициалы всех авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, страницы; для книг — название работы, издательство, место и год издания, количество страниц.
 - в). Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы в списке литературы.
 - г). Формулы вписываются черными чернилами или тушью. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы двумя черточками снизу, а строчные — сверху; делать четкое различие между О (большим), о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.
 - д). Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции. В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.
6. Требования к рисункам.
 - а). Первый экземпляр рисунков необходимо представить вычерченным черной тушью на чертежной бумаге, пригодным к непосредственному типографскому воспроизведению. Рисунки нельзя перегибать, при пересылке по почте необходимо позаботиться об упаковке, предохраняющей рисунки от деформации. Редакция имеет возможность изготовить издательские оригиналы рисунков за счет организации, представляющей статью. В случае необходимости такой работы, следует приложить гарантийное письмо об оплате изготовления рисунков.
 - б). Второй экземпляр рисунков представляется в виде фотокопий.
 - в). Фотографии, иллюстрирующие текст, должны быть отпечатаны на глянцевой бумаге.
 - г). На рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны масштаб и ориентировка. Сейсмические профили должны иметь масштаб в км. На обзорной схеме или карте необходимо отметить положение других рисунков.
 - д). Необходимо позаботиться о том, чтобы статья была понятна не только специалистам по описываемому району: на рисунках обозначить упоминаемые в тексте тектонические структуры, пункты, свиты. Не следует нагружать рисунки лишними названиями.
 - е). Максимальный размер рисунка в журнале 12×23 см. Можно предоставить более крупные рисунки (до 50 см по диагонали), которые будут уменьшены при воспроизведении, размер шрифта и нагрузка на рисунках должны допускать уменьшение до указанного выше размера.
 - ж). На обороте каждой иллюстрации подписывается номер рисунка, фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях.
 - з). Список подрисовочных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях рукописи, в тексте обязательны ссылки на все рисунки.
7. Редакция высылает авторам отредактированный текст для проверки. Дальнейшее прохождение рукописи контролируется редакцией, которая оставляет за собой право при необходимости проводить незначительное сокращение текста.
8. После выхода статьи в свет автор получает 25 оттисков.

Г-634

ЧОВОТОВСКАЯ 13-119

РЯЗАНЦЕВУ АВ

70228

2 р. 10 к.

Индекс 70228

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовятся к печати:

Лукьянов А. В. ПЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ В ЛИТОСФЕРЕ. (ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. ВЫП. 460). 1991. 9 л. 1 р. 80 к.

Книга говорит о широком распространении больших пластических деформаций горных пород в литосфере. Описаны методы изучения этих деформаций. Количественные данные позволяют оценить роль деформаций при тектогенезе и обнаружить значительные перемещения горных масс, составляющие тектоническое течение литосферы. Метаморфизм горных пород, взаимодействие с флюидами, переотложение минерального вещества связаны с деформациями и тектоническим течением. При геологической съемке необходимо проводить количественную оценку деформаций.

Книга рассчитана на тектонистов, геологов-съемщиков, поисковиков.

Маслов Л. А. ГЕОДИНАМИКА ТИХООКЕАНСКОГО СЕКТОРА ЗЕМЛИ. 1991. 10 л. 2 р.

В книге на основе анализа основных геофизических полей сделаны выводы о строении Тихоокеанского сектора Земли, его динамике и месте в историческом развитии планеты. Особое внимание уделено изучению периферии сектора — Тихоокеанскому подвижному поясу. На основе решения прямой и обратной задач геодинамики получено распределение и проведено сопоставление глубинных напряжений пояса с его сейсмичностью, что позволило обоснованно подойти к выбору тектонической концепции истории и развития сектора в рамках ряда планетарных геотектонических моделей.

Книга предназначена для геологов, тектонистов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370001 Баку, ул. Коммунистическая, 51; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53; 252208 Киев, ул. «Правды», 80«а»; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский пр-т, 72; 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр-т, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.