

К. Э. Дементьев

ISSN 0016-853X

Номер 4

Июль - Август 2003



ГЕОТЕКТОНИКА



<http://www.maik.ru>

Журнал основан в январе 1965 года.
Выходит 6 раз в год.



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 4 2003 Июль–Август

Основан в 1965 г.
Выходит 6 раз в год
ISSN: 0016-853X

Главный редактор
Ю.М. Пушчаровский

Редакционная коллегия:

Ю.Н. Авсюк, Н.А. Богданов, Э. Бонатти (Италия), В.С. Буртман (ответственный секретарь), А.Л. Книппер, В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский, К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский, В.М. Моралев, А.А. Моссаковский (заместитель главного редактора), А.С. Перфильев, С.В. Руженцев, В.Е. Хаин, В.Н. Шолпо

Журнал “Геотектоника” публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магматизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информация о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов. Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями “Роспечати” (№ 70228 в каталоге).

Yu.M. Pushcharovsky – Editor

Editorial board

Yu.N. Avsyuk, N.A. Bogdanov, E. Bonatti (Italy), V.S. Burtman (Secretary), R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Hawaii & Australia), V.E. Khain, A.L. Knipper, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky, Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky, V.M. Moralyev, A.A. Mossakovsky (Coeditor), A.S. Perfilyev, S.V. Ruzhentsev, V.N. Sholpo

“Geotectonica” journal publishes articles on general and regional tectonics, structural geology, geodynamics, experimental tectonics, considers the relation of tectonics to the deep structure of the Earth, to magmatism, metamorphism, and mineral resources. There are also published reviews of scientific articles and books, information on scientific life and advertisements of scientific literature, cartographic materials and devices.

Postmaster: “Geotectonica”, Geological Institute, 7 Pyzhevsky, 109017, Moscow, Russia.

Зав. редакцией **М.Н. Шуплецова**

Научные редакторы **Н.Б. Заборовская, С.А. Куренков**

Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН
Телефон: 230-81-77; факс: 951-04-43

Адрес издателя: 117997, Москва, ул. Профсоюзная, 90

Москва
Издательство “Наука”
Международная академическая
издательская компания “Наука/Интерпериодика”

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 4, 2003

Геодинамическая неустойчивость океанского спрединга (Атлантический океан) <i>Ю. М. Пуцаровский</i>	3
Положение Актау-Джунгарского микроконтинента в структуре палеозоид Центрального Казахстана <i>К. Е. Дегтярев</i>	14
Тектонические покровы южной части Байкальского хребта <i>В. К. Александров, В. И. Сизых, А. А. Бухаров, В. Д. Мац</i>	35
Строение и особенности формирования плитного чехла в пределах Среднего Каспия (по материалам сейсмических исследований) <i>Д. Ф. Исмагилов, В. Н. Козлов, В. Н. Мартиросян, А. А. Терехов</i>	51
Строение меловой аккреционной призмы хребта Омгон (Западная Камчатка) <i>Н. А. Богданов, А. В. Соловьев, Г. В. Леднева, Т. Н. Палечек, А. В. Ландер, Дж. И. Гарвер, В. Е. Вержбицкий, Д. В. Курилов</i>	64
Геотермический режим и генезис литосферы Центрального Средиземноморья <i>Е. В. Вержбицкий, М. В. Кононов</i>	77

Хроника

36-ое Тектоническое совещание Межведомственного тектонического комитета при ОНЗ РАН <i>Ю. В. Карякин</i>	87
Николай Владимирович Короновский (70 лет со дня рождения)	92
Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В. Гзовского) <i>А. В. Лукьянов</i>	94
Правила представления статей в журнал "Геотектоника"	95

Contents

No. 4, 2003

Simultaneous English language translation of the journal is available from MAIK "Nauka / Interperiodica" (Russia). *Geotectonics* ISSN 0016-8521.

Geodynamic Variations in Ocean-Floor Spreading with Reference to the Atlantic Ocean <i>Yu. M. Pushcharovsky</i>	3
Position of the Aqtau-Dzungar Microcontinent in the Structural Framework of the Paleozooids of the Central Kazakhstan <i>K. E. Degtyarev</i>	14
Tectonic Nappes in the Southern Part of the Baikal Range <i>V. K. Aleksandrov, V. I. Sizykh, A. A. Bukharov, and V. D. Mats</i>	35
The Sediments of the Middle Caspian Platform: Structure and Sedimentation History Based on Seismic Data <i>D. F. Ismagilov, V. N. Kozlov, V. N. Martirosyan, and A. A. Terekhov</i>	51
The Structure of the Cretaceous Accretionary Prism in the Omgon Range, West Kamchatka <i>N. A. Bogdanov, A. V. Solov'ev, G. V. Ledneva, T. N. Palechek, A. V. Lander, J. I. Garver, V. E. Verzhbitskii, and D. V. Kurilov</i>	64
Heat Flow and Origin of the Lithosphere in the Central Mediterranean Region <i>E. V. Verzhbitskii and M. V. Kononov</i>	77

Chronicle

The 36th Tectonic Conference of the Joint Tectonic Committee, Department of Earth Sciences, Russian Academy of Sciences <i>Yu. V. Karyakin</i>	87
Nikolai Vladimirovich Koronovskii (for the 70th Jubilee)	92
Tectonophysics Today (to M.V. Gzovsky's Jubilee) <i>A. V. Luk'yanov</i>	94
Rules for Authors	95

УДК 551.242.23(261/264)

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ НЕУСТОЙЧИВОСТЬ ОКЕАНСКОГО СПРЕДИНГА (АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН)

© 2003 г. Ю. М. Пуцаровский

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7

Поступила в редакцию 08.01.2003 г.

Геологические исследования дна Атлантического океана приносят все новые данные, свидетельствующие о его значительно более сложной тектонике и геодинамике, чем это обычно отражается в стандартных модельных построениях. Один из основных факторов океанского структурообразования – спрединговый процесс, характеризующийся существенно неустойчивым геодинамическим режимом. Об этом позволяют судить значительные вариации в строении сегментов Срединно-Атлантического хребта всех порядков, изменения в асимметрии структуры хребта и океанского ложа в целом во времени, меняющееся положение в пространстве спрединговых центров, изменения в морфоструктуре и геодинамике рифтовых зон, дискретность связанных со спредингом магматических процессов, вариации в протяженности и внутреннем строении трансформных и иных поперечных разломов. Особенности разломной тектоники дают основание для констатации релаксации спрединга на разном удалении от оси Срединно-Атлантического хребта.

Геодинамическую неустойчивость режима океанского спрединга следует рассматривать как существенное звено в концепции сложности геодинамических процессов в земной коре и мантийных геосферах.

ВВЕДЕНИЕ

В предыдущих публикациях [8, 12 и др.] автор развивал мысль о большой сложности тектоно-геодинамических процессов в глубинных геосферах, вопреки широко распространенным, упрощенным, на его взгляд, модельным построениям об одноярусной или двухъярусной конвекции в мантии и о плюм-тектонике. Земля и ее геосферы представляют собой открытые системы, важной характеристикой которых является геодинамическая неустойчивость. Последняя проявляется в очень разных формах и масштабах, сходно с категорией мантийных или коровых неоднородностей, принимаемой в настоящее время как самоочевидная истина. В данной работе речь будет идти о крупнейшем тектоно-геодинамическом явлении на Земле – океанском спрединге как системе, в развитии которой фактор неустойчивости играет принципиальную роль. Тема неустойчивости спрединга в литературе уже поднималась. Наиболее основательная ее разработка дана в недавно вышедшей книге [2]. Исключительно ценно, что авторы включили в исследование аспект исторической геодинамики, что придало их построениям большую убедительность. Кстати, автор этих строк в публикациях, посвященных океанской тектонике, многократно подчеркивал значимость для решения океанских геодинамических проблем именно исторического подхода. Публикуемая работа суммирует и развивает мои соображения в отношении геодинамики спрединга. Конечно же, она ни в какой мере не заменяет

разработок, выполненных авторами вышеупомянутого труда. Более того, думается, что обе публикации было бы правильно воспринимать как взаимодополняющие.

В основе работы лежат материалы, собранные в нескольких экспедициях Геологического института РАН, выполненных преимущественно на НИС “Академик Николай Страхов”, а также на НИС “Академик Иоффе” в Атлантическом океане. Широко привлечены к анализу имеющиеся картографические материалы, из которых, в первую очередь, необходимо назвать Гравиметрическую карту Мирового океана [21] и Батиметрическую карту ГЕБКО [18]. Использовались и отдельные конкретные литературные источники.

ФАКТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

К настоящему времени накопилось значительное количество данных, свидетельствующих о неустойчивости океанского спредингового процесса. Последняя отражена в изменчивости строения и взаимоотношений структурных элементов в пространстве, в разнопорядковой асимметрии тектонического плана земной коры в ареалах действия спрединга, в историко-геологических особенностях формирования структур, смене местоположения спрединговых центров и вообще изменениях их режима, в вариациях интенсивности, связанной со спредингом магматической деятельности.

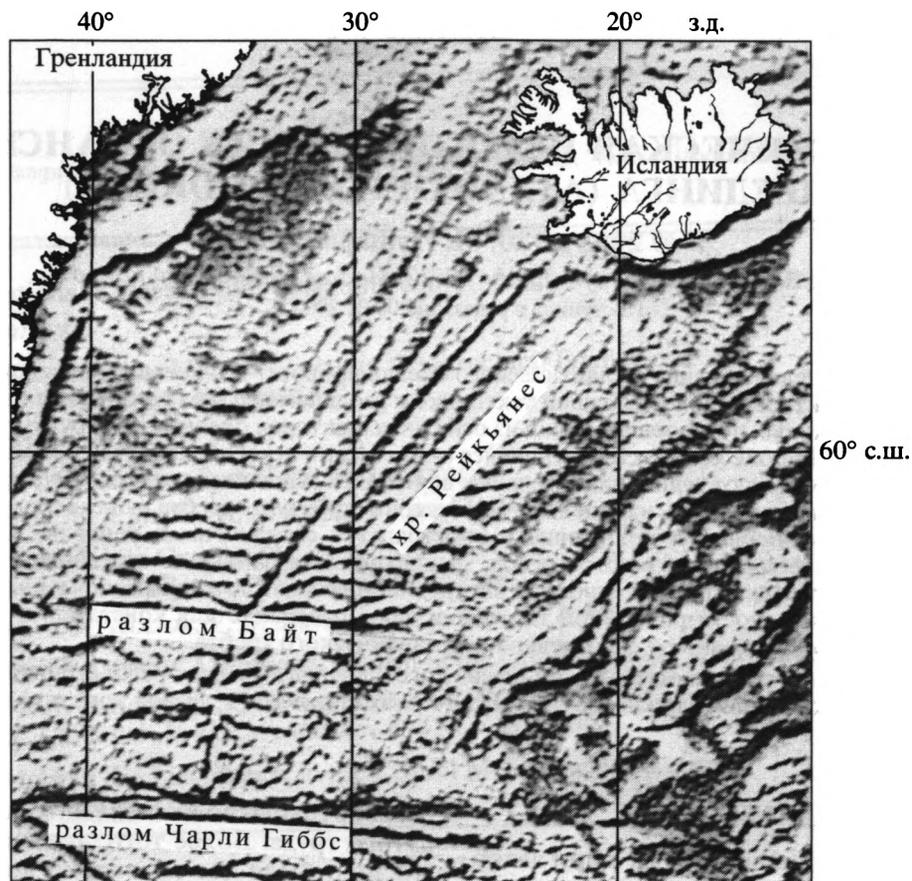


Рис. 1. Гравиметрическая карта хребта Рейкьянес [21]

Между разломом Байт и Исландией хребет имеет лучевую структуру. В средней части хребта проходит рифтовая зона. Хребет пересечен поперечными разломами (темные полосы)

Рассмотрим изменчивость строения и взаимоотношений структурных элементов в пространстве.

Изменчивость режима спредингового процесса во времени, его неустойчивость обосновываются многими фактами. Об этом речь будет идти ниже. Но возможно ли судить о нестабильности спрединга по изменению структурных особенностей в тектоническом плане океанского дна, т.е. в пространстве? Представляется, что методически это вполне возможно. Так, разнообразие в морфологии и строении Срединно-Атлантического хребта вдоль его простираения естественно связать с непостоянством (неустойчивостью) параметров спредингового процесса. О том же свидетельствуют и значительные вариации в протяженности и внутреннем строении поперечных хребту разломных зон.

Остановимся на систематическом рассмотрении примеров. В строении Срединно-Атлантического хребта по морфологическим и тектоническим особенностям с севера на юг выделяются три главных части: сегмент хребта Рейкьянес, хребет

Центральной Атлантики и хребет Южной Атлантики. Первый из них по протяженности наименее значительный. Он простирается между демаркационным разломом Чарли Гиббс и Исландией на 1200 км (рис. 1). Субширотным разломом Байт сегмент делится на северную, большую, часть, представленную собственно хребтом Рейкьянес, и южную, также приподнятую, но выраженную в рельефе менее контрастно. Гребневая зона хребта Рейкьянес лежит на сравнительно небольших глубинах – 500–1500 м; в южной части хребта глубины 1500–2000 м. Ширина сегмента ~750 км. Характернейшую черту строения хребта Рейкьянес составляет продольная лучистая структура гравиметрических аномалий с расхождением лучей в сторону Исландии (см. рис. 1). Подобной структурной картины нигде более в Срединно-Атлантическом хребте нет. Здесь происходит наложение на спрединговый процесс эффекта Исландского плюма.

Срединный хребет в Центральной Атлантике заключен между демаркационными разломами Чарли Гиббс и Романш. Он выражен в виде огромной дуги, выгнутой на запад (рис. 2). Расстоя-

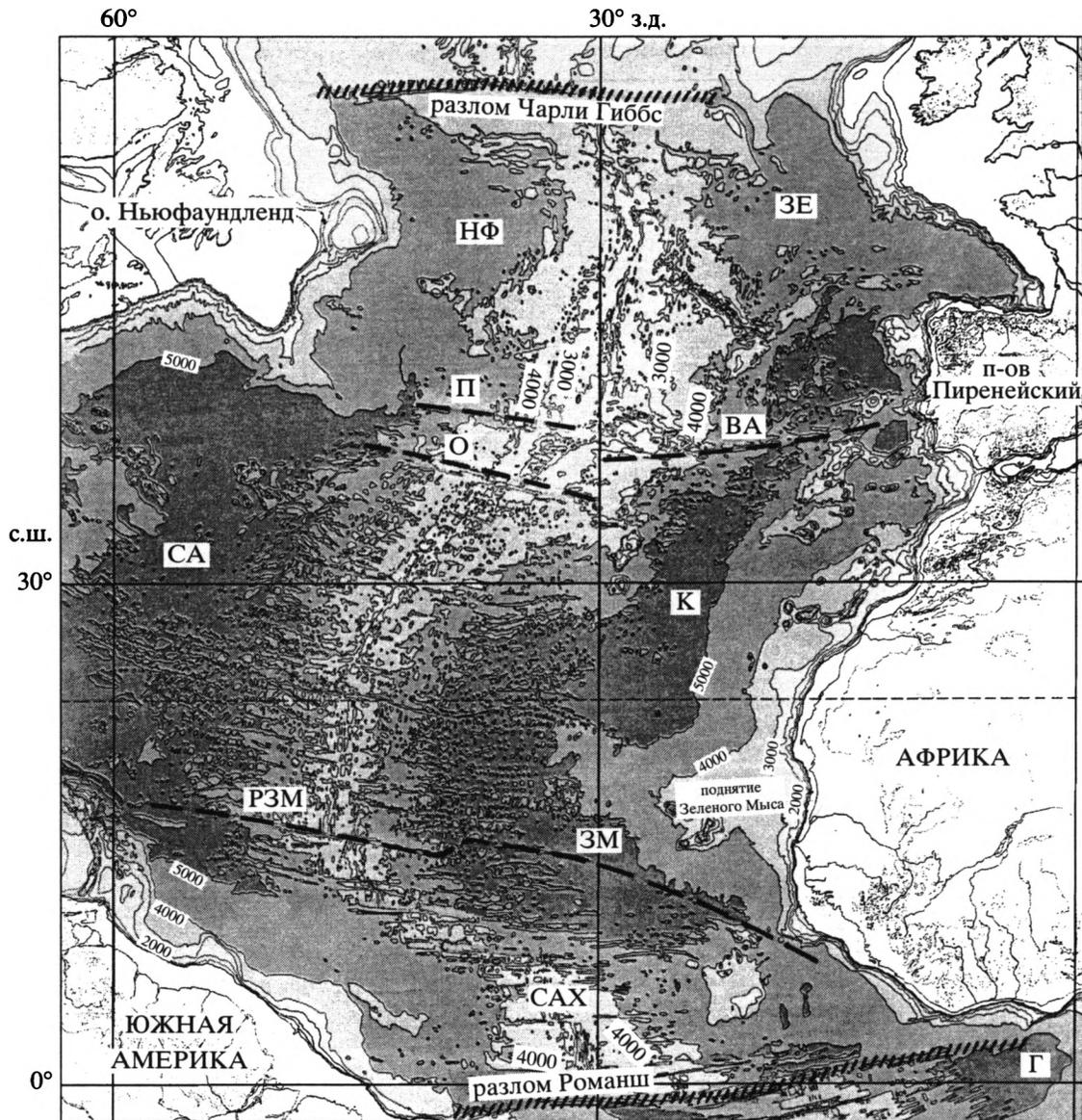


Рис. 2. Батиметрическая карта Центральной Атлантики [18]

Срединно-Атлантический хребет: на севере ~ по изобате 3000 м, на юге – по изобате 4000 м. Наибольшие глубины (>5000 м) – темно-серое; светло-серое – области в интервале глубин 4000–5000 м. САХ – Срединно-Атлантический хребет; разломы, разграничивающие сегменты 2-го порядка: П – Пико, О – Океанографов, ВА – Восточно-Азорский; РЗМ – Зеленого Мыса; глубоководные впадины: НФ – Нью-Фаундлендская, ЗЕ – Западно-Европейская, СА – Северо-Американская, К – Канарская, ЗМ – Зеленого Мыса, Г – Гвинейская

ние между разломами 5700 км. Ширина хребта несколько тысяч километров. Его северный отрезок и крайний южный лежат на глубинах порядка 2000–3500 м; средний, более глубоководный, – до 4000 м. Тектоническая целостность центральной части Срединно-Атлантического хребта определяется не только его дуговой формой, но и крупнейшими смещениями рифтовой зоны по ограничивающим разломам (Чарли Гиббс – 300 км, Романш – 950 км). В историко-геологическом отношении эта часть хребта также едина. Ее раскрытие началось на юге, откуда процесс более или менее по-

следовательно продвигался в северном направлении до разлома Чарли Гиббс. Расположенный непосредственно севернее хребет Рейкьянес формировался значительно позднее и, судя по его структуре, в иной геодинамической обстановке.

Срединный хребет в Южной Атлантике по строению существенно отличается. Он протягивается от разлома Романш до тройного сочленения Буве, что составляет ~6000 км. Вплоть до Агульяс-Фолклендской разломной зоны хребет имеет хорошо выраженное меридиональное простирание (рис. 3). Форма хребта очерчивается

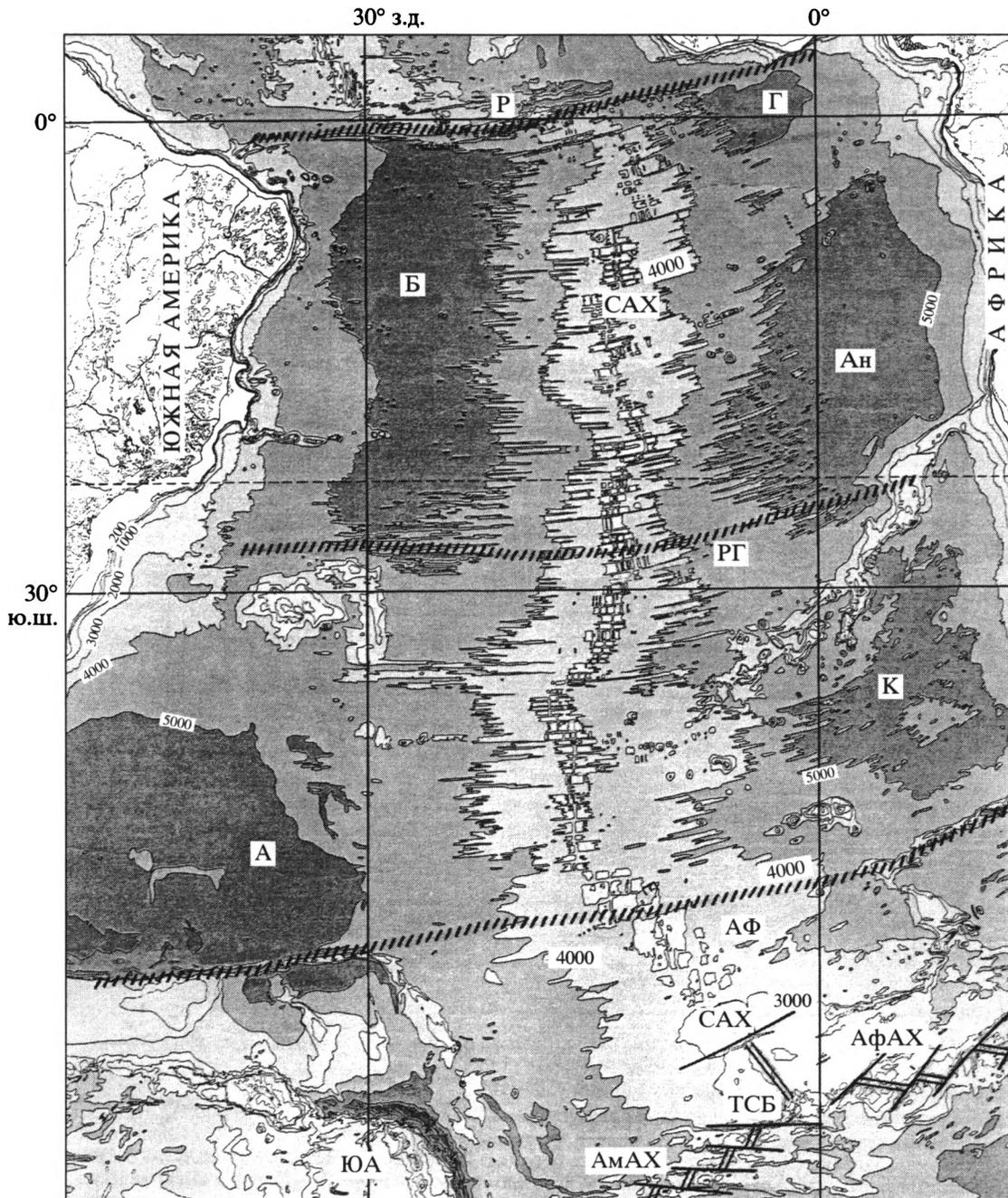


Рис. 3. Батиметрическая карта Южной Атлантики, по [18]

Срединно-Атлантический хребет по изобате 4000 м. Наибольшие глубины (>5000 м) – темно-серое; светло-серое – области в интервале глубин 4000–5000 м. Хребты: САХ – Срединно-Атлантический, АМАХ – Американско-Антарктический, АФАХ – Африканско-Антарктический; демаркационные разломы: Р – Романш, РГ – Риу-Гранди, АФ – Агульяс-Фолклендский; глубоководные впадины: Г – Гвинейская, Б – Бразильская, Ан – Ангольская, А – Аргентинская, К – Капская; ЮА – Южно-Ангийский структурный комплекс; ТСБ – тройное сочленение Буве

изобатой 4000 м. Ширина изменчива, варьирует в пределах ~1100–1400 км на севере, 2000 км в районе разлома Риу-Гранди, а далее на юг еще более. Гребневая зона лежит на глубинах 2500–3000 м. Таким образом, это огромное линейное поднятие, хотя и разбитое разломами, в том числе очень

крупными, но сохраняющее при этом тектоническую целостность [10]. По времени заложения спрединга Южная Атлантика несколько моложе Центральной (поздняя юра и ранний мел). В течение весьма длительного времени (до альба) обе части океана развивались обособленно [6].

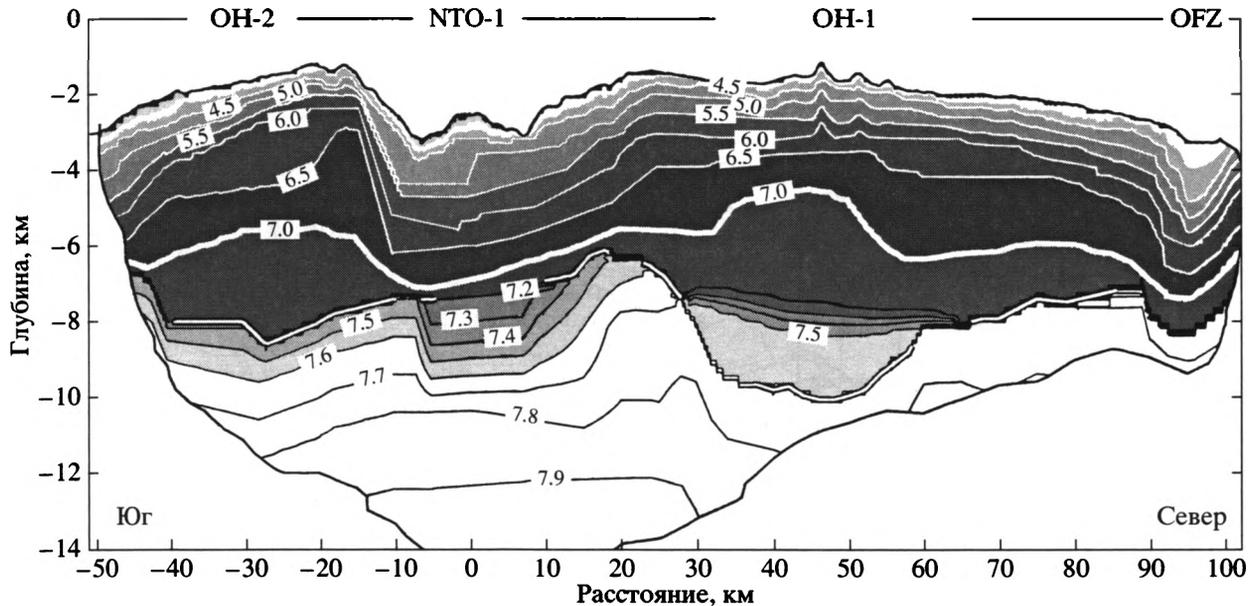


Рис. 4. Скоростная модель (Р-волны) вдоль гребневой зоны Срединно-Атлантического хребта на отрезке между разломом Океанографов и $\sim 34^\circ$ с.ш. [16]. Охватывает северный сегмент и большую часть среднего (см. текст)
Жирная белая линия разграничивает верхнюю и нижнюю кору (скорость 7.0 км/с)
Буквенные обозначения: OFZ – разломная зона Океанографов, OH-1 – северный сегмент, NTO-1 – нетрансформный разлом 1, OH-2 – средний сегмент

В пределах каждой из трех основных частей срединного хребта можно выделять сегменты второго и более высоких порядков, как это выполнено в ряде работ [13, 14 и др.]. Батиметрическая и гравиметрическая карты, а также историко-геологические соображения согласованно позволяют выделить в Срединно-Атлантическом хребте следующие сегменты 2-го порядка. В пределах звена Рейкьянес – северный и южный сегменты, разделенные разломом Байт. В Центральной Атлантике – северный, средний и южный, разделенные разломами Океанографов и Зеленого Мыса. В Южной Атлантике – также три сегмента (северный, средний и южный), разграниченные разломами Риу-Гранди и Агульяс-Фолклендским, отсекающим антарктическую область океана.

Если обратиться к сегментам меньшего порядка, то примером неустойчивости спредингового режима может служить район, ограниченный на севере разломом Океанографов (35° с.ш.), а на юге – 33.5° с.ш. В работе [20] здесь выделено три сегмента. Северный из них простирается на 90 км, средний – на 60 км и южный – на 45 км. Разграничениями между сегментами служат нетрансформные разломы. Сегменты отличаются по морфологии, гравиметрическим характеристикам, а также строением земной коры, установленным сейсмическими исследованиями. В средней части северного сегмента днище рифтовой долины лежит на глубине 2200 м при ширине долины < 4 км и низкой амплитуде рельефа (4000 м). В направ-

лении разлома Океанографов долина углубляется приблизительно на 400 м, а ширина дна становится 40–20 км. На южном окончании сегмента дно лежит на глубинах до 3000 м. В соседнем с юга сегменте глубина дна рифтовой долины увеличивается с севера на юг от 2900 м до 3300 м. В третьем сегменте днище в его средней части находится на глубине 3000 м, а на окончаниях 3600–3900 м. Значительно меняется по простиранию и размах рельефа долин как внутри сегментов, так и между сегментами. Наибольшая “сейсмическая” мощность коры фиксируется в центре сегментов. В северном сегменте она составляет 8.1 км, в среднем – 6.9 км, а в южном – 6.6 ± 0.5 км. На окончаниях сегментов мощность меняется от 2.5 до 5 ± 0.5 км.

Приведенные данные по морфологии и строению коры, а также гравиметрические [17] привели авторов к заключению, что изменчивость всех указанных параметров связана с вариациями в режиме мантийных расплавных потоков. А отсюда следует и неустойчивость спрединга.

Скоростная модель вдоль северного сегмента и отчасти среднего приведена на рис. 4.

В общих чертах сходная структура выявлена и в Южной Атлантике [22 и др.].

Неустойчивость спрединга отражают асинхронность, эпизодичность и различия магнитуд сейсмических явлений.

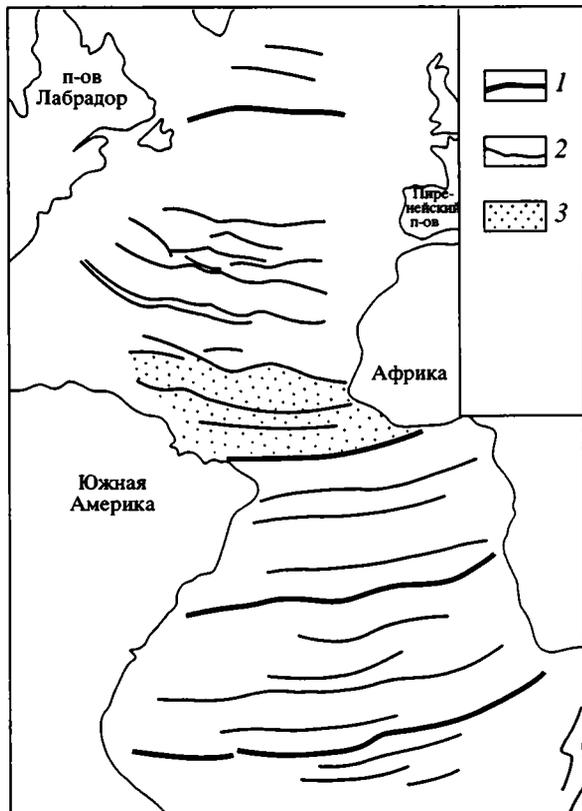


Рис. 5. Системы разломов в Атлантическом океане. Разломные структуры проведены на основе Гравиметрической карты Мирового океана [18]

1 – демаркационные разломы; 2 – разломы менее значительных порядков; 3 – Приэкваториальная область, где происходит разворот простираций между южной и северной системами

Даже из приведенных очень кратких морфоструктурных и геофизических характеристик можно видеть вариации в строении срединного хребта, связь которых со спредингом очевидна. (Имеются в виду, в первую очередь, форма, размеры, глубины залегания от поверхности океана как главных звеньев хребта, так и их дробных сегментов.) Соответственно спрединговый процесс по интенсивности проявления, геодинамическому режиму значительно изменчив. Иными словами, процесс этот, длительно протекающий, в то же время геодинамически нестабилен. Устойчиво лишь само его существование.

Если рассматривать океанское дно в поперечном сечении, то, по существу, все имеющиеся в литературе профили свидетельствуют о его тектонической асимметрии. Это относится к Срединно-Атлантическому хребту, глубоководным впадинам, поднятиям океанского дна. На эту тему автор писал, что распространенное представление о симметрии в тектоническом строении Атлантического океана – кажущееся и что

как впадины, так и поднятия на океанском дне не являются дополнительными к лежащим по другую сторону спрединговой оси. “Унификация в этом отношении является следствием чрезмерной приверженности к схематизму в геодинамических построениях” [9, с. 65]. Но асимметрия в движущейся системе с градиентами скоростей свидетельствует о сложном, в смысле неустойчивом режиме этой системы, т.е. океанского спрединга, о котором и идет у нас речь. Но здесь возникает трудный вопрос: на все ли пространство океана распространяется спрединг, если его понимать именно как sea floor spreading?

В настоящее время априори считается, что спрединг охватывает всю площадь Атлантического океана, при этом распространяясь под сопредельные континенты. Однако эмпирических данных для столь широких построений не существует. Более того, геологические соотношения показывают, что спрединг от осевой зоны срединного хребта распространяется в океане на разное расстояние. И здесь необходимо обратиться к субширотным океанским разломам, генетически связанным с процессом спрединга и отражающим его режим.

Такие разломы группируются в три крупных системы: центральноатлантическую, где разломы простираются в направлении ЗСЗ; южную, охватывающую большую часть Южной Атлантики, характеризующуюся ЗЮЗ простирациями, и прилегающую к экватору систему, где происходит разворот простираций между южноатлантической и центральноатлантической группами (рис. 5). Названные системы достаточно строги и в целом отражают устойчивость геодинамических условий, их порождающих. На их общую субширотную ориентировку влияет такой постоянный фактор, как вращение Земли. Что же касается отклонений на ЗСЗ и ЗЮЗ, то для объяснения этого явления можно привлечь дифференцированную скорость движения в меридиональном направлении противоположащих материков: Южной Америки и Африки, с одной стороны, и Северной Америки и Евразии, с другой [10]. Однако в пределах каждой из систем структурные взаимоотношения между составляющими элементами, как правило, неупорядоченные. В любом сегменте срединного хребта разломы отстоят один от другого на самые разные расстояния. Иногда они тесно сближены, в других случаях разделены сотнями километров. Также варьирует и протяженность разломов, меняясь от десятков километров до 4000 км и более (рис. 6). Некоторые разломные зоны пересекают или почти пересекают океан целиком, другие пересекают лишь срединный хребет и угасают в сопредельных глубоководных впадинах, третьи не выходят за пределы сводовой части хребта, четвертые развиты лишь по одну сторону хребта. Длина разломных структур по

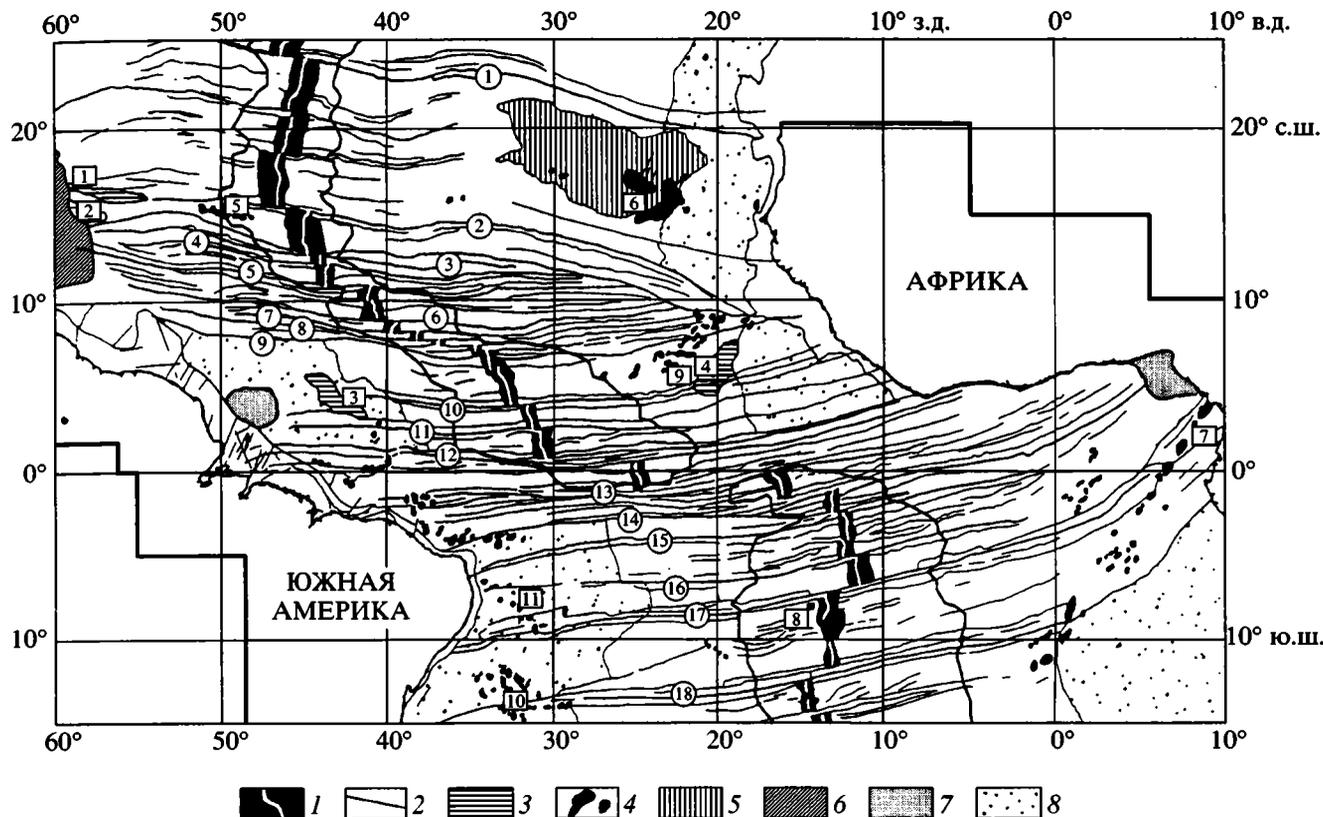


Рис. 6. Карта разломных структур тропической области Атлантического океана, по [3]

Жирной линией в средней части океана оконтурен Срединно-Атлантический хребет.

1 – рифтовая зона; 2 – разломы; 3 – асейсмичные поднятия; 4 – вулканические острова и подводные горы; 5 – область интенсивных гравитационных аномалий (миоценового вулканизма ?); 6 – Барбадосская аккреционная призма; 7 – дельты; 8 – области ровного акустического фундамента.

Цифры в кругах – разломы: 1 – Кейн, 2 – Зеленого Мыса, 3 – Марафон, 4 – Меркурий, 5 – Вима, 6 – Архангельского, 7 – Долдрамс, 8 – Вернадского, 9 – Богданова, 10 – Страхова, 11 – Св. Петра, 12 – Сан-Паулу, 13 – Романш, 14 – Чейн, 15 – Шарко, 16 – Тетяева, 17 – Вознесения, 18 – Боде Верде.

Цифры в квадратах: 1–5 – хребты и поднятия: 1 – Барракуда, 2 – Тибурон, 3 – Сеара, 4 – Сьерра-Леоне, 5 – Ресерчер; 6 – острова Зеленого Мыса; 7 – Камерунская линия; 8 – о-в. Вознесения; 9–11 – группы подводных гор: 9 – Батиметристов, 10 – Байя, 11 – Пернамбуку

разные стороны от оси хребта только изредка бывает более или менее близкой, обычно же она существенно разная. Смещение осевой рифтовой системы по трансформным разломам меняется от нескольких до почти тысячи километров. Внутреннее строение разломных структур может быть как простым, так и сложным. В последнем случае наблюдается кулисное расположение их отрезков, ветвистость их основного ствола, срезание новообразованными элементами более древних.

Глубинность разломов весьма разная. По этому параметру выделяются четыре группы структур: малоглубинные (десятки и сотни метров), более глубинные (несколько километров), большой глубины (десятки километров), очень глубокие (100–200 км).¹

¹ Данной теме посвящена специальная работа автора [7].

Главное, что необходимо подчеркнуть в отношении всех упомянутых параметров, это то, что изменения последних происходят неупорядоченно. Отсюда следует, что спрединговый процесс протекает сложно, переменчиво в смысле интенсивности проявления как во времени, так и в пространстве, что и свойственно неустойчивым системам. Различия в удаленности поперечных разломных структур от спрединговой оси послужило автору основой формулирования принципа релаксации спрединга.

Анализируя разломную тектонику Центральной Атлантики, А.О. Мазарович, заключая, пишет: “Пассивные части трансформных разломов в пределах Атлантического океана образуют геодинамические системы различной сложности, которые отражают гетерогенность литосферы и, в

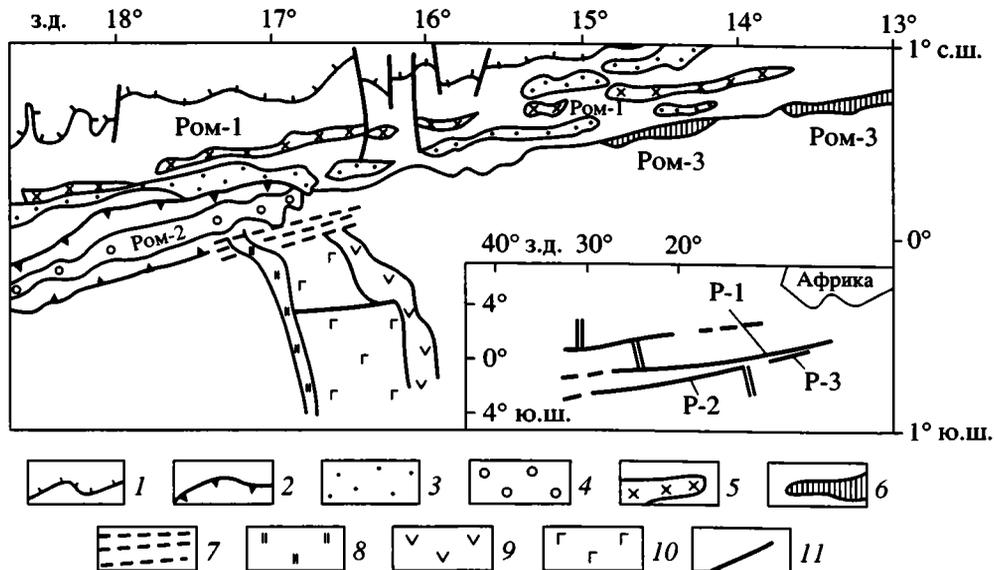


Рис. 7. Разломная зона Романш, по [5]

1 – граница северного склона Романш-1; 2 – контур новообразованной структуры Романш-2; 3 – трюги Ром-1, частично заполненные осадками; 4 – то же Ром-2; 5 – внутренние поднятия; 6 – разлом Романш-3; 7 – формирующаяся трансформна; 8 – древний рифт; 9 – современный осевой рифт срединного хребта; 10 – ультрабазиты и базиты; 11 – разломы

свою очередь, верхней мантии. Развитие систем связано с различным температурным режимом подлитосферных горизонтов (Бонатти, 1996), который обуславливает пластичность или хрупкость литосферы, соответствующим образом реагирующей на спрединговые процессы” [3, с. 100]. Данное объяснение уводит нас в область геодинамики глубинных мантийных геосфер (энергетические неоднородности и нерегулярности в них), что полностью соответствует геодинамической концепции, развиваемой автором [8]. Однако в качестве дополнения следует отметить, что различная сложность геодинамических систем, отраженная в тектонических деформациях, вызывает также региональной и локальной изменчивостью интенсивности, скорости и вектора действия самого спрединга, его неустойчивой геодинамикой.

Неустойчивость спредингового режима во времени видна не только на примере Срединно-Атлантического хребта, но и истории развития океанских глубоководных впадин, хотя необходимо оговориться, что, как показало выполненное исследование [9], в формировании впадин участвует не только механизм погружения литосферы в стороны от свода срединного хребта, а и локальное тектоническое оседание земной коры. В Южной Атлантике наиболее древней является Аргентинская впадина, начало развития которой относится к позднеюрскому времени. Противоположная Капская впадина образовалась позднее, в конце раннего – начале среднего мела. До этого времени спрединговый процесс здесь был в значительной степени

редуцирован. Также разновременны по образованию Ангольская и противоположная ей Бразильская впадины. Ранний этап развития первой из них приходится на аптское время, а второй – на конец среднего мела. Равным образом неодновременны Нью-Фаундлендская и Западно-Европейская впадины, которые часто стремятся синхронизировать. Несколько более древней является Западно-Европейская впадина. Ее юго-восточная часть, соответствующая Бискайскому заливу, где спрединговый центр имеет широтное простираение, представляет пример бокового ответвления спрединга от его главного ствола.

Всем сказанным обосновывается изменение во времени интенсивности и амплитуды спредингового процесса. Различия в амплитуде могут достигать величин порядка тысячи километров. Они и позволяют сделать заключение о значительной неустойчивости спредингового процесса в историческом аспекте.

Неустойчивость спредингового процесса ярко проявляется в смещении спрединговых центров на малые расстояния (километры–десятки километров).

Картирование интерсекта разломной зоны Романш выявило на 17° з.д. “брошенный” рифт, находящийся в 70 км западнее современного осевого рифта (рис. 7). Его описание дано в работе [5], где допускается существование структуры такого рода еще западнее, на 19°30' з.д. Авторы фиксируют, что данное явление есть результат неустойчивости геодинамической системы во времени и в пространстве. В работе показано, что в данном

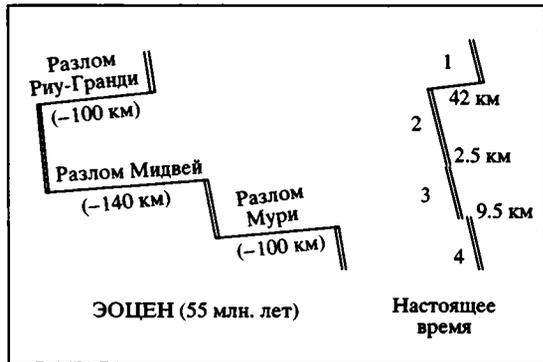


Рис. 8. Изменение амплитуды смещения осевого рифта САРХ с эоцена (55 млн. лет) по настоящее время [19]. Цифрами обозначены сегменты. Различие в размерах смещения связывается с асимметрией спрединга между сегментами

осевой зоне Срединно-Атлантического хребта в районе его пересечения разломом Сьерра-Леоне (6° ю.ш.) [11].

Импульсный характер океанского спрединга отмечен в цитированном выше труде [2]. Импульсы, вызванные избыточным давлением, инициируют поступление магмы вверх, что меняет геодинамическую ситуацию, создавая условия для образования вторичных магматических камер, становящихся вязкой основой для перемещения “блоков отвердевшей верхней части океанической коры” [2, с. 236]. Самоочевидно, что в мантии и коре, представляющих сложные открытые структуры, импульсивные процессы имеют неустойчивый характер. Исследовав большое число палеоспрединговых рифтовых структур, авторы отмечают, что “одновременно с затуханием одного палеорифта возникают новые – происходит перескок оси спрединга” и “иногда джампинг может наступить позднее затухания” (там же).

случае смена геодинамических обстановок происходит в течение короткого промежутка времени.

Такое явление обычно описывается как джампинг. Оно зафиксировано в Исландии и ряде других мест. По новейшим данным, полученным экспедицией на НИС “Академик Иоффе” в 2002 г., смещение рифта определено прогнозируется в

Данная сторона проблемы разносторонне и основательно рассмотрена в книге [1]. Авторами выделяются три типа джампинга: крупноамплитудный, среднеамплитудный и малоамплитудный. Анализ выполнен с привлечением значительного числа показательных примеров.

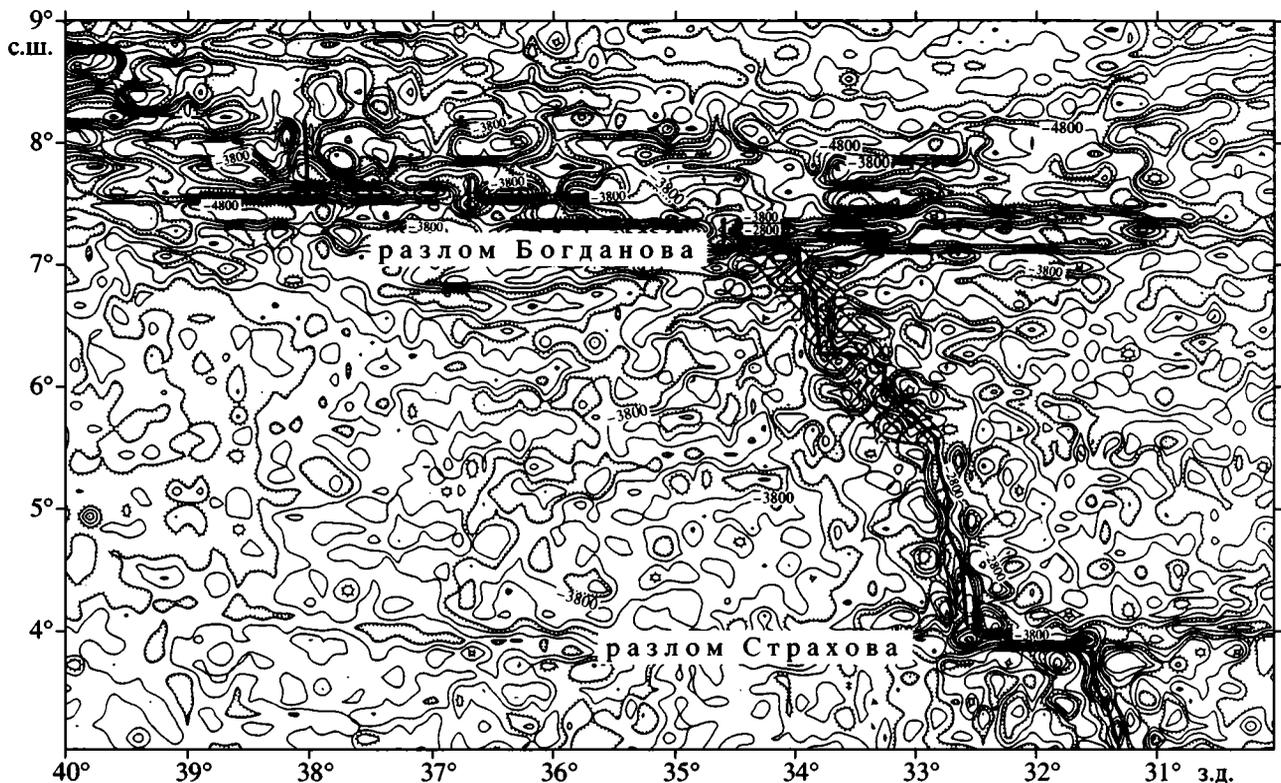


Рис. 9. Один из отрезков рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта, характеризующийся сухим спредингом (косая штриховка). Данные экспедиции Геологического института РАН (2001–2002 гг.)
Изолинии проведены через 200 м

Для района сводовой части Срединно-Атлантического хребта в Южной Атлантике, находящегося между $25^{\circ}40'$ и $26^{\circ}30'$ ю.ш., имеется подсчет размеров смещения осевого рифта хребта за время 55 млн. лет (с раннего эоцена) [15, 19 и др.]. Детальным картированием здесь выявлено три пересекающихся хребта субпараллельных разлома: северный, Риу-Гранди – один из крупнейших в Южной Атлантике; расположенный южнее менее значительный Мидвей и южный, Мури, того же порядка (рис. 8). В настоящее время амплитуда смещения по разлому Риу-Гранди составляет 42 км; в раннем эоцене она измерялась ~ 100 км. По разлому Мидвей сейчас амплитуда равна 2.5 км; в раннем эоцене она была ~ 140 км. По разлому Мури смещение имеет амплитуду 9.5 км и является правосторонним, а в раннем эоцене оно происходило в противоположном направлении и амплитуда его составляла ~ 100 км (см. рис. 8). Размеры смещений определяются скоростью спрединга, величина которой в настоящее время варьирует в пределах 16.4–19.3 мм/год [15].

В ряду явных признаков геодинамической неустойчивости процесса спрединга существенное место занимает явление так называемого сухого спрединга. Геомеханические усилия, ответственные за спрединг коровых и более глубоких масс, создают условия для подъема и излияния магматических расплавов, что и происходит в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов. Однако в Срединно-Атлантическом хребте имеются сегменты, где спрединг не сопровождается или почти не сопровождается магматизмом. Такое явление и описывается понятием “сухой спрединг”. В качестве примера приведем сегмент хребта, простирающийся к югу от разлома Богданова ($7^{\circ}10'$ с.ш.) [4] до района 5° с.ш. (рис. 9). Борты рифтовой долины сложены здесь ультрабазиитами и габброидами [11]. Лишь в отдельных местах на днище впадин и депрессий рифтовой зоны обнаружены свежие базальты, обычно дно покрыто осадками. В то же время растяжение структуры здесь существует. Освобождающееся при этом пространство заполняется тектонически выводимыми к поверхности дна ультрабазиитами и габброидами.

Предыдущими исследованиями сегменты сухого спрединга были выявлены в пределах осевой зоны хребта в районах разломов Романш и Зеленого Мыса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные фактические данные с полной определенностью обосновывают вывод о неустойчивости режима спрединга в Срединно-Атлантическом хребте. Масштабы этого явления разные. Нестационарность крупного порядка отражена в сложном структурном плане ортого-

нальных направлению хребта разломных структур, в дисгармонии макротектонических черт обширных пространств срединного хребта, в его общем морфоструктурном облике. Менее значительный порядок неустойчивости проявлен в смене местоположения центра спрединга в сводовой полосе хребта. Изменение режима спрединга во времени отражает приостановка или прекращение в рифтовой зоне магматизма.

Изменчивость кинематики спрединга означает неустойчивость глубинной геодинамики, порождающей спрединг, т.е. конвективного процесса. Тем самым дополнительно и существенно подкрепляется представление о большой сложности в распределении энергетических потоков и движении материала как в близповерхностных, так и в глубоких геосферах. Модель автора на этот счет, как уже указывалось в начале статьи, опубликована в ряде работ. Главное звено в ней – многоярусная латеральная энергетическая неоднородность мантийных геосфер, связанная с конвекцией, зарождающейся как в области раздела ядро–мантия, так и внутри геосфер, с пронизыванием самых различных объемов мантии. Наиболее развернуто данная концепция изложена в работе [8].

Нестационарность явлений глубинной конвекции, вызывающей, в частности, неустойчивость режима спрединга, вызвана вторжением в ход поступательного геодинамического развития глубинных геосфер Земли нелинейных энергетических факторов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 03-05-64159, 02-05-64283) и Минпромнауки (Подпрограмма “Исследования природы Мирового океана”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бяков Ю.А., Глумов И.Ф., Коган Л.И. и др. Широкоугольное глубинное сейсмическое профилирование дна акваторий. Ч. II. М.: Наука, 2001. 293 с.
2. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
3. Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. М.: Научный мир, 2000. 176 с.
4. Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н. и др. Разлом Богданова в Центральной Атлантике – первое описание (рельеф и осадки) // Геотектоника. 2001. № 6. С. 75–83.
5. Перфильев А.С., Пейве А.А., Пушаровский Ю.М. и др. Разломная зона Романш: строение, особенности развития, геодинамика // Геотектоника. 1994. № 4. С. 3–14.
6. Пушаровский Ю.М. Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. 85 с.

7. Пуцаровский Ю.М. Глубинность океанских поперечных разломов // Докл. АН. 1995. Т. 342. № 4. С. 512–516.
8. Пуцаровский Ю.М. Тектоника и геодинамика мантии Земли // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 10–33.
9. Пуцаровский Ю.М. О структурном развитии Южной Атлантики // Геотектоника. 2002. № 5. С. 45–58.
10. Пуцаровский Ю.М. О тектоническом строении Срединно-Атлантического хребта в Южной Атлантике // Докл. АН. 2002. Т. 386. № 4. С. 519–520.
11. Пуцаровский Ю.М., Бортников Н.С., Сколотнев С.Г. и др. Массивная и прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация в Срединно-Атлантическом хребте в районе разлома Сьерра-Леоне в связи с особенностями геологического строения // Докл. АН. 2002. Т. 384. № 1. С. 83–88.
12. Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю. Геосферы мантии Земли // Геотектоника. 1999. № 1. С. 3–14.
13. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 240 с.
14. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 605 с.
15. Blackman D.K., Forsyth D.W. Isostatic compensation of tectonic features of the Mid-Atlantic Ridge: 25–27°30' S // Journ. of Geophys. Res. 1991. Vol. 96. N B7. P. 11741–11758.
16. Canales J.P., Detrick R.S., Lin J., Collins J.A. Crustal and upper mantle seismic structure beneath the rift mountains and across a nontransform offset at the Mid-Atlantic Ridge (35°N) // Journ. of Geophys. Res. 2000. Vol. 105. N B2. P. 2699–2719.
17. Detrick R.S., Needham H.D., Renard V. Gravity anomalies and crustal thickness variations along the Mid-Atlantic Ridge between 30°N and 40°N // Journ. of Geophys. Res. 1995. Vol. 100. N B3. P. 3767–3787.
18. General bathymetric chart of the oceans. Map. 5-th edition. Ottawa, 1984.
19. Grindlay N.R., Fox P.J. Morphology and tectonics of the Mid-Atlantic Ridge (25–27°30' S) from sea beam and magnetic data // Journ. of Geophys. Res. 1992. Vol. 97. N B3. P. 6983–7010.
20. Hoott E.E., Detrick R.S., Toomey D.R. et al. Crustal thickness and structure along three contrasting spreading segments of the Mid-Atlantic Ridge, 33.5°–35°N // Journ. of Geophys. Res. 2000. Vol. 105. N B4. P. 8205–8226.
21. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Marine gravity anomaly from satellite altimetry. Map. La Jolla, 1997.
22. Weiland C.N., Macdonald K.C. Ridge sedimentation and the magnetic structure of the Southern Mid-Atlantic Ridge 26°S and 31–35°S: Implications for magmatic processes at slow spreading centers // Journ. of Geophys. Res. 1996. Vol. 101. N B4. P. 8055–8073.

Рецензенты: С.В. Руженцев, А.Л. Книппер

Geodynamic Variations in Ocean-Floor Spreading with Reference to the Atlantic Ocean

Yu. M. Pushcharovsky

Geological Institute (GIN) Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

Abstract—Geological investigations of the Atlantic Ocean floor continue to provide new data indicating that its tectonics and geodynamics are significantly more complex compared to the conventional models offered in the literature. One of the major factors of oceanic structure formation, namely, ocean-floor spreading, is a highly unstable geodynamic process. This is proved by significant variations in the structure of the Mid-Atlantic Ridge segments of all orders, changes in the structure of the ridge and ocean floor in time, changes in the positions of spreading centers in space, changes in the morphostructure and geodynamics of rift zones, the discrete character of spreading-related magmatic processes, and variations in the extents and internal structures of fracture zones and other transverse faults. The geometry of the faults suggests the relaxation of spreading activity at different distances from the axis of the Mid-Atlantic Ridge. The geodynamic instability of the ocean floor spreading can be treated as a significant factor in terms of the complex geodynamic processes operating in the Earth's crust and mantle.

УДК 551.242(574.3)

ПОЛОЖЕНИЕ АКТАУ-ДЖУНГАРСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА В СТРУКТУРЕ ПАЛЕОЗОИД ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

© 2003 г. К. Е. Дегтярев

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 20.05.2002 г.

В статье рассмотрено строение комплексов рифейского фундамента и раннепалеозойского чехла Актау-Джунгарского массива, а также обрамляющих массив ордовикско-силурийских островодужных, флишевых и аккреционных комплексов запада Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Сделан вывод об их формировании в пределах западной (современные координаты) активной окраины крупного долгоживущего Джунгаро-Балхашского палеоокеанического бассейна. Сходство разрезов чехла Актау-Джунгарского массива с одновозрастными образованиями тыловых зон окраины, а также присутствие позднеордовикских гранитоидов, распространенных в этих зонах, но не встреченных в преддуговых структурах, позволяет считать, что массив до конца ордовика располагался в тыловой части активной окраины палеоокеана. В начале силура окраина была нарушена серией косых сдвигов, по которым Актау-Джунгарский массив из тыловых зон был выведен во фронтальные. В дальнейшем произошло смещение на восток фронта силурийского вулканизма, флишевых прогибов и аккреционной призмы, а массив стал составной частью фундамента островодужных и флишевых комплексов.

Для структуры Центрально-Азиатского пояса так же, как и других складчатых поясов, характерно сочетание докембрийских сиалических массивов с палеозойскими островодужными вулканическими сериями, флишевыми толщами и сложно построенными аккреционными комплексами, содержащими фрагменты различных частей океанической коры. В западной части пояса докембрийские массивы сосредоточены на западе Центрального Казахстана и Северном Тянь-Шане. В массивах выделяются фундамент, сложенный докембрийскими комплексами, и чехол, в строении которого участвуют нижнепалеозойские терригенно-кремнисто-карбонатные толщи. Изучение комплексов фундамента позволило установить, что в разных массивах они обладают сходным строением, составом и возрастом. Почти на всех массивах распространены средне-верхнерифейские сланцевые и кварцитовые толщи (кокчетавская серия и ее аналоги), а также верхнерифейские риолитовые и базальт-риолитовые серии (кокшуйская серия, кайнарская свита, алтынсыганская серия, свита Большого Нарына, копинская и орумбайская свиты). Основываясь на сходстве комплексов фундамента различных массивов, многие исследователи считают их частями единого крупного континентального блока [1, 18, 21, 30, 49]. Предполагается, что этот континент в венде-начале палеозоя был расчленен на несколько микроконтинентов, которые были вновь объединены только в конце палеозоя.

В последние годы были предложены две модели, предполагающие разные механизмы как расчленения, так и последующего соиздания единого континентального массива. На одних реконструкциях главная роль отводится вендскому рифтогенезу, расчленившему крупный континент на несколько более мелких сиалических массивов, которые впоследствии развивались отдельно один от другого и были разделены бассейнами с корой океанического типа и островными дугами. В течение палеозоя происходило закрытие одних и раскрытие других бассейнов, приращение микроконтинентов и островных дуг к Сибирскому и Восточно-Европейскому кратонам, сопровождавшееся неоднократными коллизионными деформациями. В этих реконструкциях мозаичность структуры Казахстана и современное взаимное расположение докембрийских массивов признаются первичными, а все известные в Казахстане офиолиты считаются фрагментами нескольких короткоживущих бассейнов с океанической корой [30, 49].

Согласно другой модели, в результате венд-кембрийского рифтогенеза от Восточно-Европейско-Сибирского суперконтинента была отчленена узкая полоса континентальной коры – Кипчакская дуга, в состав которой входили все докембрийские массивы Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Предполагается, что развитие этой энсиалической дуги продолжалось на протяжении всего палеозоя. В течение этого времени происходило формирование острово-

дужных и окраинно-континентальных вулканических серий, а также причленение к дуге аккреционных комплексов, включавших фрагменты разновозрастных офиолитовых разрезов. Одновременно дуга подвергалась крупномасштабным сдвиговым деформациям и ороклинальным изгибам, расчленившим ее на ряд фрагментов. Результатом этих процессов стало формирование мозаичной структуры [51, 52].

В известных моделях тектонической эволюции Центрально-Азиатского пояса при рассмотрении структурного положения докембрийских сиалических массивов основное внимание чаще всего уделяется сравнению комплексов фундамента и чехла этих массивов. В то же время закономерности строения обрамляющих ниже-среднепалеозойских островодужных, флишевых и аккреционных комплексов, как правило, учитываются не достаточно. Однако анализ их строения дает возможность устанавливать направления миграции вулканических фронтов и преддуговых флишевых прогибов, а также выявлять закономерности изменения возраста аккреционных комплексов. Эти данные в совокупности с изучением комплексов чехла массивов могут дать ответ на вопрос о времени появления массива среди палеозойских комплексов и помогают реконструировать механизм формирования структуры палеозойских комплексов.

Одним из наиболее изученных в Центральном Казахстане является Актау-Джунгарский сиалический массив, для которого в последние годы получены новые данные по строению, составу и возрасту как комплексов чехла и фундамента, так и обрамляющих аккреционных и островодужных образований [8–10, 19, 22, 33, 34, 38, 41, 45]. Используя эти материалы, можно определить время и реконструировать механизм появления этого массива среди ниже-среднепалеозойских комплексов Центрального Казахстана.

ПОЗИЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ СИАЛИЧЕСКИХ МАССИВОВ СРЕДИ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАЗАХСТАНА И ТЯНЬ-ШАНЯ

Докембрийские массивы в палеозойских Центральном Казахстана, Северного и Среднего Тянь-Шаня приурочены к нескольким зонам, в пределах которых имеют различные взаимоотношения с палеозойскими образованиями (рис. 1).

Ишим-Нарынская зона располагается в самой западной части Центрального Казахстана и охватывает Средний Тянь-Шань. Эта крупная структура протягивается почти на 2000 км и характеризуется постоянством состава верхнедокембрийских и нижнепалеозойских комплексов.

Отличительной чертой докембрийских образований этой зоны является присутствие континентальных риолитовых или базальт-риолитовых толщ верхнего рифея и сопровождающих ее гранитоидов. Рифей с несогласием перекрывается непрерывным венд-ордовикским разрезом. Венд представлен грубообломочными (тиллитоподобными) породами с потоками щелочных базальтов, для кембрия наиболее характерным элементом разреза являются черные сланцы, которые в верхах содержат горизонты и линзы известняков. Нижний-средний ордовик образован маломощными кремнисто-терригенными толщами, а в верхах ордовикского разреза преобладают мощные флишевые серии.

Малокаратау-Таласская зона расположена северо-восточнее и занимает относительно небольшую площадь. Здесь докембрийские комплексы представлены верхнерифейскими терригенно-карбонатными толщами (большекарройская свита), которые перекрыты карбонатным венд-среднеордовикским разрезом [15].

Кокчетавский массив располагается севернее Ишим-Нарынской зоны. Здесь среди рифейских образований наиболее широко распространены толщи кварцито-песчаников и сланцев (кокчетавская серия), раннепалеозойский чехол развит локально и представлен терригенно-карбонатными и кремнисто-терригенными толщами [16].

В Степняк-Северотяньшаньской и Селеты-Джалаирнайманской зонах докембрийские комплексы слагают более или менее крупные массивы с локально развитым венд-кембрийским терригенно-карбонатным чехлом. Массивы обрамляются кембрийско-нижнеордовикскими дифференцированными вулканическими толщами, офиолитами и олистостромами, с которыми имеют тектонические взаимоотношения. Досреднеордовикские комплексы этих зон перекрываются средне-верхнеордовикскими вулканогенными и флишевыми образованиями.

В расположенной восточнее Еремантау-Бурунтауской зоне докембрийские метаморфиты присутствуют на небольших участках в северной части зоны, где наряду с верхнекембрийско-среднеордовикскими кремнями и базальтами слагают пластины в средне-верхнеордовикских терригенных толщах.

Актау-Джунгарский докембрийский массив расположен к востоку от Еремантау-Бурунтауской зоны. Строение его фундамента, сложенного в основном рифейскими метаморфическими комплексами, и перекрывающего венд-ордовикского терригенно-карбонатного чехла подробно будет рассмотрено ниже.

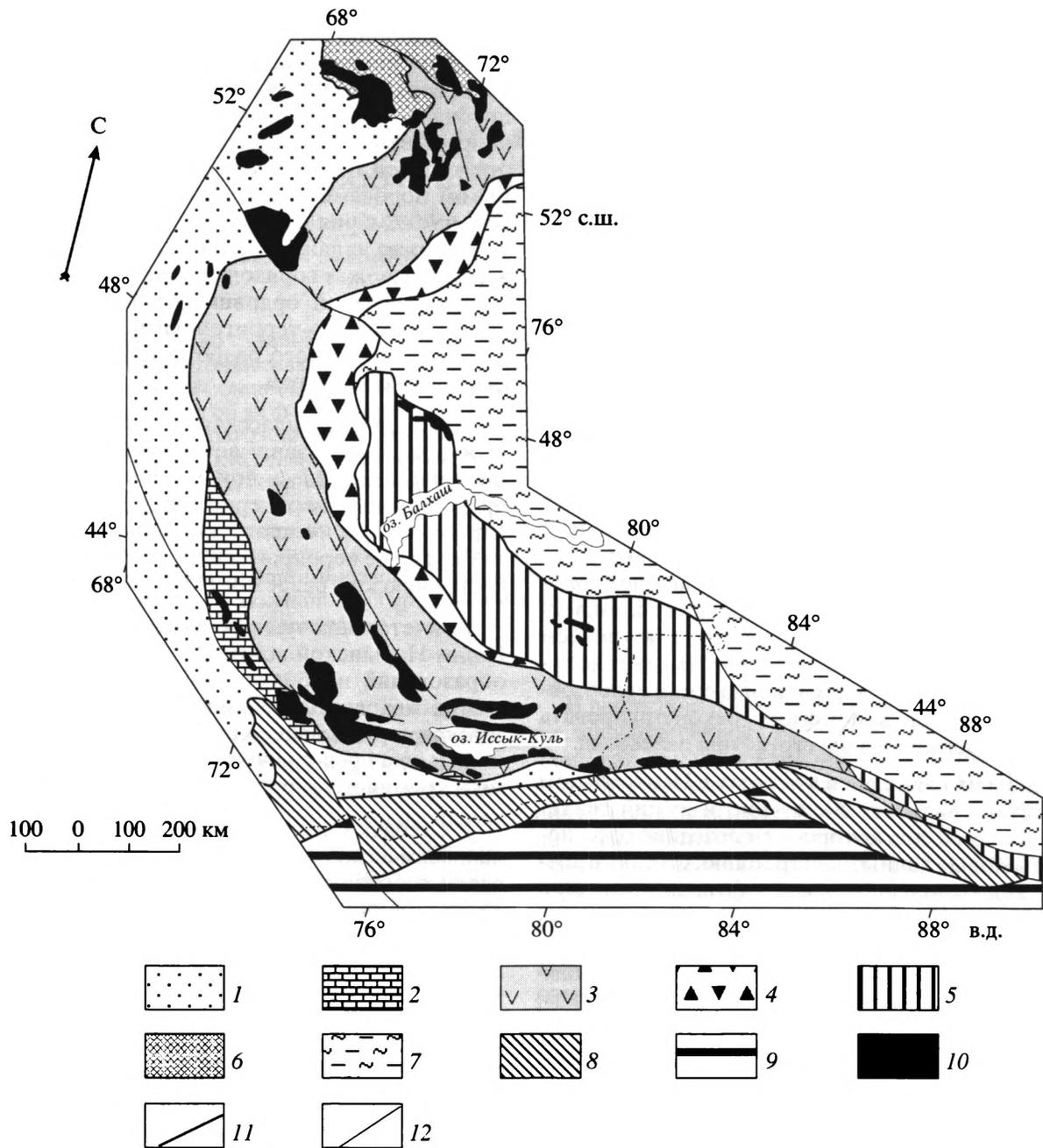


Рис. 1. Районирование нижнепалеозойских комплексов Казахстана и Тянь-Шаня по соотношению с докембрийскими образованиями (составлена с использованием [6, 42, 43])

1–4 – зоны распространения докембрийских и различных типов нижнепалеозойских комплексов: 1 – Ишим-Нарынская, 2 – Малокаратау-Таласская, 3 – Степняк-Северотяньшаньская и Селеты-Джалаирнайманская, 4 – Ерементау-Бурунтауская; 5 – Актау-Джунгарский и 6 – Кокчетавский массивы; 7 – область палеозонид Восточного Казахстана, лишенная докембрийских комплексов; 8 – варисциды Южного Тянь-Шаня; 9 – Таримский кратон; 10 – позднеордовикские гранитоиды; 11 – границы зон; 12 – наиболее крупные средне-позднепалеозойские сдвиги

Для оценки времени и реконструкции механизма появления Актау-Джунгарского массива среди обрамляющих ордовикско-силурийских комплексов остановимся подробнее на положении Актау-

Джунгарского массива в ряду структурно-формационных зон ордовика и силура Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня, а также детально рассмотрим строение обрамляющих его зон.

ПОЛОЖЕНИЕ АКТАУ-ДЖУНГАРСКОГО СИАЛИЧЕСКОГО МАССИВА В РЯДУ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОН ОРДОВИКА И СИЛУРА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Средне-верхнеордовикские комплексы и структуры

Средне-верхнеордовикские стратифицированные и плутонические образования на западе Центрального Казахстана и в Северном Тянь-Шане приурочены к трем субмеридиональным зонам (с запада на восток): Степняк-Северотяньшаньской, Селеты-Джалаирнайманской и Еремантау-Бурунтауской (рис. 2). Более молодые образования разделяют эти зоны на несколько сегментов, в которых средне-верхнеордовикские комплексы различаются некоторыми особенностями состава и строения.

В строении *Степняк-Северотяньшаньской зоны*, состоящей из Степнякского, Бекпақдалинского, Кендыктасского и Северотяньшаньского сегментов, участвуют вулканогенные и терригенно-карбонатные толщи лландейло-ашгиллского возраста.

Низы разреза (лландейло-средний карадок) этой зоны образованы двумя вулканогенными толщами, разделенные накоплением флиша (рис. 3). Вулканогенные толщи сложены базальтами, плагиобазальтами, андезибазальтами, андезитами и дацитами, пирокластическими и вулканогенно-осадочными породами такого же состава, содержащими линзы органогенных известняков. Мощность каждой вулканогенной толщи достигает 1500–3000 м, а разделяющего их флиша – 500–1500 м. Вулканогенно-осадочные комплексы вверх по разрезу (верхний карадок-ашгилл) сменяются грубообломочными терригенными толщами или рифогенными известняками (Степнякский сегмент) [18, 29, 32].

Среднеордовикские эффузивы Степняк-Северотяньшаньской зоны представлены порфиоровыми вулканитами от базальтов до дацитов со всеми промежуточными разностями, формирование которых было связано с деятельностью вулканов центрального типа. Вулканогенные породы относятся к дифференцированной известково-щелочной серии и имеют повышенную глиноземистость [36]. Для эффузивов Степнякского сегмента установлена поперечная петрохимическая зональность, выраженная в увеличении их калийности с востока на запад [44].

Восточнее, в *Селеты-Джалаирнайманской зоне*, состоящей из Селетинского и Джалаирнайманского сегментов, распространены флишевые и грубообломочные терригенные толщи (см. рис. 3). Нижние части разрезов (лландейло-нижний ка-

радок) этой зоны сложены мощными (до 2000 м) флишевыми и туфо-терригенными толщами. В более молодых образованиях (верхний карадок-ашгилл) возрастает количество грубообломочных пород, появляются линзы и прослои органогенных известняков. В Селетинском сегменте в самых верхах ордовикского разреза отмечаются мощные олистостромовые горизонты с глыбами кембрийских вулканогенных и карбонатных пород [16]. Общая мощность флишевых и грубообломочных толщ Селеты-Джалаирнайманской зоны достигает 4500–5000 м (см. рис. 3).

Ордовикские комплексы Степняк-Северотяньшаньской и Селеты-Джалаирнайманской зон залегают на гетерогенном фундаменте, в состав которого входят докембрийские метаморфиты и различные кембрийско-раннеордовикские образования [20].

В Степняк-Северотяньшаньской, а также более западных зонах широко распространены позднеордовикские гранодиориты и граниты крыкудукского комплекса и его аналогов (см. рис. 2) [3, 27, 28, 50]. Гранитоиды прорывают как ордовикские, так и более древние образования. На севере Селеты-Джалаирнайманской зоны отдельные небольшие массивы интродуцируют также флишевые толщи.

Наиболее восточная, *Еремантау-Бурунтауская зона*, в которой выделяются Еремантауский, Атасуйский и Бурунтауский сегменты, является сложной покровно-складчатой структурой (см. рис. 2). В ее строении основную роль играют кремнистые породы позднекембрийско-лландейлского возраста, которые слагают крупные пластины, отторженцы и глыбы в средне-верхнеордовикских олистостромовых толщах. Реже присутствуют пластины, состоящие из фрагментов офиолитов и кремнисто-базальтовых разрезов, а также докембрийских метаморфических комплексов (Еремантауский сегмент). Детальное изучение строения олистостромовых толщ позволило установить, что возраст кремнистых пластин и терригенного матрикса закономерно омолаживается с запада на восток. Особенности строения северной части Бурунтауского сегмента подробнее будут рассмотрены при описании комплексов, обрамляющих Актау-Джунгарский массив.

Равнепалеозойские структуры и комплексы Актау-Джунгарского сиалического массива

Актау-Джунгарский сиалический массив расположен восточнее Еремантау-Бурунтауской зоны. Он вытянут в северо-западном направлении почти на 800 км при ширине 150–200 км (см. рис. 1, 2). От обрамляющих зон Актау-Джунгарский массив отличается присутствием докембрий-

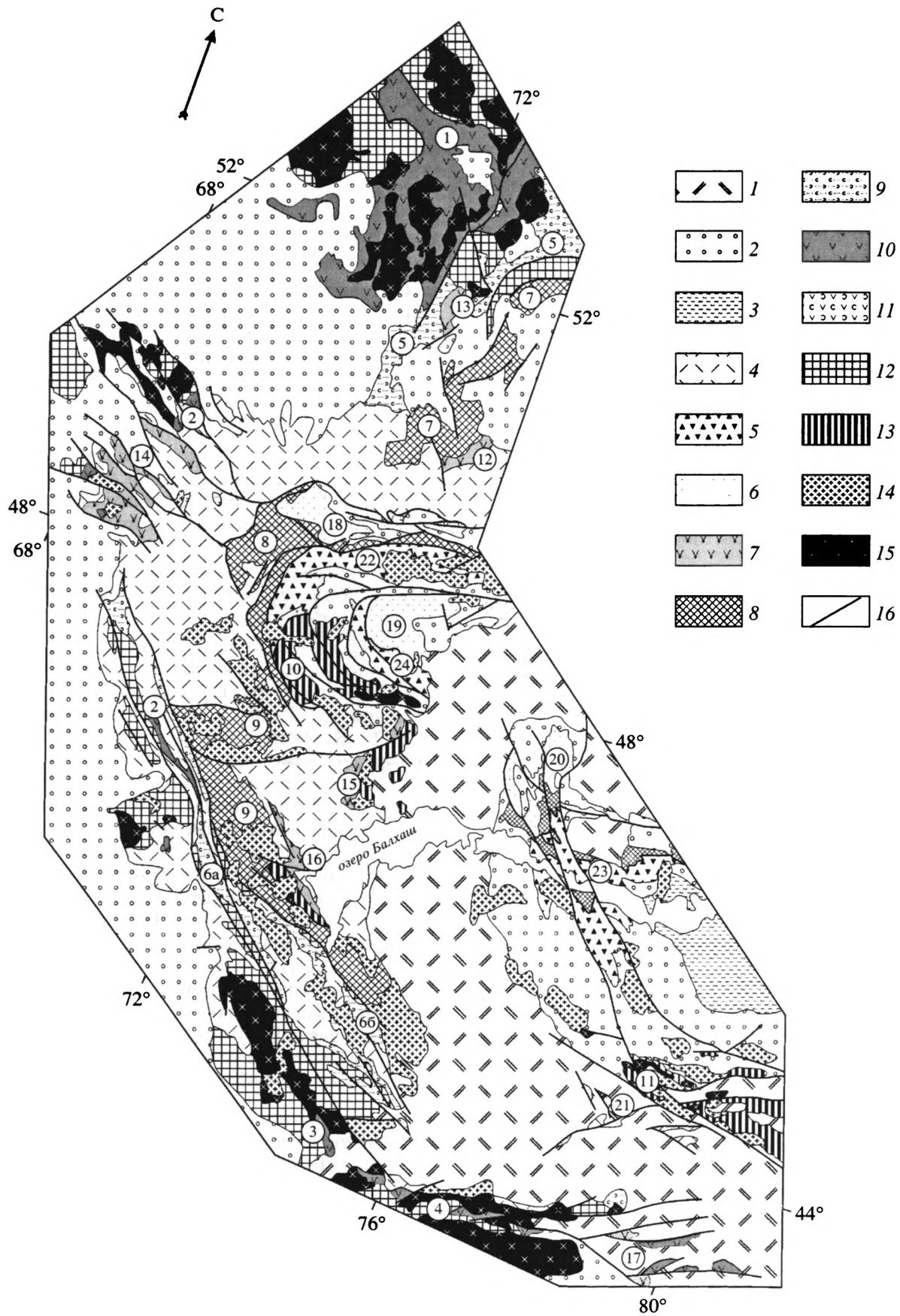


Рис. 2. Положение Актау-Джунгарского массива среди ордовикских и силурийских комплексов на западе Центрального Казахстана (составлена с использованием [6])

1 – каменноугольно-пермские вулканогенные комплексы Балхаш-Илийского пояса; 2 – девонско-пермские грубообломочные и флишевые комплексы; 3 – верхнедевонско-нижнекаменноугольные кремнисто-сланцевые комплексы; 4 – нижне-среднедевонские вулканогенные комплексы Девонского пояса; 5–7 – силурийские комплексы: 5 – покровно-олигостромовые, 6 – флишевые, 7 – вулканогенно-осадочные; 8–10 – средне-верхнеордовикские комплексы: 8 – покровно-олигостромовые, 9 – флишевые, 10 – вулканогенно-осадочные; 11 – досреднеордовикские комплексы в Степняк-Северотяньшаньской и Селеты-Джалаирнайманской зонах; 12 – ордовикские вулканогенные комплексы Байдаулет-Александровской зоны восточной части Казахстана; 13 – комплексы фундамента и чехла Актау-Джунгарского массива; 14, 15 – гранитоиды: 14 – средне-позднепалеозойские, 15 – позднеордовикские; 16 – разрывные нарушения.

Цифры в кружках: 1–4 – сегменты Степняк-Северотяньшаньской зоны: 1 – Степнякский, 2 – Бетпақдалинский, 3 – Кендыктагский, 4 – Северотяньшаньский; 5, 6 – сегменты Селеты-Джалаирнайманской зоны: 5 – Селетинский, 6 – Джалаирнайманский: а – северо-западная и б – юго-восточная части; 7–9 – сегменты Ерементау-Бурунтауской зоны: 7 – Ерементауский, 8 – Атасуйский, 9 – Бурунтауский; 10, 11 – Актау-Джунгарский массив: 10 – Актау-Моинтинский водораздел, 11 – Коксу-Текелийский район Джунгарского Алатау; 12–24 – районы и зоны распространения различных типов силурийских комплексов: 12 – Оленты-Шидертинский, 13 – Селетинский, 14 – Сарысу-Тенизский, 15 – Новалинский, 16 – Мынаральский, 17 – хребет Кетмень и горы Басультау, 18 – Нуринская, 19 – Шетская, 20 – Балхашская, 21 – Коксайский, 22 – Успенская, 23 – Ащисуйская, 24 – Агадырская

ского метаморфического фундамента и венд-ордовикского терригенно-карбонатного чехла. Значительная часть массива перекрыта средне-верхнепалеозойскими комплексами, поэтому особенности строения его фундамента и чехла могут быть установлены в северо-западной (Актау-Моинтинский водораздел) и юго-восточной (Коксу-Текелийский район Джунгарского Алатау) частях (см. рис. 2).

Фундамент массива на Актау-Моинтинском водоразделе образован рифейскими комплексами, которые представлены кварцито-сланцевыми толщами, а также риолитами, трихириолитами и трахитами. Эти толщи прорваны массивами гранито-гнейсов [2, 25, 48]. U-Pb возраст кислых вулканитов и гранито-гнейсов по цирконам составляет 880 ± 11 млн. лет [41]. В Джунгарском Алатау широко распространены гнейсово-мигматитовый комплекс, а также толщи кварцитов и метаморфизованных эффузивов кислого состава, прорванные гранитоидами с возрастом 875 ± 12 млн. лет (U-Pb метод по цирконам) [35, 41].

Венд-раннепалеозойский терригенно-карбонатный чехол с несогласием перекрывает различные комплексы фундамента. На Актау-Моинтинском водоразделе по типам строения разрезов чехла, их полноте и мощности выделяются две зоны. Центральная (Шундинская) зона охватывает центральную и небольшие участки в восточной части массива, а внешняя (Чажогайская) зона занимает его северо-западную и западную части [4, 5, 9, 39].

В центральной зоне в венд-кембрийской части разреза преобладают терригенные, а в ордовикской – карбонатные породы (рис. 4). В основании разреза здесь залегают полимиктовые конгломераты и тиллитоподобные породы (капальская свита венда, мощность до 100 м), которые перекрываются алевролитами, известковистыми алевролитами, кварцевыми песчаниками с горизонта-

ми фосфоритов, прослоями и линзами известняков, содержащими остатки трилобитов среднего и позднего кембрия (аксуранская свита кембрия, мощность 250–300 м). Выше с размывом залегают конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты с прослоями и линзами известняков, содержащими остатки различной бентосной фауны ордовикского возраста (кашкенбайская свита нижнего ордовика, мощность 35–70 м). Разрез этой зоны венчается биотурбированными известняками, калькаренидами, кальцисилтитам, карбонатными брекчиями, известковистыми доломитами с конодонтами раннего лланвирина, позднего лланвирина-раннего лландейло, карадока-раннего ашгилла и остатками бентосной фауны (шундинская свита среднего-верхнего ордовика, мощность 550–650 м).

Во внешней зоне венд-кембрий представлен различными карбонатами, в то время как в ордовикской части доминируют кремнистые и терригенные породы (см. рис. 4). В основании разреза с несогласием на эффузивах позднего рифея залегают кварцевые песчаники, которые перекрываются онколитовыми и строматолитовыми доломитами, известняками с прослоями карбонатных брекчий (басагинская свита венда-нижнего кембрия, мощность 500–600 м). Выше залегают известняки и доломитистые известняки с прослоями и линзами кремней, песчаники и алевролиты с линзами известняков, содержащие остатки трилобитов среднего кембрия, конодонтов позднего кембрия и раннего тремадока (кызылжарская, сарыкумская и жамшинская свиты среднего-верхнего кембрия-нижнего тремадока, мощность около 200 м). Далее разрез наращивается глинистыми, кремнисто-глинистыми углеродистыми сланцами и фтанитами с прослоями и линзами известняков, выше которых залегают калькарениды и кальцисилтиты с линзами карбонатных брекчий и глы-

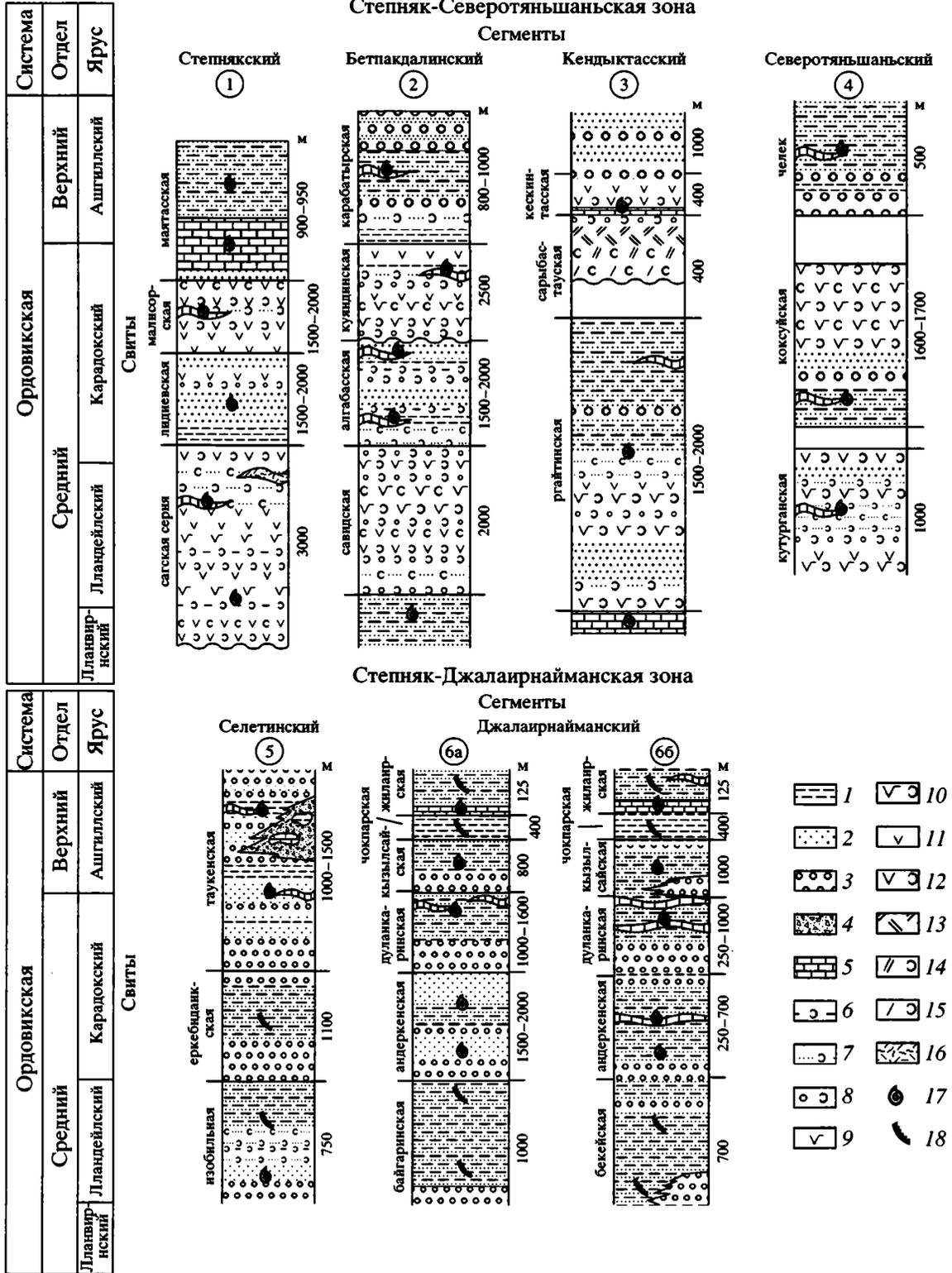


Рис. 3. Схематические разрезы средне-верхнеордовикских комплексов Степняк-Северотяньшаньской и Селеты-Джалаирнайманской зон. Положение разрезов см. на рис. 2. Разрезы составлены: 1 – по [32], 2 – по [29, 32], 3 – по [32], 4 – по [17, 32], 5 – по [16, 32], 6 – по [18]

1 – алевролиты; 2 – песчаники; 3 – конгломераты; 4 – осадочные брекчии и олистостромы; 5 – известняки; 6 – туфоалевролиты; 7 – туфопесчаники; 8 – туфоконгломераты; 9 – андезибазальты; 10 – туфы андезибазальтов; 11 – андезиты; 12 – туфы андезитов; 13 – дациты; 14 – туфы дацитов; 15 – туфы риолитов; 16 – риолиты; 17, 18 – органические остатки; 17 – брахиоподы, криноидеи, хитинозон, 18 – граптолиты

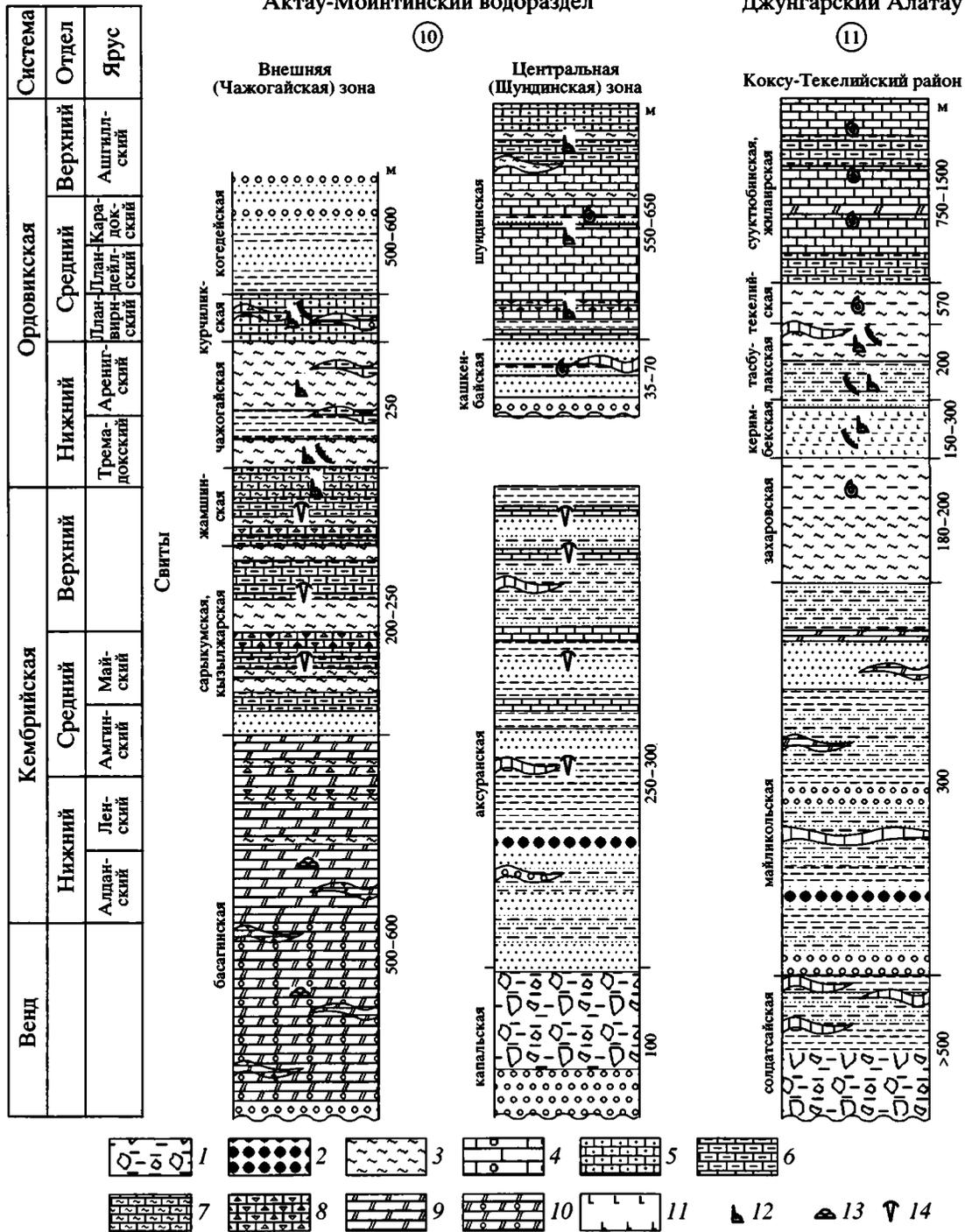


Рис. 4. Схематические разрезы нижнепалеозойских комплексов чехла Актау-Джунгарского массива. Положение разрезов см. на рис. 2. Разрезы составлены: 10 – по [5, 8, 25], 11 – по [34]

1 – тиллоиды; 2 – фосфоритсодержащие песчаники и алевролиты; 3 – кремни и фтаниты; 4 – водорослевые известняки; 5 – калькарениты; 6 – кальцисилиты; 7 – тонко переслаивающиеся кремни и известняки; 8 – карбонатные брекчи; 9 – доломиты; 10 – онколитовые доломиты; 11 – базальты; 12–14 – органические остатки: 12 – конодонтов, 13 – онколитов и строматолитов, 14 – трилобитов. Остальные условные обозначения см. на рис. 3

бами водорослевых известняков. Кремнистые и карбонатные породы содержат конодонтов и граптолитов позднего тремадока, аренига и ран-

него лланвирна (чажогайская и курчиликская свиты нижнего ордовика–лланвирна, мощность около 250 м). Завершает разрез зоны толща раз-

нозернистых песчаников, алевролитов с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов, не содержащая органических остатков (когедейская свита среднего-верхнего(?) ордовика, мощность 550–600 м).

В Коксу-Текелийском районе Джунгарского Алатау разрез чехла имеет некоторые отличия (см. рис. 4). Кембрийские образования (мощностью около 500 м) здесь представлены различными обломочными породами с линзами известняков, а также фтанитами с фосфатными конкрециями. Нижнеордовикско-лланвирнская часть разреза (мощность до 1000 м) образована углеродистыми сланцами, песчаниками и алевролитами, с линзами известняков и редкими потоками эффузивов основного состава. Средне-верхнеордовикские толщи сложены различными карбонатными породами, мощность которых достигает 1500 м [34].

Характерной особенностью комплексов чехла является присутствие на нескольких возрастных уровнях, наряду с карбонатными и кремнисто-сланцевыми, различных терригенных пород. В обломочном материале значительную роль играют кварц, метаморфические породы, гранитоиды и эффузивы кислого состава, близкие к комплексам докембрийского фундамента массива [8].

Таким образом, формирование чехольного комплекса Актау-Джунгарского массива происходило на докембрийском метаморфическом фундаменте. Причем если в кембрии более мелководные обстановки были характерны для внешней зоны (присутствие в разрезах строматолитовых известняков), то в ордовике комплексы этой зоны формировались в более глубокоководных условиях (кремнистые породы и карбонатные турбидиты с глыбами мелководных известняков). Состав обломочного материала в терригенных породах указывает на присутствие в источнике сноса комплексов фундамента массива в течение всего времени формирования чехла.

Раннепалеозойская эволюция Актау-Джунгарского массива завершается внедрением позднеордовикских гранитоидов. На Актау-Моинтинском водоразделе это гранодиориты, тоналиты и граниты акжальского комплекса, а в Джунгарском Алатау – граниты, плагиограниты и гранодиориты мынчугурского комплекса. Эти породы, слагающие несколько крупных массивов, прорывают докембрийские и раннепалеозойские образования и трансгрессивно перекрыты силурийскими и ниже-среднедевонскими терригенными толщами [13, 14].

Комплексы фундамента и чехла Актау-Джунгарского массива, а также позднеордовикские гранитоиды по многим признакам близки к аналогичным образованиям докембрийских массивов,

располагающихся западнее Ерементау-Бурунтауской, Селеты-Джалаирнайманской и Степняк-Северотяньшаньской зон. Средне-верхнерифейские кварцито-сланцевые толщи хорошо сопоставляются с комплексами Кокчетавского массива, а верхнерифейские кислые эффузивы – с аналогичными образованиями Ишим-Нарынской зоны. Нижнепалеозойские комплексы Актау-Джунгарского массива, Ишим-Нарынской и Малокараттау-Таласской зон также имеют много общих черт. Наиболее характерными из них являются несогласное залегание на докембрийском фундаменте и непрерывность венд-ордовикского терригенно-карбонатного разреза [15, 23]. Позднеордовикские гранитоиды акжальского и мынчугурского комплексов по возрасту, составу и структурному положению являются полными аналогами гранодиоритов и гранитов зерендинского комплекса Кокчетавского массива, крыкудукского комплекса и его аналогов Степняк-Северотяньшаньской зоны и малокараттауского комплекса Малого Каратау [3, 27, 28, 50]

Силурийские комплексы и структуры

Площади распространения силурийских комплексов смещены относительно ордовикских к востоку, юго-востоку. Силурийская зональность существенно отличается от раннепалеозойской, поэтому однотипные силурийские образования перекрывают комплексы нескольких ордовикских зон, а также Актау-Джунгарский сиалический массив.

В наиболее западных и северо-западных разрезах силура существенную роль играют вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы. Эти толщи в Оленты-Шидертинском, Селетинском, Сарысу-Тенизском районах перекрывают комплексы различных ордовикских зон, а в Мынаральском и Новалинском – залегают на докембрийских и раннепалеозойских образованиях Актау-Джунгарского сиалического массива (см. рис. 2).

Ниже-среднелландоверийские образования известны только в Оленты-Шидертинском и Сарысу-Тенизском районах. Здесь силурийский разрез начинается с зеленоцветных и пестроцветных терригенных толщ, мощность которых изменяется от первых сотен до 2000 м. Среднелландоверийско-венлокские комплексы распространены во всех рассматриваемых районах и представлены преимущественно вулканогенно-осадочными толщами. В Сарысу-Тенизском, Селетинском и Оленты-Шидертинском районах в разрезах преобладают краснокаменные лавы, лавобрекчии, туфы и туфогенно-осадочные породы риолитового, дацитового и андезитового и андезибазальтового состава, а также красноцветные песчани-

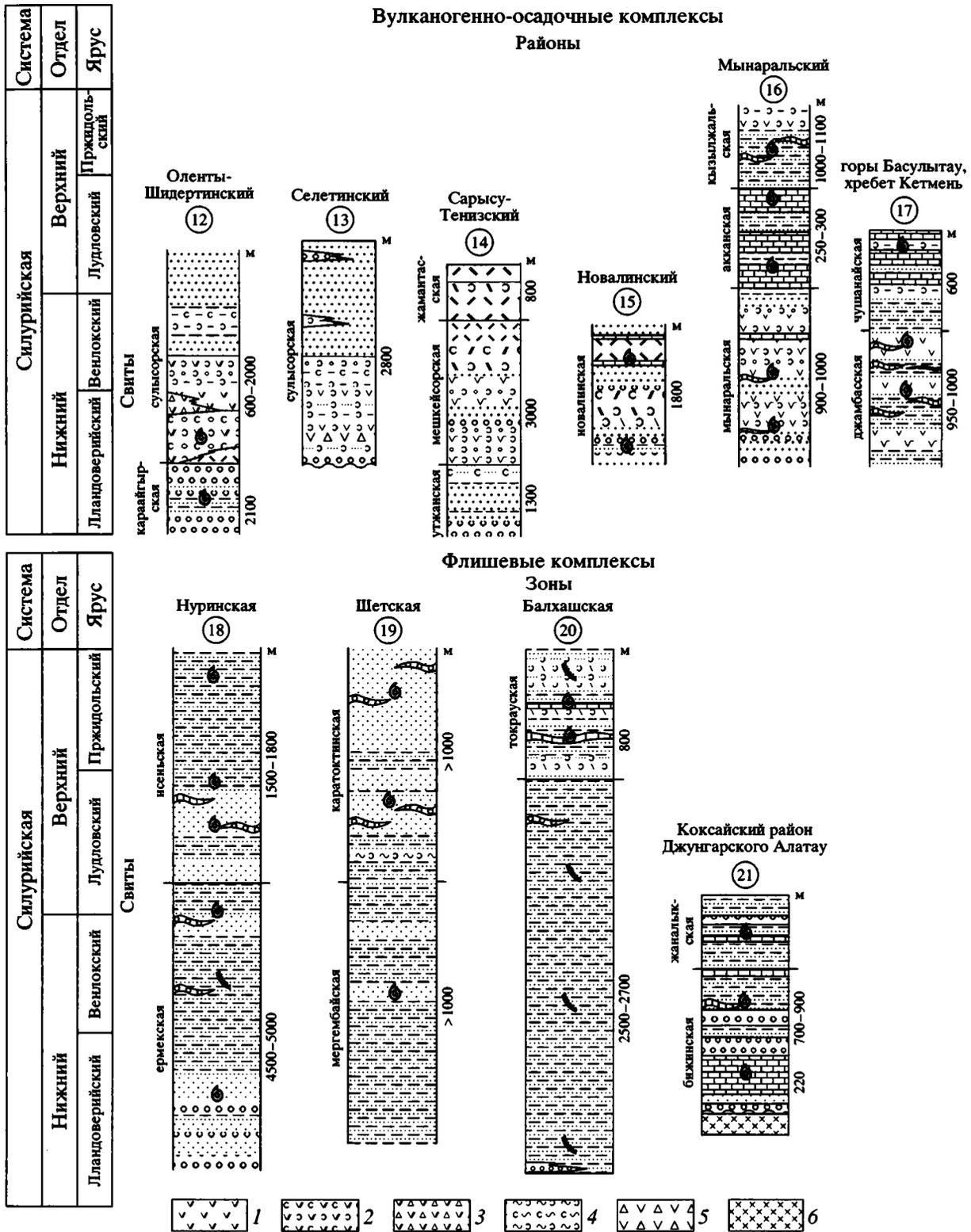


Рис. 5. Схематические разрезы силурийских вулканогенно-осадочных и флишеидных комплексов. Положение разрезов см. на рис. 2. Разрезы составлены: 12, 13 – по [22], 14 – по [24], 15 – по [38], 16 – по [18], 17 – по [17], 18 – по [11], 19 – по [40, 45], 20 – по [7, 46], 21 – по [13, 17]

1 – андезидациты; 2 – туфы и 3 – лавобрекчии андезидацитов; 4 – лавобрекчии андезитов; 5 – кремнистые туффыты; 6 – позднеордовикские гранодиориты. Остальные условные обозначения см. на рис. 3, 4

ки и конгломераты, мощностью до 1500–3500 м [22, 24]. В Новалинском и Мынаральском районах распространены вулканогенно-карбонатные среднелландоверийско-венлокские толщи, мощностью до 1000–1500 м. Они сложены лавами, туфами и вулканогенно-обломочными породами риолитового, дацитового и андезитового состава, риолитовыми игнимбритами, пестроцветными и зеленоцветными песчаниками, алевролитами и туффитами, среди которых присутствуют горизонты и линзы органогенных известняков (рис. 5) [18, 38].

Далее на юго-восток нижнесилурийские вулканогенно-осадочные толщи выявлены к югу от Актау-Джунгарского массива в хребте Кетмень и горах Басулытау, где они распространены среди ордовикских комплексов Степняк-Северотяньшаньской зоны. Здесь разрез образован эффузивами основного и среднего состава (мощностью до 1000 м), содержащими пачки обломочных пород, прослой и линзы известняков с разнообразными органическими остатками позднего лландовери-венлока (см. рис. 5) [17].

Во всех рассмотренных районах вулканиты относятся к известково-щелочной непрерывно дифференцированной серии от риолитов до анадезибазальтов. Однако, если в Сарысу-Тенизском, Селетинском, Оленты-Шидертинском районах, хребте Кетмень и горах Басулытау преобладают эффузивы средне-основного состава с натриевым типом щелочности, то для вулканитов Новалинского и Мынаральского районов характерно преобладание кислых лав с высоким содержанием калия [22, 24, 38].

Выделение верхнесилурийских образований во всех районах, кроме Мынаральского и хребта Кетмень, проводится условно из-за отсутствия толщ, охарактеризованных органическими остатками. В Сарысу-Тенизском и Новалинском районах образования этого возраста не выделяются, а в Оленты-Шидертинском и Селетинском к верхнему силуру относятся красноцветные терригенные толщи значительной (1500–2000 м) мощности. В Мынаральском районе и на северном склоне хребта Кетмень верхний силур представлен терригенно-карбонатными породами, согласно залегающими на вулканогенной толще. Лудловский разрез образован органогенными известняками с прослоями алевролитов, мощностью 300–400 м. Пржидольские отложения, известные только в Мынаральском районе, представлены песчаниками, туфопесчаниками, туфами и лавобрекчиями андезитового и дацитового состава с прослоями и линзами известняков, мощностью до 1000 м (см. рис. 5).

Южнее и юго-восточнее в пределах Нуринской, Шетской и Балхашской зон силурийские комплексы образованы мощными (до 6000–6500 м) терригенными толщами, содержащими органические остатки всех ярусов силура (см. рис. 5). Для этих образований характерно ритмичное переслаивание зеленоцветных песчаников и алевролитов, реже встречаются конгломераты и гравелиты, в верхах разреза появляются линзы органогенных известняков, а в Балхашской зоне – прослой туфов и вулканогенно-осадочных пород среднего и кислого состава [7, 11, 40, 45, 46]. Мощные флишеидные силурийские толщи в этих зонах перекрывают покровно-олистоморовые средне-верхнеордовикские комплексы, в состав которых входят фрагменты офиолитов и среднеордовикских кремнисто-базальтовых разрезов.

Более грубообломочные и менее мощные терригенные силурийские толщи распространены в юго-восточной части Актау-Джунгарского массива, в Коксайском районе (см. рис. 2). Здесь они с несогласием залегают на позднеордовикских гранитоидах и представлены в основном конгломератами с пачками известняков, песчаников и алевролитов мощностью около 1000 м (см. рис. 5) [17].

В расположенных южнее и юго-западнее Успенской, Ащизекской и Агадырской зонах среди силурийских толщ присутствуют хаотические комплексы, имеющие сложную покровно-скалчатую структуру (см. рис. 2). В Успенской и Ащизекской зонах кремни и яшмы лланвирнского, лландейлского и карадокско-ашгиллского возраста слагают глыбы и крупные отторженцы в нижнесилурийских терригенных породах [21, 26]. В Агадырской зоне пластины и глыбы яшмо-базальтовых разрезов верхнего ордовика и нижнего силура заключены уже среди верхнесилурийских обломочных пород [21, 33, 45]. Подробнее особенности строения Агадырской зоны будут рассмотрены при описании комплексов, обрамляющих Актау-Джунгарский массив.

СТРОЕНИЕ КОМПЛЕКСОВ, ОБРАМЛЯЮЩИХ АКТАУ-ДЖУНГАРСКИЙ СИАЛИЧЕСКИЙ МАССИВ

Актау-Джунгарский сиалический массив обрамляется сходными, но разновозрастными образованиями Ерементау-Бурунтауской-Бурунтауский сегмент (с юго-запада) и Агадырской (с северо-востока) зон (рис. 6). Массив надвинут на ордовикские комплексы Ерементау-Бурунтауской зоны и со стратиграфическим несогласием перекрывается силурийскими терригенными толщами Агадырской зоны.

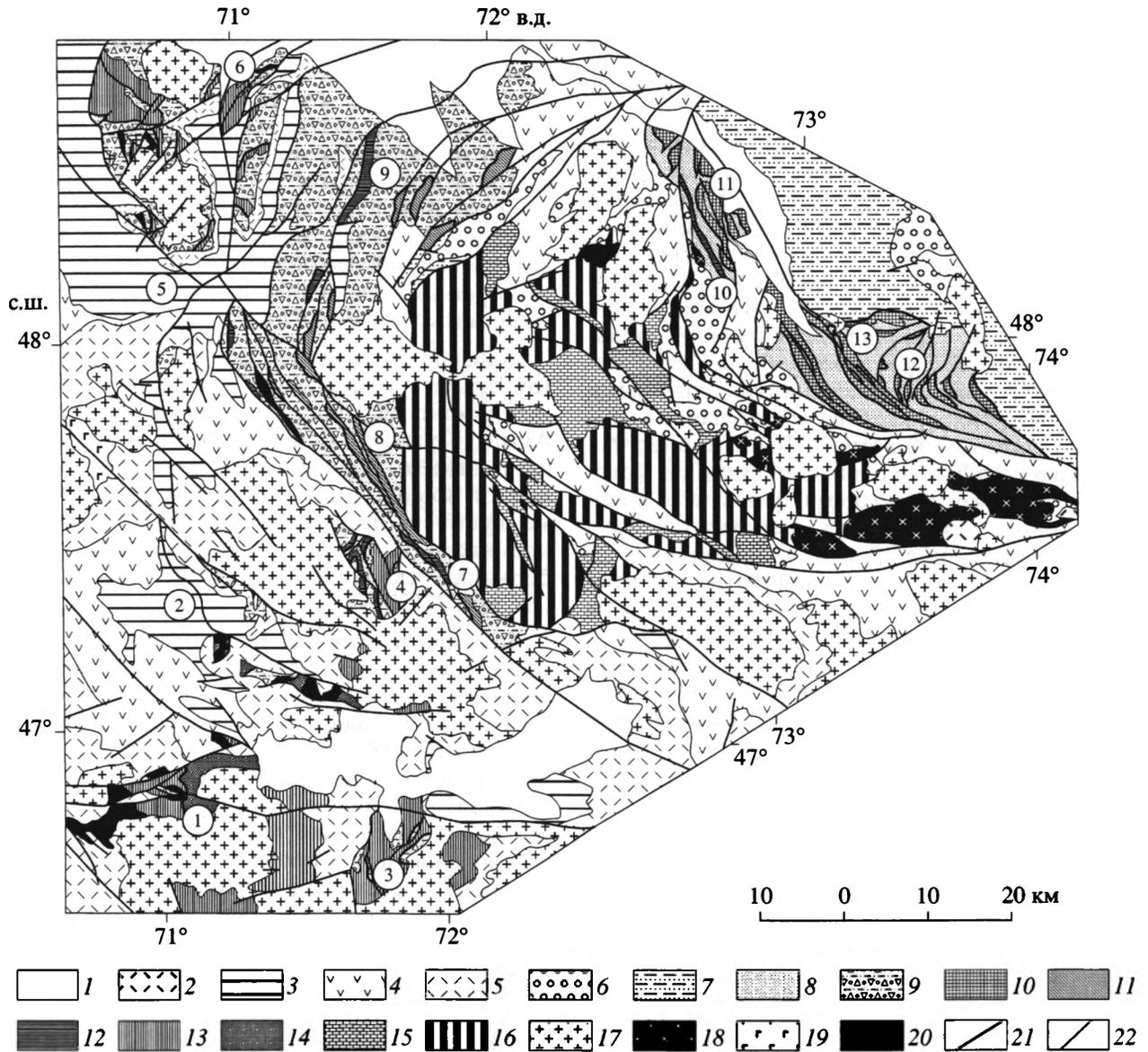


Рис. 6. Схема геологического строения северо-западной части Актау-Джунгарского массива и его обрамления
 1 – кайнозойские отложения; 2 – верхнепалеозойские эффузивы; 3 – верхнедевонско-нижнекаменноугольные терригенно-карбонатные толщи; 4 – средне-верхнедевонские вулканогенно-осадочные толщи; 5, 6 – нижне-среднедевонские: 5 – эффузивы, 6 – терригенные толщи; 7 – силурийские флишевые толщи Шетской зоны; 8 – верхнесилурийские грубообломочные толщи и олистостромы Агадырской зоны; 9 – средне-верхнеордовикские терригенные толщи и олистостромы Ерементау-Бурунтауской зоны; 10–14 – кремнистые и кремнисто-базальтовые пластины: 10 – верхнеордовикские и нижнесилурийские, 11 – верхнеллванвирские-нижнелландейльские, 12 – нижнеллванвирские, 13 – аренигские, 14 – верхнекембрийско-аренигские; 15, 16 – Актау-Джунгарский массив: 15 – раннепалеозойский терригенно-карбонатный чехол, 16 – рифейский фундамент; 17, 18 – гранитоиды: 17 – средне-позднепалеозойские, 18 – позднеордовикские; 19 – раннепалеозойские габброиды; 20 – серпентиниты и серпентинитовый меланж; 21 – подошвы кремнистых и кремнисто-базальтовых тектонических пластин; 22 – прочие разрывные нарушения.
 Цифры в кружках: 1 – горы Пстан, 2 – Мийкайнарская синклиналь, 3, 4 – горы: 3 – Булаттау, 4 – Ельшибай, 5 – Жальминская синклиналь, 6–13 – горы: 6 – Байгул, 7 – Карабас, 8 – Акирек, 9 – Кызылжал, 10 – Акдомалак и ур. Керей, 11 – Талдыэпетау и Каражал, 12 – Жалпакадыр, 13 – Ткенекты

Юго-западное обрамление массива

Комплексы Ерементау-Бурунтауской зоны, с юго-запада обрамляющие Актау-Джунгарский массив, на значительных площадях перекрыты

девонскими вулканогенными толщами и прорваны разновозрастными гранитоидами. Поэтому их строение, состав и возраст выявляются на хорошо обнаженных участках – в районе гор Пстан, к востоку от Мийкайнарской синклинали, в горах

Булаттау, Ельшибай, Карабас, Акирек, Кызылжал, а также к северу от Жайльминской синклинали в горах Акмая, Косшоки, Байгул [9, 10, 19, 37] (см. рис. 6).

Наиболее западное положение в структуре Ерементау-Бурунтауской зоны занимают комплексы, обнаженные в окрестностях горы Пстан и к востоку от Мийкайнарской синклинали. Данные о строении этих комплексов были получены в конце 80-х–начале 90-х годов XX в. А.С. Якубчуком, В.И. Борисенком, М.З. Новиковой и Л.А. Курковской, с разрешения которых используются автором. В окрестностях горы Пстан широко распространены серпентиниты с крупными блоками габброидов, подстилающие пакет кремнисто-базальтовых пластин. Нижняя пластина образована базальтами с линзами кремней, которые перекрываются кремнями, фтанитами и яшмами с конодонтами аренига. Верхняя пластина сложена базальтами с прослоями кремней с конодонтами позднего кембрия, выше которых залегает кремнистая толща, содержащая конодонтов позднего кембрия–аренига. В центральной части гор Пстан на небольшом участке в ядре антиформы обнажены терригенные породы, вероятно, подстилающие серпентиниты и кремнисто-базальтовые пластины (рис. 7).

Ближние комплексы распространены к востоку от Мийкайнарской синклинали. Здесь среди девонских вулканогенных толщ в ядрах небольших антиклиналей обнажен серпентинитовый меланж, включающий блоки и крупные отторженцы кремнистых пород с конодонтами *Phakelodus tenuis* Muller, *Viirodus* sp., *Vawamelodus* sp., *Codylodus* sp. позднего кембрия–тремадока. Кремнистые породы верхнего кембрия–низов аренига, слагающие пластины среди терригенных толщ, известны на западе Ерементау-Бурунтауской зоны и юго-восточнее рассматриваемых участков [47].

Восточнее и северо-восточнее в горах Булаттау, Ельшибай, а также к северу от Жайльминской синклинали в горах Акмая, Косшоки, Байгул изменяются состав и возрастной диапазон комплексов Ерементау-Бурунтауской зоны.

В горах Булаттау кремни, фтаниты, кремнистые алевролиты и аргиллиты с линзами яшм слагают мощные смятые в складки пластины, которые подстилаются и перекрываются песчаниками и алевролитами. В обломочной фракции песчаников присутствуют кремнистые породы и кварц. В кремнях и фтанитах обнаружены конодонты разных частей аренига [8]. Северо-восточнее в горах Ельшибай мощная (до 300–400 м) пластина, сложенная грубослоистыми кремнями, яшмами, фтанитами, базальтами и их туфами, глинистыми кремнями, алевролитами и аргилли-

тами (бурубайтальская свита) с конодонтами аренига и раннего лланвирна, подстилается терригенной (ельшибайской) толщей. В ее состав входят алевролиты, кварцевые и полимиктовые песчаники, конглобрекчии с глыбами кремней и фтанитов [8, 19]. Кремнистая пластина перекрывается терригенными породами, в которых заключено несколько маломощных (не более 100 м) пластин кремней, фтанитов, кремнистых алевролитов и кремнисто-глинистых сланцев с конодонтами раннего лланвирна (нижняя часть майкульской свиты) (см. рис. 7).

Близкое строение имеют комплексы Ерементау-Бурунтауской зоны, обнаженные к северу от Жайльминской синклинали в окрестностях гор Акмая, Косшоки, Байгул и др. Здесь кремни аренига–нижнего лланвирна слагают пластины различной мощности среди терригенных пород. Кроме кремней, песчаники содержат отторженцы кремнисто-базальтовых разрезов, а также небольшие тектонические линзы серпентинитов (см. рис. 7) [10].

В самой восточной, приближенной к Актау-Джунгарскому массиву, части рассматриваемой зоны – в горах Карабас, Акирек, Кызылжал терригенные породы становятся преобладающими и занимают большие площади. Среди них на расстоянии в десятки километров протягиваются маломощные (не более 100–150 м) пластины кремнистых пород, также тектонические линзы серпентинитов и габброидов. На этом участке кремни содержат конодонтов различных частей лланвирна и раннего лландейло (верхи бурубайтальской и майкульская свиты) (см. рис. 7) [8].

Основная часть пластин Ерементау-Бурунтауской зоны сложена различными кремнистыми породами – фтанитами, кремнями, яшмами, радиоляритами, кремнистыми аргиллитами и алевролитами, среди которых преобладают чистые кремнистые породы без примеси глинистого материала.

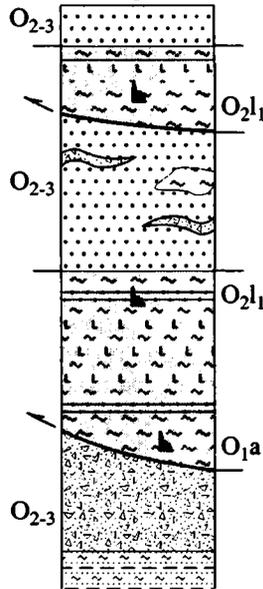
Вулканогенные породы, участвующие в строении пластин, распространены незначительно и представлены базальтами, долерито-базальтами и микродиабазами, а также туфами основного состава, тефроидами, туфопесчаниками и туфоалевролитами. По составу эффузивы различных пластин близки между собой и относятся к группе низкоглиноземистых толентовых базальтов [37].

Обломочные породы, расслаивающие кремнистые и кремнисто-базальтовые пластины, имеют близкий состав на всех участках. Они представлены в основном полимиктовыми песчаниками и алевролитами, содержащими линзы и горизонты гравелитов, конгломератов и конглобрекчий. В обломках наиболее часто встречаются

Еремантау - Бурунтауская зона

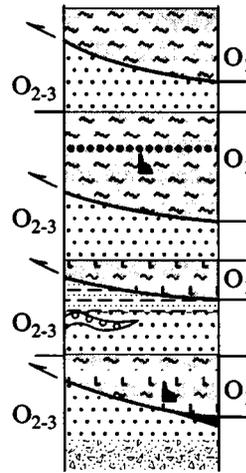
Горы Ельшибай

④



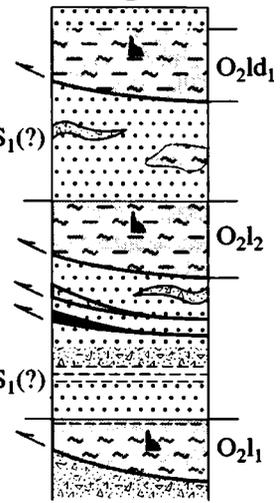
Горы Акмая, Косшоқы, Байгул

⑤,6



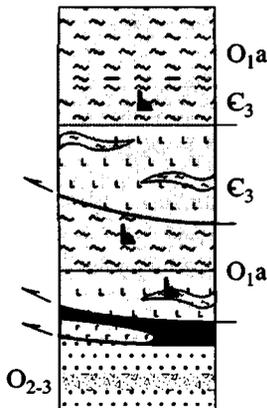
Горы Карабас, Акирек, Кызылжал

⑦-9



Окрестности горы Пстан

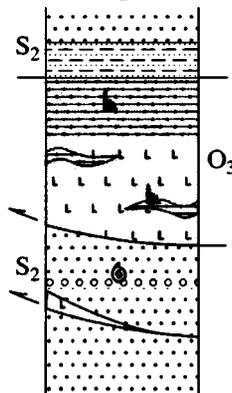
①



Агадырская зона

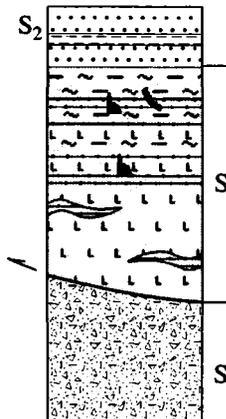
Горы Талдыэспетау, Каражал

⑪



Горы Ткенекты

⑬



Горы Акдомалак, ур. Керей

⑩

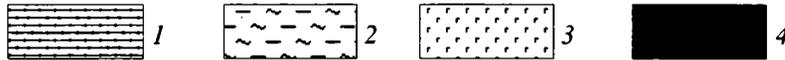
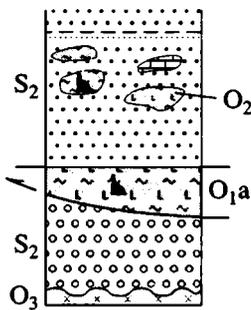


Рис. 7. Схематические разрезы нижнепалеозойских и силурийских комплексов Еремантау-Бурунтауской и Агадырской зон. Положение разрезов см. на рис. 6. Разрезы составлены с использованием материалов: 1 – В.И. Борисенка, А.С. Якубчука и Л.А. Курковской, 4 – [9], 5, 6 – [10], 7-9 – [9], 10 – [33, 45], 11 – [33], 12 – [33, 45] 1 – яшмы; 2 – кремнистые алевролиты; 3 – габброиды; 4 – серпентиниты и серпентинитовый меланж. Серым фоном выделены кремнисто-базальтовые пластины. Остальные условные обозначения см. на рис. 3, 4, 5

ся кремнистые породы, которые слагают и глыбы, присутствуют также кварц, полевые шпаты, кварциты, метаморфические сланцы, эффузивы кислого и основного состава, гранитоиды. Ни-

жня возрастная граница обломочных пород определяется по присутствию в пластинах, глыбах и отторженцах кремней до раннего лландейло включительно. Следовательно, терригенные по-

роды, скорее всего, имеют средне-позднеордовикский и, возможно, раннелландоверийский возраст. Этому выводу не противоречат находки в алевролитах граптолитов плохой сохранности, возраст которых оценивается как среднеордовикско-лландоверийский [10].

Таким образом, покровно-олистостромовый комплекс Ерементау-Бурунтауской зоны образован разнообразными терригенными толщами, которые включают пластины, отторженцы и глыбы кремнистых и кремнисто-базальтовых разрезов, а также фрагменты серпентинизированных ультрабазитов и габброидов. С запада на восток происходит омоложение возраста кремнистых пород от позднего кембрия-аренига до раннего лландейло. Возможно, в этом же направлении изменяется и возраст обломочных толщ от среднего до позднего ордовика-раннего силура. Такие закономерности, вероятно, связаны с вовлечением в процессы формирования покровно-олистостромового комплекса в течение конца среднего и позднего ордовика все более молодых кремнистых и кремнисто-базальтовых толщ.

Северо-восточное обрамление массива

Северо-восточнее и восточнее Актау-Джунгарского массива располагается Агадырская зона, в строении которой участвуют разнообразные кремнисто-базальтовые и терригенные комплексы ордовикско-силурийского возраста (см. рис. 6). Эти образования так же, как и в Ерементау-Бурунтауской зоне, имеют сложное покровно-складчатое строение, выявленное только в последние годы [33, 45, М.З. Новикова и др., 1991 г.].

Комплексы Агадырской зоны имеют различные соотношения с расположенной севернее Шетской зоной и с находящимся юго-западнее Актау-Джунгарским массивом (см. рис. 6). Граница Агадырской и Шетской зон представляет собой крупный шарьяж, по которому различные образования Агадырской зоны надвинуты на флишевые толщи Шетской. Контакты силурийских толщ Агадырской зоны с нижнепалеозойскими и докембрийскими комплексами Актау-Джунгарского массива также в большинстве случаев являются надвигами юго-западной вергентности. Однако на небольшом участке в северо-западной части Агадырской зоны отмечается налегание верхнесилурийской песчано-конгломератовой толщи на позднеордовикские гранитоиды акжальского комплекса [12, 31].

В северо-западной и западной частях Агадырской зоны наиболее низкое структурное положение занимают сильно тектонизированные песчаники и алевролиты, содержащие глыбы и блоки кремней, базальтов и мраморизованных извест-

няков. В горах Акдомалак в кремнях собраны конодонты аренигского облика, а в ур. Керей – *Periodon* sp. – оистодовый элемент (*aculeatus?*, *grandis?*), кордилодовый элемент среднего-позднего ордовика [33, 45].

Северо-восточнее в горах Талдыэспетау и Каражал среди терригенных пород присутствуют пластины, крупные отторженцы, более мелкие глыбы, сложенные афировыми базальтами с прослоями, линзами красных яшм (нижняя часть талдыэспинской свиты). В яшмах собраны конодонты ашгиллского возраста. Пластины вулканогенно-кремнистых пород вместе с терригенными породами часто смяты в опрокинутые на юго-запад изоклиналильные складки. На контактах базальтов с песчаниками, как правило, присутствуют пачки расланцованных красных яшм и алевролитов, также содержащие конодонтов позднего ордовика [33].

Структура центральной и северо-восточной частей Агадырской зоны (район гор Жалпакадыр, Ткенекты, Орталык) представляет собой пакет сложно деформированных тектонических пластин, образованных кремнисто-вулканогенными и терригенными породами (см. рис. 6). Пластины здесь сложены афировыми базальтами с линзами и редкими пластами красных яшм, выше которых залегают пачка чередующихся базальтов, диабазов, яшм, кремнистых алевролитов и туффов, в которых собраны граптолиты и конодонты лландоверийско-ранневенлокского возраста (верхи талдыэспинской свиты). Кремнисто-вулканогенный разрез во многих пластинах перекрывается толщей красных кремнистых алевролитов и мелкозернистых песчаников (егизкаринская свита), содержащих раннесилурийских конодонтов [33, 45].

Основная часть пластин Агадырской зоны сложена эффузивами основного состава, среди которых присутствуют прослои и линзы кремнистых алевролитов, туффов, туфосилицитов и яшм. Среди вулканитов выделяются долериты, спилиты, вариолитовые и однородные базальты с подушечной отдельностью, образующие потоки мощностью до 20 м. Как позднеордовикские, так и раннесилурийские эффузивы, несмотря на некоторые вариации содержания щелочей и титана, относятся к толеитовым низко- и умеренноглиноземистым меланократовым, реже мезократовым базальтам [33, 37].

Терригенные породы, подстилающие и перекрывающие кремнисто-базальтовые пластины во всех частях Агадырской зоны, имеют близкий состав. Они представлены полимиктовыми песчаниками, алевролитами с пачками и линзами конгломератов. В конгломератах присутствуют

хорошо окатанные гальки кварца, кварцитов, вулканитов кислого и среднего состава, гранитоидов, песчаников, известняков. На некоторых участках среди терригенных пород присутствуют глыбы и крупные отторженцы кремней, базальтов и органогенных известняков [45]. Нижняя возрастная граница терригенных пород определяется позднелландоверийско-венлокским возрастом наиболее молодых кремнисто-базальтовых толщ. В глыбах и гальках органогенных известняков, находящихся среди обломочных пород, собрано большое количество разнообразных органических остатков лудловского и пржидольского возраста [31, 45]. В юго-западной части Агадырской зоны рассматриваемые терригенные породы с резким несогласием перекрываются нижедевонской песчано-конгломератовой толщей [12]. Этим определяется верхний возрастной предел для обломочных толщ Агадырской зоны. Таким образом, в Агадырской зоне так же, как и Ерементау-Бурунтауской, с запада на восток происходит омоложение возраста кремнисто-базальтовых пластин от аренига—среднего ордовика до позднего ордовика—раннего силура. Это может быть связано с вовлечением в формирование позднесилурийского покровно-олистостромового комплекса фрагментов все более молодых кремнисто-базальтовых разрезов.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ОРДОВИКСКИХ И СИЛУРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Особенности строения и состава ордовикских и силурийских комплексов позволяют реконструировать обстановки их формирования.

Комплексы Степняк-Северотяньшаньской зоны формировались в пределах крупного вулканического пояса, состоявшего из цепочки вулканов центрального типа, значительная часть извержений которых происходила в субаквальной обстановке. Пояс имел гетерогенный фундамент, в состав которого входили докембрийские сиалические комплексы, кембрийско-раннеордовикские островодужные серии и офиолиты. Интенсивный вулканизм в Степняк-Северотяньшаньском поясе продолжался на протяжении лландейло и большей части карадока, а в некоторых сегментах и в ашгилле. После завершения магматизма в одних сегментах формируются рифовые постройки, в других – накапливаются грубообломочные терригенные толщи. Выявленная для Степнякского сегмента поперечная петрохимическая зональность вулканических комплексов указывает на то, что вулканический пояс фронтально был обращен на восток. Это предположение подтверждается со-

ставом и строением комплексов Селеты-Джалаирнайманской и Ерементау-Бурунтауской зон.

Накопление терригенных флишевых комплексов Селеты-Джалаирнайманской зоны, синхронных вулканизму Степняк-Северотяньшаньского пояса, происходило в преддуговом прогибе, где за относительно небольшой промежуток времени сформировалось до 5000 м осадков. Фундаментом флишевых так же, как и вулканогенных, толщ являлись различные докембрийские и кембрийско-нижнеордовикские комплексы.

Восточнее преддугового флишевого прогиба формируется сложнопостроенная аккреционная призма, которую образуют комплексы Ерементау-Бурунтауской зоны. В строении этой призмы участвуют фрагменты интенсивно деформированных и расчлененных на отдельные пластины, отторженцы и глыбы различных слоев океанической коры позднекембрийско-лландейлского возраста. Именно с субдукцией коры Джунгаро-Балхашского океанического бассейна и связано возникновение Степняк-Северотяньшаньского вулканического пояса. В течение среднего—позднего ордовика за счет причленения все более молодых фрагментов океанической коры происходило увеличение площади аккреционной призмы и усложнение ее строения.

Одновременно с субдукцией продолжается формирование океанической коры, о чем свидетельствует существование средне-верхнеордовикских кремнисто-базальтовых толщ, входящих в состав более молодых аккреционных комплексов Агадырской зоны.

В тылу Степняк-Северотяньшаньского пояса в Ишим-Нарынской, Малокаратау-Таласской зонах и некоторых структурах Северного Тянь-Шаня в среднем—позднем ордовике происходило накопление флишеидных, терригенно-карбонатных и красноцветных терригенных толщ.

Развитие Степняк-Северотяньшаньского пояса завершается в конце ордовика внедрением огромных масс гранитоидов, которые прорывают средне-верхнеордовикские вулканогенные комплексы, докембрийские и кембрийско-нижнеордовикские образования, а также комплексы Кокчетавского массива, Малокаратау-Таласской и Ишим-Нарынской зон. При этом внедрения позднеордовикских гранитоидов во флишевые толщи преддугового прогиба и комплексы аккреционной призмы не происходило.

Завершение развития Степняк-Северотяньшаньского вулканического пояса не привело к прекращению субдукции. Формирование надсубдукционных комплексов и структур продолжалось и в силуре. Произошла проградация силурийского вулканического фронта, который сместился отно-



Рис. 8. Реконструкции позднеордовикской и раннесилурийской структуры Казахстана и Тянь-Шаня

1–4 – зоны и массивы, располагавшиеся в тылу Степняк-Северотяньшаньского вулканического пояса: 1 – Ишим-Нарынская и 2 – Малокаратау-Таласская зоны, 3 – Актау-Джунгарский и 4 – Кокчетавский массивы; 5 – средне-позднеордовикский Степняк-Северотяньшаньский вулканический пояс; 6 – Селеты-Джаларнайманский флишевый прогиб; 7 – островодужные системы Восточного Казахстана; 8 – позднеордовикские аккреционные комплексы; 9 – позднеордовикские гранитоиды; 10 – области отсутствия силурийских комплексов, расположенные в тылу вулканического пояса; 11 – силурийский вулканический пояс; 12 – силурийские флишевые и аккреционные комплексы; 13 – океаническая кора Джунгаро-Балхашского океанического бассейна; 14 – зоны субдукции; 15 – досреднелландоверийские сдвиги; 16 – прочие крупные разрывные нарушения

сительно ордовикского в восточном и юго-восточном направлении (рис. 8). Однотипные средне-верхнелландоверийские вулканогенные толщи перекрывают различные ордовикские структуры, а также северо-западную часть Актау-Джунгарского массива. Следовательно, к середине лландовери массив уже находился перед фронтом закончившего свое развитие Степняк-Северотяньшаньского пояса – к востоку (современные координаты) от Ерементау-Бурунтауской аккреционной призмы. Область накопления преддуговых флишевых комплексов, которые перекрывают как ордовикские аккреционные комплексы (Нурина, Шетская и Балхашская зоны), так и юго-восточную часть Актау-Джунгарского массива (Коксайский район), в раннем силуре также сместилась к востоку и юго-востоку. Еще восточнее происходило формирование раннесилурийской аккреционной призмы (Успенская и Ащисуйская зоны), в строении которой участвуют средне-верхнеордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые пластины. Раннесилурийская субдукция происходила одновременно со спредингом океанической коры, фрагменты которой известны в составе познесилурийских аккреционных комплексов Агадырской зоны. Познесилурийская субдукция отмечена локальным проявлением известково-щелочного вулканизма (Мынаральский район, Балхашская зо-

на) и формированием на восточном краю Актау-Джунгарского массива аккреционной призмы, в строении которой участвуют пластины и отторженцы верхнеордовикских и нижнесилурийских кремнисто-базальтовых толщ (Агадырская зона).

Таким образом, появление в середине лландовери среди надсубдукционных комплексов Актау-Джунгарского массива не нарушает закономерности изменения их пространственного распространения и возрастного диапазона. Поэтому наиболее вероятным представляется, что как ордовикские, так и силурийские комплексы формировались в краевой части единого долгоживущего Джунгаро-Балхашского океанического бассейна, а не принадлежали к нескольким небольшим короткоживущим структурам. Судя по сохранившимся фрагментам океанической коры, спрединг в этом бассейне продолжался, по крайней мере, на протяжении позднего кембрия–силура.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕ-СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ НА ЗАПАДЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Проведенный анализ положения ордовикских и силурийских вулканических фронтов, распространения флишевых толщ, изменения строения и

возраста аккреционных комплексов показывает, что к середине лландовери Актау-Джунгарский массив располагался перед фронтом Степняк-Северотяньшаньского вулканического пояса – к востоку от Ерементау-Бурунтауской аккреционной призмы. Более раннее, средне-позднеордовикское, положение массива может трактоваться по-разному. В реконструкциях, признающих первичность современного взаимного расположения докембрийских массивов, Актау-Джунгарский массив представляется микроконтинентом с пассивными окраинами, отделенным от Степняк-Северотяньшаньского пояса бассейном с позднекембрийско-среднеордовикской океанической корой. Предполагается, что в конце ордовика после закрытия этого бассейна в результате коллизии островной дуги и микроконтинента последний оказывается в положении перед ее фронтом.

Однако при такой трактовке очень сложно объяснить сходство нижнепалеозойских разрезов этого микроконтинента и зон, расположенных в тылу Степняк-Северотяньшаньского пояса. Кроме того, особенно непонятным представляется появление среди комплексов Актау-Джунгарского массива крупных массивов позднеордовикских гранитоидов, аналогичных гранодиоритам и гранитам Степняк-Северотяньшаньской и более западных зон, но отсутствующих среди аккреционных и флишевых образований сопредельных с массивом Ерементау-Бурунтауской и Селеты-Джалаирнайманской зон. Также ни в пределах массива, ни в обрамляющих зонах нет признаков каких-либо процессов, сопровождающих коллизию.

Эти противоречия снимаются с помощью модели, предполагающей большую роль сдвиговых деформаций, которые могут обеспечить выведение комплексов, формировавшихся в тылу островодужных систем, в положение перед ее фронтом.

Актау-Джунгарский массив в раннем палеозое, вероятно, находился в тылу Степняк-Северотяньшаньского вулканического пояса. По типу строения комплексов фундамента и чехла он мог занимать положение на стыке Ишим-Нарынской и Малокаратуа-Таласской зон. На завершающей стадии развития Степняк-Северотяньшаньского пояса слагающие его комплексы и образования тыловых зон были прорваны позднеордовикскими гранитоидами. В то время как среди преддуговых комплексов интрузивы этого возраста отсутствовали.

В начале силура позднеордовикский пояс была рассечен серией левых сдвигов, ориентированных к ее простирацию под острым углом. В результате перемещения по сдвигам Актау-Джунгарский массив из тыловой части пояса был перемещен в положение перед его фронтом (см. рис. 8).

Амплитуда смещений по сдвигам, вероятно, была различной. Наиболее значительными были перемещения по сдвигу, ограничивавшему Актау-Джунгарский массив с юго-востока (современные координаты). Меньшие амплитуды смещения по другим сдвигам, а также наложенные средне-позднепалеозойские сдвиги послужили причиной отсутствия комплексов других ордовикских зон к северо-востоку от массива.

Перемещение Актау-Джунгарского массива по левому сдвигу в положение перед фронтом Степняк-Северотяньшаньского вулканического пояса подтверждается последовательным выклиниваем в юго-восточном направлении сначала Ерементау-Бурунтауской, затем Селеты-Джалаирнайманской и, наконец, Степняк-Северотяньшаньской зон (см. рис. 1, 8).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ строения и площадного распространения комплексов ордовикско-силурийских островодужных систем, флишевых прогибов и аккреционных призм, расположенных в западной части Казахстана и Северного Тянь-Шаня, позволяет сделать вывод об их формировании в пределах активной окраины единого крупного Джунгаро-Балхашского палеоокеанического бассейна. Спрединг океанической коры в этом бассейне продолжался по крайней мере с конца кембрия до позднего силура. Бассейн, в краевой части которого находились рассмотренные вулканические пояса, располагался восточнее и юго-восточнее (современные координаты) их современного положения.

Сходство разрезов чехла Актау-Джунгарского массива с разновозрастными разрезами тыловых зон Степняк-Северотяньшаньского вулканического пояса, а также присутствие позднеордовикских гранитоидов, широко распространенных в этих зонах и не известных среди преддуговых структур, позволяет сделать вывод о том, что массив до конца ордовика располагался в тылу Степняк-Северотяньшаньского пояса. В начале силура пояс был нарушен серией косых сдвигов, по которым Актау-Джунгарский массив из тыловых зон был выведен в положение перед его фронтом. Появление массива усложнило строение активной окраины, но не нарушило закономерностей ее эволюции. Фронт силурийского вулканизма, флишевые прогибы и аккреционная призма сместились относительно ордовикских на восток. При этом массив стал составной частью фундамента островодужных и флишевых комплексов. Таким образом, Актау-Джунгарский массив не являлся изолированным микроконтинентом, раннепалеозойское развитие которого

происходило независимо от других докембрийских массивов Казахстана.

Вывод о формировании ордовикско-силурийских комплексов западной части Казахстана и Северного Тянь-Шаня в краевой части долгоживущего Джунгаро-Балхашского палеоокеанического бассейна согласуется с заключениями, сделанными для аналогичных комплексов на востоке Казахстана [21]. Это дает основание предположить существование единых крупных сложно построенных ордовикско-силурийских окраинно-континентальных структур, которые в дальнейшем были расчленены на несколько более мелких различно ориентированных сегментов.

Сделанные выводы лучше согласуются с моделью эволюции палеозойд Казахстана и Тянь-Шаня, предложенной в [51, 52], в соответствии с которой структуры активной окраины на протяжении своей эволюции подвергались ороклинальным изгибам и расчленились сдвигами, выходящим комплексам тыловых зон во фронтальные.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты № 00-05-64646, 00-05-64149, и Национального Научного Фонда США, проект № EAR 9900231.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдеев А.В., Азбель К.А., Борукаева М.Р. и др. О важнейшем маркере позднего докембрия Казахстана и Северного Кыргызстана // Докембрий в фанерозойских складчатых областях. С.-Петербург: Наука, 1992. С. 119–129.
2. Авдеев А.В., Альперович Е.В., Вознесенский В.Д., Кореньков Б.Г. Докембрийские отложения Актау-Моинтинского водораздела // Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974. Том 1. С. 53–57.
3. Алексеев Д.В., Колесников В.Н., Смоляр М.И., Соколов С.Ю. Новые данные о возрасте гранитоидов хребта Малый Каратау по результатам Rb-Sr и K-Ar датирования // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1993. № 1. С. 73–77.
4. Альперович Е.В. Древние карбонатные толщи северо-западного Прибалхашья // Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 90–96.
5. Аполлонов М.К., Жемчужников В.Г., Дубинина С.В. Ордовик северо-западного Прибалхашья // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1990. № 4. С. 3–16.
6. Атлас карт юга Казахстана. Алма-Ата: Казгеология, 1990. 17 с.
7. Бандалетов С.М. Силур Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1969. 156 с.
8. Бесстраинов В.М., Герасимова Н.А., Курковская Л.А. Стратиграфия ордовика Актау-Моинтинского поднятия // Стратиграфия палеозоя Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1989. С. 68–77.
9. Бесстраинов В.М., Герасимова Н.А., Новикова М.З. Опорный разрез нижнего–среднего ордовика Северной Бетпакадалы // Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1985. С. 96–132.
10. Васюков Ю.А., Болдырев В.Б. Государственная геологическая карта Атасуйского рудного района. Масштаб 1 : 50000. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1991. 214 с.
11. Великовская Э.М., Биленко Е.А., Жаринов А.А. и др. Стратиграфия и условия образования силурийских отложений Нуринского синклинория и Шидертинской впадины // Проблемы геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1980. Кн. 2. С. 3–18.
12. Вознесенский В.Д., Михневич И.П., Ненашев Ю.П., Нилова Н.В. О структурном несогласии в верхне-силурийских отложениях Жаман-Сарысуйского антиклинория в Центральном Казахстане // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1963. Вып. 5. С. 55–59.
13. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. Объяснительная записка. Лист L-(43), (44) – Талды-Курган. Ленинград: ВСЕГЕИ, 1980. 160 с.
14. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1 : 500 000. Серия Центрально-Казахстанская. Объяснительная записка. Алма-Ата: М-во геологии КазССР, 1981. 325 с.
15. Геология и металлогения Каратау. Алма-Ата: Наука, 1986. Т. 1. 240 с.
16. Геология Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1987. 224 с.
17. Геология СССР. Т. XL. Кн. 1. М.: Недра, 1971. 536 с.
18. Геология Чу-Илийского региона. Алма-Ата: Наука, 1980. 504 с.
19. Герасимова Н.А., Зайцев Ю.А., Курковская Л.А., Новикова М.З. Проблемы стратиграфии нижнего палеозоя Центрального Казахстана // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1988. С. 30–43.
20. Дегтярев К.Е. Два типа раннепалеозойских островодужных систем Центрального Казахстана // Докл. Академии Наук. 1993. Т. 331. № 1. С. 74–77.
21. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. М.: Наука, 1999. 123 с.
22. Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Проблемы геологии орогенного силура и структуры с непрерывными разрезами в каледонидах Казахстана // Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана. М.: Наука, 1993. С. 64–82.
23. Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Кузнецов Н.Б., Астраханцев О.В. Платформенный этап в докембрийской истории Казахстана: палеотектонические, палеогеографические и геохронологические аспекты // Палеогеография венда-раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 159–166.

24. *Завражнов В.Н., Чечик Н.Л., Федоров Т.О. и др.* Среднепалеозойский магматизм южной части Сарысу-Тенизского поднятия // Проблемы геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1980. Кн. 2. С. 18–37.
25. *Зайчкина А.В., Заиканова В.С., Путьшев Н.А.* Докембрийские и нижнепалеозойские образования северо-западного Прибалхашья // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1982. № 2. С. 11–20.
26. *Кошкин В.Я., Абдрахманов Б.М., Волков В.В., Мертенов В.М.* Стратиграфия терригенно-кремнисто-базальтовой формации ордовика–силура Северного Прибалхашья // Региональная геология и геофизика. Алма-Ата: Наука, 1987. С. 6–15.
27. Магматизм Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1988. 168 с.
28. *Миколайчук А.В., Куренков С.А., Дегтярев К.Е., Рубцов В.И.* Основные этапы геодинамической эволюции Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии–раннем палеозое // Геотектоника. 1997. № 6. С. 16–34.
29. *Минервин О.В., Бабичев Е.А., Тенякова Р.Г.* Краткий очерк стратиграфии ордовика северо-западной части Центрального Казахстана // Стратиграфия допалеозоя, кембрия, ордовика и силура Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974. Т. 1. С. 191–206.
30. *Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
31. *Ненашев Ю.П., Проскурникова В.Е., Путьшев Н.А., Гурина Т.И.* Стратиграфическое положение яшмо-диабазового комплекса в Жаман-Сарысуйском антиклинории // Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана. Л.: Недра, 1965. С. 45–61.
32. *Никитин И.Ф.* Ордовик Казахстана. Ч. 1. Стратиграфия. Алма-Ата: Наука, 1972. 244 с.
33. *Никитин И.Ф., Жилкайдаров А.М., Ненашев Ю.П., Фрид Н.М., Цай Д.Т.* Ордовикский кремнисто-вулканогенный комплекс Жаман-Сарысуйского антиклинория (Центральный Казахстан) // Геология Казахстана. 1999. № 3. С. 19–30.
34. *Никитин И.Ф., Цай Д.Т., Шлыгин А.Е., Никитина О.И.* Рудовмещающие толщи Коксу-Текелийского рудного района // Отечественная геология. 1993. № 10. С. 33–41.
35. *Никитченко И.И.* Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя Джунгарского Алатау // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1978. № 5. С. 2–14.
36. *Новикова М.З.* Эволюция раннепалеозойского геосинклинального вулканизма Степнякского синклинория (Северный Казахстан): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Изд-во МГУ. 1975. 28 с.
37. *Новикова М.З., Кузнецов И.Е., Ряховский В.М., Сигачев С.П.* Нижнепалеозойский раннегеосинклинальный вулканизм Центрального Казахстана // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1988. С. 44–71.
38. *Палец Л.М.* Силурийские отложения Моинты-Новалинского антиклинория // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1990. № 6. С. 28–37.
39. *Путьшев Н.А.* Стратиграфия ордовика Атасу-Моинтинского водораздела // Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974. Т. 1. С. 207–212.
40. *Путьшев Н.А.* Стратиграфия силура верховьев рек Жаман-Сарысу и Шурубай-Нура // Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974. Т. 1. С. 248–250.
41. Ранний докембрий Центральноазиатского складчатого пояса. С.-Петербург: Наука, 1993. 272 с.
42. *Рязанцев А.В.* Структурный план среднего и верхнего палеозоя Урало-Монгольского пояса, проблема поздних деформаций // Геология Казахстана и проблемы Урало-Монгольского пояса. М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 51–64.
43. *Самыгин С.Г., Руженцев С.В., Поспелов И.И., Моссаковский А.А. и др.* Варисийская трансформная зона Джунгарии: опыт выделения // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 196–219.
44. *Спиридонов Э.М.* Каледонские магматические комплексы. Некоторые аспекты эволюции земной коры и металлогения Северного Казахстана // Магматизм и рудоносность Казахстана. Алма-Ата: Гылым, 1991. С. 114–122.
45. *Тевелев Ал.В., Бесстраинов В.М., Герасимова Н.А., Минервин О.В., Новикова М.З.* Стратиграфия нижне-среднепалеозойских комплексов Жаман-Сарысуйского мегаблока (Центральный Казахстан) // Бюл. МОИП. Отд. геол., 2003. Т. 78. Вып. 2. С. 25–39.
46. Токрауский горизонт верхнего силура. Алма-Ата: Наука, 1986. 226 с.
47. *Толмачева Т.Ю.* Пелагические конодонты позднего кембрия и раннего ордовика Центрального Казахстана. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. С.-Петербург: ВСЕГЕИ, 1996. 23 с.
48. *Филатова Л.И., Гвоздик Н.И., Зубаткина Г.М.* К стратиграфии протерозоя Центрального Казахстана // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1988. С. 15–29.
49. *Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г., Руженцев С.В., Моссаковский А.А.* Позднерифейский окраинно-континентальный вулканический пояс Восточной Гондваны // Докл. Академии Наук. 1995. Т. 342. № 5. С. 661–664.
50. *Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е., Голубев В.Н., Астраханцев О.В., Кузнецов Н.Б.* Вертикальная и латеральная неоднородность коры Северного Казахстана: данные геохронологического и изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидов // Геотектоника. 2001. № 5. С. 26–44.
51. *Sengor A.M.C., Natalin B.A., Burtman V.S.* Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. Vol. 364. № 6435. P. 299–307.
52. *Sengor A.M.C., Natalin B.A.* Paleotectonics of Asia: fragments of synthesis / Eds. An Yin and M. Harrison // The tectonic evolution of Asia. Cambridge Univer. Press, 1996. P. 486–640.

*Рецензенты: А.А. Моссаковский,
В.С. Буртман*

Position of the Aqtau-Dzungar Microcontinent in the Structural Framework of the Paleozooids of the Central Kazakhstan

K. E. Degtyarev

Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

Abstract—The structure of the Riphean basement and the Early Paleozoic cover of the Aqtau-Dzungar massif and the surrounding Ordovician-Silurian island-arc, flysch, and accretionary complexes of the western Central Kazakhstan and Northern Tian Shan are discussed. The rocks were obviously formed at the western (modern coordinates) active margin of a vast long-lived Dzungar-Balkhash paleoceanic basin. The similarity between the sequences of the Aqtau-Dzungar massif and coeval rocks at the back of the margin as well as the occurrence of Late Ordovician granitoids within these zones along with their absence in the forearc structures suggest that the massif was located in the rear of the active margin of the paleocean until the latest Ordovician. Early in the Silurian, the margin was deformed by oblique wrench faults, along which the Aqtau-Dzungar massif was brought forward from the rear. Later, the Silurian volcanic front, flysch trough, and accretionary prism were offset eastward, and the massif was incorporated in the basement beneath the island-arc and flysch sequences.

УДК 551.243.2(571.5)

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОГО ХРЕБТА

© 2003 г. В. К. Александров¹, В. И. Сизых¹, А. А. Бухаров², В. Д. Мац³

¹Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128

²Байкальский музей ИИЦ СО РАН, 664016, Иркутская обл., пос. Листвянка, ул. Академическая, 1

³Лимнологический институт СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3

Поступила в редакцию 02.04.2001 г.

Приведены новые данные о покровном строении южной части Байкальского хребта. Здесь выделены крупные тектонические покровы: Киренгско-Ульканский, Мужинайский, Елохинский и Солонцовский. Кроме того, в прибрежной полосе Байкала охарактеризованы новые структурные элементы – Хибеленское и Солонцовское тектонические окна. Предложенная модель тектонического строения южной части Байкальского хребта, очевидно, может быть распространена на всю территорию Прибайкалья, включая прилегающую краевую зону Сибирской платформы. Тектонические покровы определяют основные особенности докайнозойской этого региона и соответствуют зонам скупивания, сформировавшимся в процессе преимущественно каледонской коллизии.

ВВЕДЕНИЕ

Вдоль западной границы Байкальской складчатой области с Сибирской платформой прослежена система пологих разрывных структур, протягивающихся практически непрерывно от истоков р. Ангары до бассейна р. Витима. Среди них выделяются разноамплитудные надвиги, многоярусные покровы, по которым в сторону платформены надвинуты раннепротерозойские образования на рифейские, рифейские на вендские, вендские на раннепалеозойские, а в истоках р. Ангары – архейские на юрские [1–4, 9–13, 17–34, 39]. Наиболее ярко эти дислокации проявлены в истоках р. Ангары, в Приморском хребте (верховья рек Средней, Малой и Правой Иликты), в Байкальском хребте (Анайские гольцы, верховья рек Лены, Киренги, Левого Улькана, Мужиная, Молокона, Куркулы и Верхней Ирели), в Аkitканском хребте (бассейны рек Окунайки, Домутки, Мини, Чаи, Малой Чуи, Канушки), в Чайском среднегорье (бассейны рек Большой Чуи и Витима). Надвиговыми движениями охвачена не только приграничная часть Байкальской складчатой области, но и прилегающая к ней зона Сибирской платформы, где в надвиги вовлечены породы осадочного чехла и кристаллического фундамента.

Вместе с тем по мере дальнейшего изучения надвигов Прибайкалья становится очевидным, что общая аллохтонная структура региона без выделения крупных шарьированных комплексов и их границ не может быть до конца расшифрованной.

ПРЕДЫСТОРИЯ ВОПРОСА

Первые сведения о надвигах, выявленных в Прибайкалье, относятся к 1915 г., когда М.М. Тетяевым и его сотрудниками были установлены Ангарский надвиг, по которому породы архея надвинуты на юру, и ряд надвигов в Забайкалье. Интерпретируя такие разрывы, как шарьяжи, М.М. Тетяев выдвинул гипотезу о грандиозных шарьяжах, охватывающих Дальний Восток, Забайкалье и Восточный Саян. Подобная идея господствовала среди геологов, проводивших картирование в Забайкалье в конце 1920-х–начале 1930-х годов (А.Л. Лисовский, Ю.М. Шейнманн, К.Г. Войновский-Кригер, Е.А. Пресняков и др.). Противником подобной идеи с общегеологических позиций выступил В.А. Обручев. Он считал структуры, открытые в Восточном Саяне, Забайкалье и на р. Ангаре, не шарьяжами, а локальными надвигами, связанными с глыбовыми подвижками. В дальнейшем идея о “покровном строении” Забайкалья и Восточного Саяна была развенчана (Ю.П. Деньгин, Д.С. Соколов, А.И. Сулоев, И.В. Лучицкий, Н.В. Думитрашко и др.), хотя почти все эти исследователи подтвердили широкое распространение надвигов в Забайкалье и на Ангаре, но отрицали их большие амплитуды и покровное строение в целом. Большой вклад в познание надвиговых структур района р. Ангары и Забайкалья внес в 1940-х–1950-х годах В.Н. Данилович. Надвиговые структуры этого района В.Н. Данилович [12, 13] отнес к самостоятельному генетическому типу – к аркогенным надвигам.

С конца 1950-х годов началось планомерное средне- и крупномасштабное геологическое картирование территории Прибайкалья. Выявлен-

ные здесь типичные надвиговые и шарьяжные структуры вначале трактовались различным образом, но только не как надвиги и тектонические покровы. Так, например, налегание нижнепротерозойских эффузивов акитканской серии на отложения голоустенской свиты, относящейся к рифею, объяснялось наличием в районе эффузивов более молодого возраста, сходных по составу и внешнему облику с акитканскими эффузивами [40], а тектонические останцы древних пород среди более молодых автохтонных образований принимались за ядра антиклинальных складок или выступы фундамента и т.д. Многие пологие тектонические контакты часто изображались на геологических картах как крутые нарушения. Следует отметить, что подобные представления существуют и в настоящее время. Все же постепенно в различных районах Западного Прибайкалья и западной окраины Северо-Байкальского нагорья стали выделяться крупные надвиги и шарьяжи, которые по своим параметрам значительно превосходили аналогичные структуры Забайкалья и истоков р. Ангары. Так, в 1957–1958 гг. в верховьях рек Средней и Правой Иликты В.Д. Мац закартировал серию протяженных пологих надвигов, по которым нижнепротерозойские образования надвинуты на рифейские [22]. В 1959–1960 гг. А.А. Бухаров, Ю.П. Попов и М.Г. Константинов в верховьях рек Лево́й и Правой Киренги установили Передовой надвиг. По нему на отложения рифея и венда надвинуты нижнепротерозойские образования. В 1960 г. А.Н. Артемьев и Ю.П. Цыпуков [39] в междуречье Окунайки и Мини закартировали крупноамплитудный Миньский шарьяж. В 1960–1961 гг. Л.П. Тигунов, А.Ю. Шманкевич и Н.В. Суханова в верховьях р. Средней Ирели среди вендских и рифейских отложений выделили сложную структуру, названную “Луговой”. В ядре ее располагаются акитканские эффузивы. Авторы предложили несколько вариантов ее строения, один из них – это тектонический останец. В 1962–1966 гг. В.К. Александров, В.Д. Мац, Д.И. Калинина и Ю.П. Попов в верховьях р. Улькана закартировали серию пологих тектонических покровов и доказали аллохтонное строение этого отрезка Байкальского хребта.

Благодаря этим работам, а также исследованиям других геологов [9, 14, 31–34, 39], были созданы предпосылки для нового подхода к проблеме изучения надвиговой тектоники Прибайкалья.

Следует заметить, что долгое время надвиги Прибайкалья по механизму образования относились к надвигам аркогенного типа (по В.Н. Даниловичу), а по времени – к позднемезозойским. При этом становление некоторых из них связывалось с неотектоническими горообразовательными движениями. Однако во второй половине 1970-х годов, по мере накопления фактов, стало преобладать мнение об их коллизионном типе

(в связи с причленением к Сибирскому континенту островных дуг и микроконтинентов [7, 15, 32]) и раннепалеозойском возрасте [5, 6, 8].

МЕТОДИКА И МАТЕРИАЛЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В Прибайкалье основная часть известных надвигов и тектонических покровов была выявлена в результате проведения геологической съемки масштаба 1 : 200000 и 1 : 50000. В этой работе авторы принимали самое непосредственное участие. Особенно ценный материал был получен нами при полевых исследованиях наиболее интересных надвиговых структур и узловых участков, которые проводились методом их детального геологического картирования (с применением структурного анализа малых форм и специальной обработки замеров тектонической трещиноватости и зеркал скольжений в зонах разломов) или же отдельными маршрутными пересечениями и целиком базировались на стратиграфических и структурных соотношениях окружающих толщ. Особое внимание уделялось изучению шовных зон надвигов с прослеживанием их по простиранию и падению и структурно-вещественных парагенезисов в них. В частности, по результатам структурного анализа нижнекембрийских и вендских отложений в бассейне р. Лены выделены крупные тектонические окна и полуокна. Результаты предыдущих исследований постоянно дополнялись полевыми наблюдениями, проводимыми авторами на протяжении последних лет. Среди них особое место занимают подводные наблюдения на оз. Байкал, выполненные с помощью ПОА (подводный опускаемый аппарат) “Пайсис” [8].

Опыт, накопленный в изучении надвигов и их систем [42–44], показывает, что среди них выделяются две крупные категории – чешуйчатые веера и дуплексы. Чешуйчатый веер представляет собой надвиговую систему, где каждый надвиг повторяет по размерам и форме соседний надвиг и все они наклонены в одном направлении. При этом надвиговые пластины перекрывают одна другую подобно черепице. В основании такой системы располагается базальный надвиг (детачмент). В чешуйчатом веере группа изогнутых треугольных надвиговых пластин имеет асимптотическую (полусходящую) форму около подошвенного надвига и расщепляется вверх, как открытый веер. Часто, по мере приближения к эрозионной поверхности, углы падения надвигов в веере увеличиваются и могут достигать 60° и более. Все это свидетельствует о том, что чешуйчатые веера распространены и образуются преимущественно в приповерхностных горизонтах. Чешуйчатый веер, в котором надвиг с максимальным смещением находится во фронте, называется ведущим чешуйчатым веером. Если же надвиг с

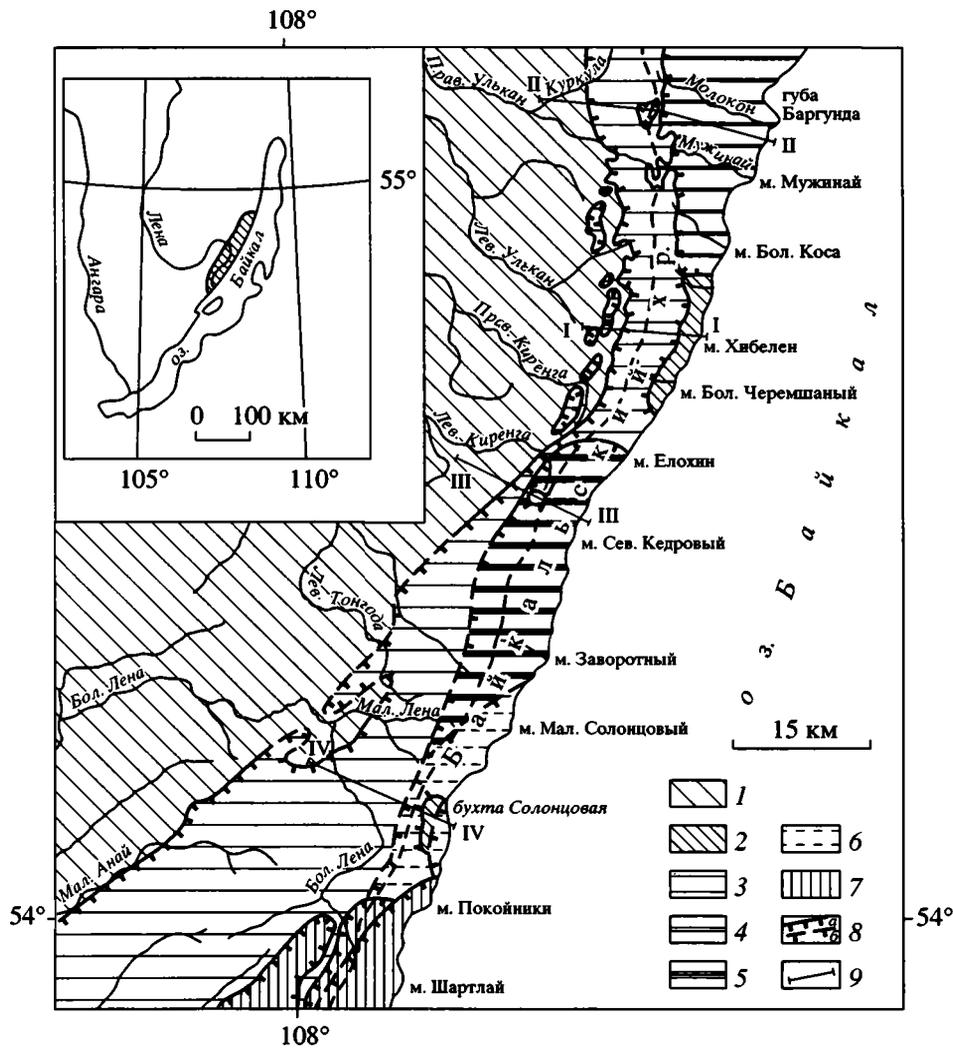


Рис. 1. Основные тектонические покровы Байкальского хребта

1 – автохтон (нижний–верхний кембрий); 2 – тектонические окна (Хибеленское, Солонцовское); 3–7 – тектонические покровы: 3 – Киренгско-Ульканский, 4 – Мужинайский, 5 – Елохинский, 6 – Солонцовский, 7 – Шартлайский, Анайский, Рытинский; 8 – основные сместители шарьяжей (а – достоверные и б – предполагаемые); 9 – линии геологических разрезов, приведенных на рис. 2–5

максимальным смещением находится в тылу, то его следует считать тыловым чешуйчатым веером [42]. Дуплекс представляет собой структуру, объединяющую группу чешуйчато расположенных “конских хвостов”. Строение этих образований определяют базальный и кровельный надвиги, а также чешуйчатое семейство второстепенных разрывов, изгибающихся вниз до базального и вверх до кровельного надвигов. Главное различие между чешуйчатыми веерами и дуплексами состоит в том, что чешуйчатые веера не имеют кровельных надвигов. Механизм образования дуплексов предполагает последовательное нагромождение “конских хвостов” в тыловой области надвига. Дуплекс может преобразовываться по простиранию в чешуйчатый веер. Дуплексы под-

разделяются на дуплексы с падением сместителей второстепенных разломов в хинтерланд, на антиформные и дуплексы с падением в форланд. Из строения и механизма формирования дуплексов, на наш взгляд, вытекает важный практический вывод: интенсивное скучивание, проявившееся в виде серии тектонических чешуй в основной части дуплекса, в направлении движения шарьируемых толщ может быстро уменьшаться и полностью затухать.

Надвиги внешней зоны Байкальской складчатой области по своей морфологии соответствуют чешуйчатым веерам и дуплексам. В различных частях этого региона при детальном структурном анализе достаточно уверенно выделяется ряд надвиговых систем. Каждая из таких надвиговых си-

Принципиальная стратиграфическая схема протерозойских, венд-нижнекембрийских, среднепалеозойских отложений южной части Байкальского хребта и прилегающего сегмента Сибирской платформы

Девон	Свиты	Орnochеканская, 600–700 м	
Нижний ордовик		Нарьягинская, 250 м	
		Суринская, 500–600 м	
		Устькутская, 570 м	
Верхний кембрий		Илгинская, 200–260 м	
		Верхоленская, 350–640 м	
Средний–верхний кембрий		Литвинцевская, 160–180 м	
Нижний кембрий		Ангарская, 300–350 м	
		Булайская, 140–180 м	
		Бельская, 400–500 м	
		Усольская, 500–600 м	
Венд		Мотская, 250–400 м	
		Ушаковская, 1000–1200 м	
Средний–верхний рифей	Байкальская серия	Качергатская свита, 1100–1600 м	
		Улунтуйская свита, 300–400 м	
		Голоустенская свита, 200–350 м	
		Хибеленская свита, 800–1200 м	Ирельский интрузивный комплекс
		Малокосинская свита, 300–1300 м	
Нижний протерозой	Акитканская серия	Илиткинская свита, 3000–3500 м	Кочериковский интрузивный комплекс
	Сарминская серия		

стем, по существу, представляет собой крупный тектонический покров, ограниченный снизу базальным, или подошвенным, надвигом. Нами проведен системный анализ надвиговых структур для южной части Байкальского хребта, ограниченного на юге мысом Покойники, а на севере – губой Баргунда. Общая протяженность исследованного отрезка хребта составляет около 100 км при ширине 15–25 км. В этом районе ранее были изучены многочисленные надвиги и типичные шарьяжи, которые рассматривались в качестве тектонотипов для Прибайкалья [2, 4, 23, 27]. Накопленный материал позволяет по-новому представить структуру данного отрезка Байкальского хребта и показать, что он сложен аллохтонными массивами, состоящими из надвинутых один на другой крупных тектонических покровов: Киренгско-Ульканского, Мужинайского, Елохинского и Солонцовского (рис. 1). Кроме того, в прибрежной полосе Байкала выделены новые структурные элементы – Хибеленское и Солонцовское тектонические окна [4].

Район сложен образованиями нижнего протерозоя (двух структурных уровней), среднего и верхнего рифея, венда и нижнего кембрия (таблица) [2, 7, 15, 23, 29, 30, 37, 38]. Все комплексы разделены между собой региональными несогласиями, резко отличаются по степени метаморфизма, фор-

мационному и литологическому составу, в связи с чем они легко распознаются и картируются.

Киренгско-Ульканский тектонический покров сложен породами нижнего протерозоя (сланцы иликтинской свиты и прорывающие их плагиограниты и габброиды кочериковского комплекса; терригенные образования малокосинской свиты и вулканы хибеленской свиты), рифея (карбонатно-терригенные образования голоустенской, улунтуйской и качергатской свит) и венда (терригенные образования ушаковской и мотской свит). Надвиговая система, образовавшая Киренгско-Ульканский тектонический покров, соответствует ведущему чешуйчатому вееру (рис. 2). Фронтальная часть ведущего надвига находится на западном склоне Байкальского хребта и совпадает с пологим региональным надвигом, по которому терригенные породы венда надвинуты на карбонатные отложения нижнего кембрия. Этот надвиг прослеживается через всю рассматриваемую территорию от р. Лены до бассейна р. Правого Улькана, но наиболее изученным является его северный отрезок, расположенный в междуречье Левой Киренги и Правого Улькана. Шовная зона надвига повсеместно представлена черной тектонической глиной мощностью 0.5–1.5 м, по обе стороны от которой располагаются катаклазированные и брекчированные породы автохтона и аллохтона (до 3.0–5.0 м и более). Волнистая по-



Рис. 2. Геологический разрез через центральную часть Байкальского хребта по линии р. Левый Улькан–мыс Хибелен (см. I–I на рис. 1)
 1, 2 – нижний кембрий: 1 – бельская свита, известняки с прослоями доломитов, 2 – усольская свита, известняки, доломиты; 3, 4 – венд: 3 – мотская свита, мелкогалечные конгломераты, кварцевые и полимиктовые песчаники, мергели, 4 – ушаковская свита, полимиктовые и граувакковые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы; 5–7 – рифей: 5 – качергатская свита, мелкозернистые кварцевые песчаники, алевролиты, сланцы, 6 – улунтуйская свита, глинистые сланцы, известняки, 7 – голоустенская свита, кварцевые песчаники, доломиты; 8–14 – нижний протерозой: 8 – хибеленская свита, кварцевые порфиры, прослой терригенных пород, 9 – малокосинская свита, конгломераты, песчаники, алевролиты, туфоалевролиты, 10 – иликтинская свита, сланцы, песчаники, рассланцованные метаэффузивы различного состава, 11 – ирельский комплекс, гранитоиды, 12 – кочериковский комплекс, плагиограниты, 13 – чайский комплекс, диабазы, кварцевые диабазы, 14 – кочериковский комплекс, габбро, метагаббро; 15 – основной сместитель Киренгско-Ульканского тектонического покрова (на других разрезах – Мужинайского, Елохинского, Солонцовского, Саган-Морянского тектонических покровов); 16 – надвиги, взбросо-надвиги

верхность сместителя и значительная амплитуда горизонтального перемещения пород вдоль него в сочетании с денудационными процессами привели к образованию в его фронтальной части значительных по размеру тектонических останцов, окон и полуокон. Ранее тектонические останцы выделялись лишь в бассейне р. Левого Улькана [2, 27]. Наиболее крупный из них (6.0×1.5 км) находится на водоразделе правых притоков р. Длинной (правый приток р. Левого Улькана). Он имеет сложную форму и вытянут с юга на север. Автохтон представлен карбонатными породами усольской и бельской свит. Сам останец сложен терригенными породами венда и частично известняками усольской свиты. Поверхность сместителя останца располагается на абсолютных отметках 1100–1300 м. Видимая мощность останца более 100 м. От основного надвига останец удален на 3.0–3.5 км.

При геологическом доизучении этой территории, проведенном в середине 80-х годов прошлого века Г.А. Богаревым, Д.И. Калинин и другими геологами, в верховьях р. Правой Киренги среди карбонатных отложений нижнего кембрия выделено еще два крупных тектонических останца (7.0×2.8 км и 3.5×1.5 км), сложенных терригенными породами венда. Ранее выходы этих толщ принимались за антиклинальные складки с крыльями, осложненными разрывами. По своему строению эти тектонические останцы аналогичны останцам, распространенным в бассейне р. Левого Улькана. Видимая амплитуда перемещения толщ на этом отрезке надвига достигает 5–6 км.

Южнее р. Левого Киренги в верховьях рек Левой Тонгоды и Правой Тонгоды фронтальная часть Киренгско-Ульканского покрова изучена менее детально, поскольку крупномасштабного геологического картирования здесь не проводилось. Надвиг трассируется в виде отдельных фрагментов и также приурочен к границе вендских и нижнекембрийских толщ. Зато в береговых отложениях р. Большой Лены фронт покрова выражен хорошо и представлен мощной тектонической зоной, погружающейся на юго-восток (110 – 120°) под углом 25 – 30° . Висячем крыле надвига располагаются интенсивно рассланцованные песчаники ушаковской свиты (ширина выхода рассланцованных пород 80–100 м), а в лежащем крыле – нижнекембрийские известняки, которые в зоне контакта (60–80 м) смяты в мелкие складки, часто запрокинутые на северо-запад. Складки разбиты серией разрывов, параллельных их осевым поверхностям. Амплитуда горизонтального перемещения пород в этом районе может быть оценена в 5–6 км. Как показывает структурный анализ, нижнекембрийские отложения, обнажающиеся по обоим бортам р. Большой Лены, ниже отмеченного надвига и до устья р. Малой Лены находятся в пределах крупного тектонического полуокна, размеры которого в плане составляют

12.0×3.5 км. Нижнекембрийские образования почти со всех сторон окружены отложениями венда, располагающимися на более высоких гипсометрических отметках. Рассматриваемый надвиг протягивается и далее к юго-западу в верховья рек Панкуча, Малый Анай и Большой Анай.

Киренгско-Ульканский покров осложнен серией чешуйчатых надвигов, многие из которых прослеживаются на десятки километров и, как правило, приурочены к границам хибеленской, голоуспенской, улунтуйской, качергатской и ушаковской свит. Сместители этих надвигов обычно под углами 40 – 60° погружаются на восток, а видимая амплитуда перемещения толщ вдоль них варьирует от первых десятков до первых сотен метров.

Поверхность основного сместителя Киренгско-Ульканского покрова полого погружается на восток, в сторону осевой части Байкальского хребта. Между мысами Елохин и Малая Коса этот надвиг пересекает Байкальский хребет и прослеживается на его восточном склоне, где он с запада ограничивает Хибеленское тектоническое окно. Севернее мыса Малая Коса Киренгско-Ульканский покров перекрыт Мужинайским покровом, а южнее мыса Елохин – Елохинским покровом.

Хибеленское тектоническое окно является важным структурным элементом, указывающим на значительные масштабы тектонического скупивания в Прибайкалье (см. рис. 2). Длина окна составляет 18 км, а ширина – 2–3 км. В его пределах обнажены породы раннего протерозоя (плагиограниты и габброиды кочериковского комплекса, сланцы иликтинской свиты, терригенные породы малокозинской свиты) и рифея (в основном голоуспенской, а местами и улунтуйской свит). Породы рифея прослеживаются в виде двух узких и протяженных пакетов, имеющих северо-восточное простирание, субпараллельное простиранию вмещающих толщ. Они располагаются на различных гипсометрических уровнях хребта, а южнее мыса Бол. Черемшаный один из пакетов картируется непосредственно в береговых обнажениях Байкала. С юго-восточной стороны каждый пакет рифея с угловым и стратиграфическим несогласием залегает на нижнепротерозойских образованиях, а с северо-западной отделен от последних тектоническими нарушениями. Ранее считали, что эти рифейские толщи залегают в односторонних грабенах, ограниченных продольными сбросами, образовавшимися при формировании Байкальской неотектонической впадины. В отличие от сложившихся представлений строение этой структуры нами рассматривается совершенно по-новому: в виде тектонического окна, где вскрыто эрозией основание (параавтохтон) вышележащего Киренгско-Ульканского тектонического покрова. Сам же параавтохтон состоит

из двух крупных тектонических пластин примерно одинакового строения. В основании каждой пластины залегают раннепротерозойские образования, а в верхней части – породы рифея. Обе пластины и разделяющий их сместитель погружаются на северо-запад в сторону платформы. В южной части тектонического окна угол наклона пластин достигает $50\text{--}70^\circ$, а на севере – $30\text{--}40^\circ$. Таким образом, наблюдается, что вторая пластина перекрывает первую, расположенную у подножья Байкальского хребта, по типу антиформного дуплекса. Тектоническая поверхность, составляющая подошву Киренгско-Ульканского покрова и ограничивающая Хибеленское тектоническое окно на западе, хорошо вскрыта эрозией в верховьях левых притоков р. Хибелен. Здесь на голоустенских песчаниках, расположенных в кровле второй пластины параавтохтона, гипсометрически выше залегают раннепротерозойские плагиограниты, габброиды и сланцы иликтинской свиты (см. рис. 2). При этом плагиограниты и габброиды сохранились в виде маломощного тектонического останца (500×120 м). Шовная зона между ними и песчаниками пологая и маломощная (2–3 м) и выражена милонитами и бластомилонитами контактирующих пород. Породы иликтинской свиты в зоне контакта (30–40 м) разбиты серией субгоризонтальных срывов, выраженных зонами (1–2 м) интенсивного рассланцевания, милонитизации, карбонатизации и окварцевания, чередующимися с участками (2–3 м) относительно не нарушенных пород, в которых хорошо сохранились первичный кливаж и слоистость. В зоне контакта наблюдается комплекс структурных парагенезисов (запрокидывание и подвороты слоев, складки волочения, линзы скопления, пояса трещин, структуры кинкбэнд и др.), позволяющих судить о том, что в верховьях р. Хибелен перемещение толщ, слагающих Киренгско-Ульканский покров, происходило в северо-западном направлении ($290\text{--}310^\circ$). Здесь и севернее сместитель покрова располагается на абсолютных отметках 1000–1200 м, а южнее – постепенно понижается и за мысом Малый Черемшаный выходит на берег Байкала. Следует заметить, что первичная структура параавтохтона и Киренгско-Ульканского аллохтона во многих местах осложнена различными тектоническими нарушениями более молодого возраста, что создает определенные трудности в картировании Хибеленского тектонического окна.

Изложенные материалы о строении Киренгско-Ульканского покрова и Хибеленского тектонического окна имеют и определенное практическое значение. Дело в том, что в осевой части Байкальского хребта, в районе Хибеленского перевала (1550 м над уровнем моря) выявлено пер-

спективное свинцово-цинковое рудопроявление, приуроченное к известнякам улунтуйской свиты. Ранее с помощью бурения было установлено, что рудопроявление осложнено серией малоамплитудных пологих нарушений надвигового типа. Теперь же выясняется, что все рудопроявление располагается в пределах крупного Киренгско-Ульканского аллохтона, мощность которого в районе Хибеленского перевала достигает 350–500 м.

Муживайский тектонический покров на широте мыса Малая Коса перекрывает Киренгско-Ульканский покров и прослеживается к северу вдоль восточного склона Байкальского хребта до верховьев р. Молокона Байкальского (рис. 3). Северная часть покрова находится за пределами рассматриваемого района. Покров сложен в основном породами нижнего протерозоя: сланцами и метасланцами иликтинской свиты, плагиогранитами и габброидами кочериковского комплекса, пестроцветными вулканогенно-терригенными образованиями малокозинской и хибеленской свит.

Фронтальная часть основного сместителя Мужинайского тектонического покрова, по-видимому, соответствует известному региональному надвигу, прослеживающемуся параллельно осевой части Байкальского хребта из верховьев р. Мал. Косы, через верховья рек Бол. Косы и Мужиная Байкальского до верховьев р. Молокона Байкальского. По нему на юге породы иликтинской свиты надвинуты на отложения молокой свиты, а на севере, в районе Малокозинского перевала, кочериковские плагиограниты шарьированы на порфиры хибеленской свиты. Видимая вертикальная амплитуда перемещения толщ в этих частях надвига достигает не менее 1.0–1.5 км. Сместитель этого надвига довольно круто ($40\text{--}50^\circ$) погружается на восток, но с глубиной он выполаживается, что хорошо видно в долине р. Мужиная Байкальского.

Фрагментами лобовой части Мужинайского тектонического покрова, несомненно, являются достаточно крупные покровно-чешуйчатые структуры, расположенные западнее, в верховьях рек Мужиная Ульканского, Молокона Ульканского и Мужиная Байкальского. В автохтоне этих структур находятся различные по составу порфиры хибеленской свиты и голоустенские песчаники, относящиеся к Киренгско-Ульканскому покрову. Гипсометрически выше залегает несколько тектонических пластин, сложенных вулканогенно-терригенными образованиями хибеленской и малокозинской свит, количество которых в отдельных структурах составляет от 3 до 6. В плане их видимые размеры измеряются сотнями метров и первыми километрами, а мощность – десятками и сотнями метров [2]. Образование подобных аллохтонов происходило в результате расщепления лобовой части Мужинайского покрова на ряд от-

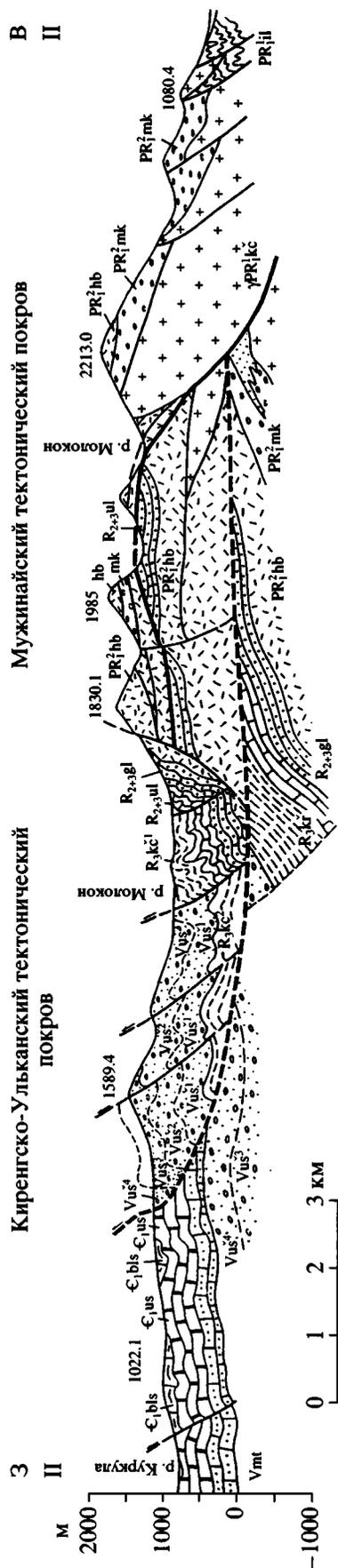


Рис. 3. Геологический разрез через центральную часть Байкальского хребта по линии р. Куркула-Ульянская-р. Молокон Байкальский (см. II-II на рис. 1) Условные обозначения см. на рис. 2

дельных пластин, перемещавшихся по типу антиформных дуплексов. Наличие пологих покровно-чешуйчатых структур во фронтальной части Мужинайского тектонического покрова интересно и с точки зрения количественной оценки амплитуды горизонтального перемещения шарьированных толщ. Исходя из видимых размеров тектонических чешуи, с учетом их частичной эрозии и денудации, путем их последовательной развертки и приведения в додеформационное положение, эта составляющая в лобовой части Мужинайского покрова в первом приближении оценивается в 12–13 км. Основная часть Мужинайского тектонического покрова, расположенная на восточных склонах Байкальского хребта, осложнена серией второстепенных надвигов, падающих на восток под углами 40–60°, которые на глубине соединяются с основным подошвенным сместителем. Кинематика этих разрывов однозначно определяется по надвиганию с востока на запад более древних образований на молодые, а в однородных толщах по структурным признакам (складкам волочения, подворотам слоев, линзам скольжения и т.д.). Амплитуда перемещения толщ вдоль них сравнительно небольшая и измеряется десятками и первыми сотнями метров. Подобные надвиги хорошо видны в долинах рек Мужиная Байкальского и Бол. Косы, где, как минимум, выделяется шесть чешуи. Эти данные позволяют заключить, что основная часть Мужинайского покрова построена в виде чешуйчатого веера с ведущим подошвенным надвигом.

Елохинский тектонический покров в районе мыса Елохин перекрывает Киренгско-Ульянский покров и прослеживается к югу на 40–45 км (рис. 4). В районе мыса Мал. Солонцовый он со стороны Байкала перекрывается другим тектоническим покровом – Солонцовским. Покров сложен раннепротерозойско-рифейскими образованиями: плагиогранитами и габброидами кочериковского комплекса, ирельскими гранитоидами, терригенно-вулканогенными образованиями акитканской серии, карбонатно-терригенными отложениями байкальской серии. На севере покров ограничен Елохинским разломом, который ранее относился к категории поперечных разрывов глубокого заложения и трассировался от побережья Байкала далеко в пределы платформы. Однако детальное картирование, проведенное в разные годы Ю.П. Поповым, А.А. Бухаровым, Д.И. Калининой, Г.А. Богаревым и др., показало, что разлом прослеживается лишь от Байкала до верховьев р. Лев. Киренги, где он круто изгибается к югу и далее переходит в Передовой надвиг, фронтальная часть которого проходит вдоль подножья гольцовой части западного склона Байкальского хребта. Таким образом, Елохинский разлом и Передовой надвиг генетически сопряжены между

собой и ограничивают с севера и северо-запада Елохинский тектонический покров. Передовой надвиг является подошвенным или ведущим надвигом Елохинского покрова. По нему в верховьях рек Мал. Лены, Тонгоды, Толококтая и Лев. Киренги на отложения ушаковской свиты, относящиеся к подстилающему Киренгско-Ульканскому тектоническому покрову, последовательно надвинуты породы качергатской, улунтуйской, голоуспенской и хибеленской свит. В связи с этим амплитуда горизонтального перемещения Елохинского покрова в северном направлении возрастает от нескольких сот метров до 5–6 км в районе Елохинского разлома. Покров повсеместно осложнен серией надвигов, построенных в виде чешуйчатого веера. Все они погружаются на восток. Их вертикальная амплитуда достигает многих десятков и сотен метров. Наиболее интенсивное чешуйчатое окучивание наблюдается в районе изгиба Елохинского разлома и его перехода в Передовой надвиг. Основным сместитель Елохинского покрова полого погружается на восток, что подтверждается наличием тектонического окна, расположенного в истоках р. Лев. Киренги. В тектоническом окне среди эффузивно-терригенных образований хибеленской свиты, залегающих в основании покрова, обнажены кварцевые песчаники голоуспенской свиты и кварцевые порфиры хибеленской свиты. Песчаники прослеживаются в русле реки на 800–900 м, наибольшая ширина их выхода – 100–120 м, видимая мощность – 30–35 м. Голоуспенские песчаники залегают с размывом на хибеленских кварцевых порфирах. Нормальный стратиграфический контакт между ними устанавливается по наличию базальных конгломератов (1.5–2.0 м). Несомненно, что песчаники и подстилающие их порфиры принадлежат к нижележащему Киренгско-Ульканскому покрову. Контакт между голоуспенскими кварцевыми песчаниками и залегающими гипсометрически выше порфирами резкий, плотно притертый. Тектоническая зона в породах автохтона и аллохтона выражена многочисленными зеркалами скольжения. Азимут падения поверхности сместителя здесь 140°, угол 20° располагается она на абсолютных отметках 1400–1500 м. Восточнее тектонического окна основной сместитель Елохинского покрова погружается в сторону Байкала круче восточного склона Байкальского хребта. Поэтому процессами денудации автохтон здесь не вскрыт.

Солонцовский тектонический покров расположен южнее Елохинского покрова и прослеживается до широты мыса Покойники, где он перекрывается двумя другими тектоническими покровами: Анайским и Шартлайским (см. рис. 1, 2). Последние располагаются за пределами рассматриваемой нами территории. Протяженность Солонцовского покрова около 35 км, а ширина бо-

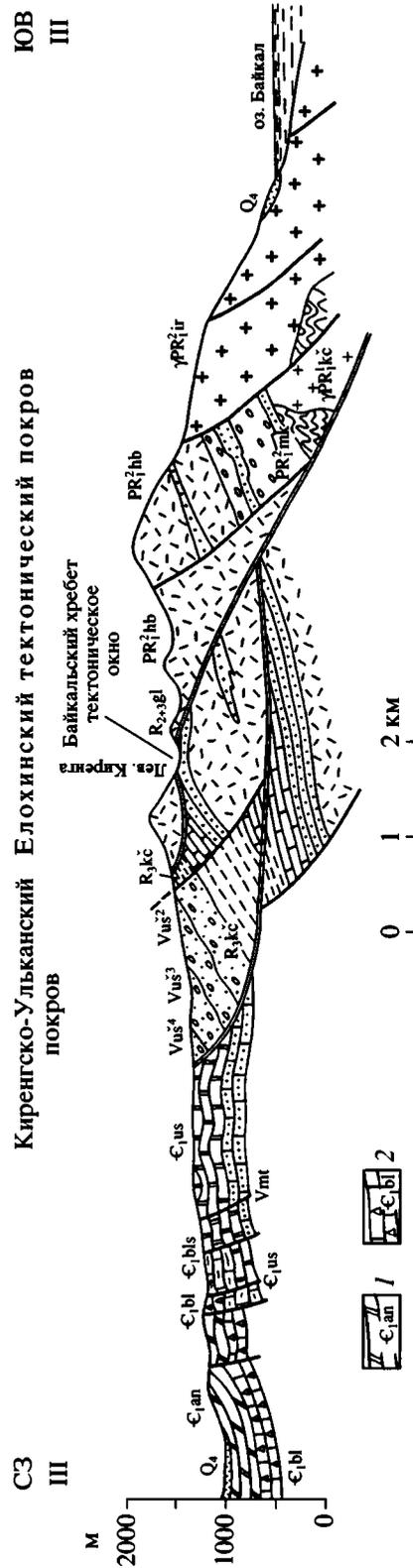


Рис. 4. Геологический разрез через центральную часть Байкальского хребта по линии р. Левая Киренга–мыс Северный Кедровый (см. III–III на рис. 1). 1 – нижний кембрий; 2 – ангарская свита, светлые и кремневые доломиты, прослой известняков, 2 – булайская свита, серые доломиты, прослой известковистых и песчанистых доломитов. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

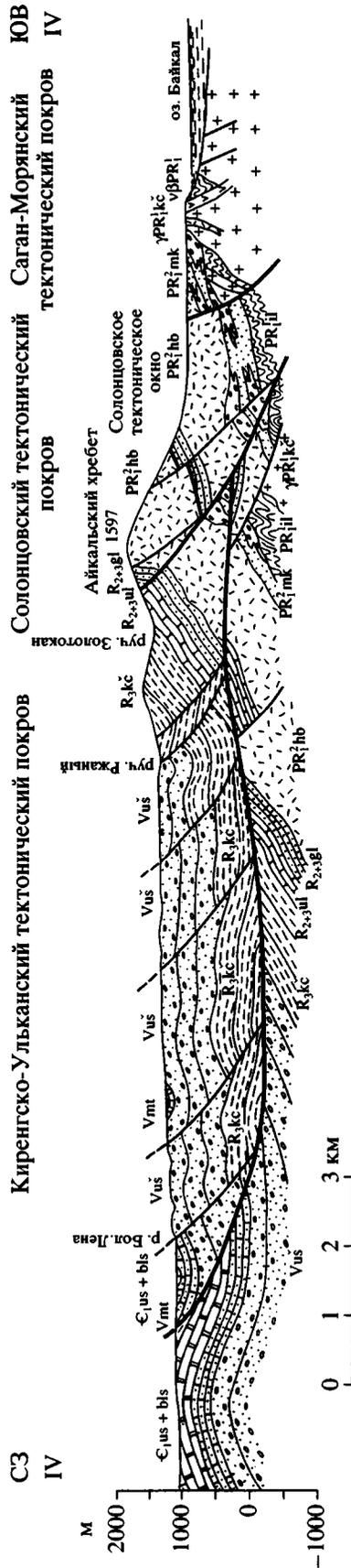


Рис. 5. Геологический разрез через центральную часть Байкальского хребта по линии р. Лена–мыс Саган-Мория (см. IV–IV на рис. 1) Условные обозначения см. на рис. 2



Рис. 6. Фрагменты надвига порфиров хибеленской свиты среднего протерозоя на кварциты голоуспенской свиты верхнего протерозоя в предгорьях Байкальского хребта, в 2 км к западу от бухты Солонцовой
1 – кварциты, кварцевые песчаники голоуспенской свиты верхнего протерозоя; 2 – кварцевые порфиры хибеленской свиты среднего протерозоя; 3 – эпидотизированные милониты в подошве надвига

лее 5–7 км. В его строении участвуют практически те же толщи, которые образуют и Елохинский покров (рис. 5). Граница между Елохинским и Солонцовским покровами нами намечена по хорошо выраженному разлому северо-восточного простирания, пересекающему Байкальский хребет от левых истоков р. Мал. Лены до мыса Мал. Солонцовый. Этот разлом взбросо-надвигового типа хорошо трассируется на аэрофотоснимках и по геофизическим материалам. Южнее, на западном склоне Байкальского хребта, основной сместитель Солонцовского покрова выражен менее ясно, чем, например, у Киренгско-Ульканского покрова, что объясняется, видимо, тем, что здесь он расщепляется на ряд мелких чешуйчатых надвигов, приуроченных как к границе раннепротерозойских и рифейских образований, так и развитых среди рифейских толщ. Амплитуда перемещения толщ вдоль них измеряется десятками и первыми сотнями метров. В поперечном разрезе Солонцовский покров имеет вид чешуйчатого веера.

Солонцовское тектоническое окно расположено у подножья восточного склона Байкальского хребта в районе бухты Солонцовой (см. рис. 1, 2). Здесь ранее А.А. Бухаровым при проведении среднемасштабной геологической съемки на площади 8.0 × 2.0 км были закартированы разрозненные коренные выходы кварцевых песчаников и кварцитов голоуспенской свиты, которые со стратиграфическим несогласием залегают на кварцевых порфирах хибеленской свиты. Было также установлено, что на песчаники и кварциты надвинуты порфиры хибеленской свиты (рис. 6). Сместитель этого надвига погружается на запад и северо-запад в направлении осевой части Байкальского хребта, под углом 15–30°. Общая структура этого участка в целом не была расшифрована. Теперь мы склонны считать, что формирование Солонцовского тектонического окна

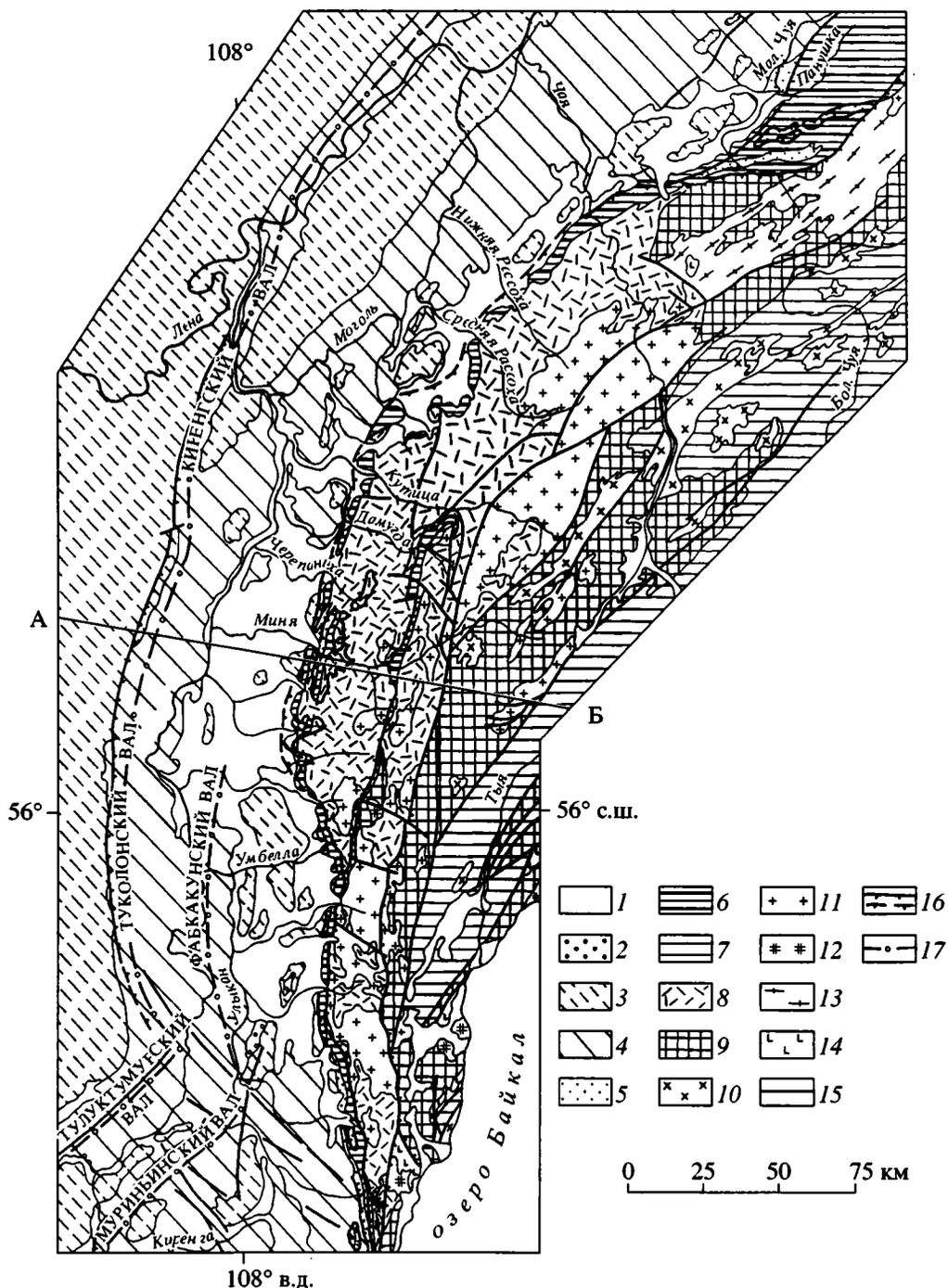


Рис. 7. Геологическая карта западной окраины Байкальской складчатой области и прилегающих районов Сибирской платформы

1 – четвертичные отложения; 2 – девон, орночеканская свита; 3 – нижний – верхний ордовик; 4 – нижний–верхний кембрий; 5 – венд; 6, 7 – нижний–верхний рифей Байкальской складчатой области: 6 – внешней и 7 – внутренней зон; 8, 9 – нижний протерозой: 8 – акитканская серия, 9 – муйская серия и чуйская толща; 10 – палеозойские гранитоиды мамско-оронского комплекса; 11–13 – раннепротерозойские гранитоиды: 11 – ирельский, 12 – муйский и 13 – чуйско-кодарский комплексы; 14 – раннепротерозойские габброиды; 15 – разломы; 16 – надвиги и шарьяжи; 17 – оси крупных валов; А–Б – линия геологического разреза, приведенного на рис. 8

произошло в результате эрозии восточной части Солонцовского покрова и что обнажающиеся в его пределах голоустенские песчаники находятся

в верхней части нижележащего Киренгско-Уланканского тектонического покрова. Это дает основание предполагать, что амплитуда горизонталь-

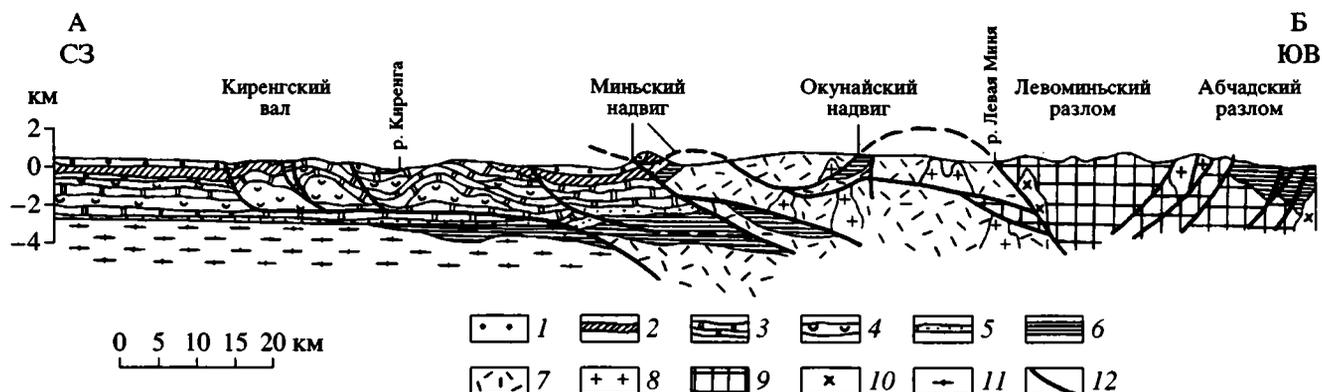


Рис. 8. Геологический разрез через Киренгскую складчатую зону Сибирской платформы и Северо-Байкальский выступ Байкальской складчатой области (см. А–Б на рис. 7)

1 – нижний–верхний ордовик; 2 – средний–верхний кембрий; 3, 4 – нижний–средний кембрий: 3 – карбонатные отложения, 4 – соли; 5 – венд, миньская свита; 6 – рифей; 7–9 – нижний протерозой: 7 – акитканская серия, 8 – ирельские гранитоиды, 9 – чуйская толща; 10 – нижний палеозой, мамско-оронские гранитоиды; 11 – гранито-метаморфический фундамент платформы; 12 – надвиги, сбросы и взбросы

ного перемещения толщ, входящих в состав Солонцовского покрова, достигает более 1.5–2.0 км.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассмотренный отрезок Байкальского хребта представляет собой горную страну с альпинотипными формами рельефа, где абсолютные отметки достигают 2200 м, а относительные превышения – более 1000 м. Сильно расчлененный рельеф и почти сплошная обнаженность позволяют утверждать, что все описанные выше тектонические покровы и тектонические окна изучены с большой степенью точности и надежности.

Предложенная модель тектонического строения южного отрезка Байкальского хребта может быть использована и для других районов Западного Прибайкалья и западной окраины Северо-Байкальского нагорья. Здесь также вместо многочисленных разрозненных надвиговых и взбросо-надвиговых дислокаций при направленном и детальном структурном и системном анализе надвиговых зон могут быть выделены более крупные и, зачастую, региональные шарьированные комплексы с достаточно четкими границами.

Зоны тектонического скупивания не ограничиваются только областью Байкальского хребта. Тектонические покровы распространены и в пределах Байкальской впадины, что подтверждается детальными исследованиями, проведенными в северо-восточной части острова Ольхон [9, 38]. Здесь прямыми наблюдениями зафиксировано несколько пологозалегающих тектонических пластин, фрагменты которых хорошо видны в береговых обнажениях юго-восточного склона острова, а часть из них, скрытая водами Байкала, была выявлена при подводных геологических исследованиях

с ПОА “Пайсис” [8]. Несомненно и то, что надвиговые дислокации глубоко проникают в краевую зону Сибирской платформы, в область распространения нижнепалеозойских толщ (рис. 7). Здесь на широте рассмотренного отрезка Байкальского хребта наблюдается структурное сочленение двух зон линейных складок: Качугской и Киренгской [15]. В самых общих чертах можно заметить, что названные зоны складок состоят из чередующихся валов и прогибов, осложненных складчатыми структурами второго порядка, имеющими разнообразные размеры и формы (с амплитудой от первых десятков метров до 500–1000 м), которые расположены либо субпараллельно, либо кулисно [31, 32]. Валы и антиклинальные складки вытянуты параллельно сопредельным орогенам (Приморскому, Байкальскому и Аkitканскому хребтам) на многие десятки и сотни километров. Ядра крупноамплитудных складок обычно сложены породами нижнего кембрия, а крылья – отложениями среднего и верхнего кембрия и ордовика. Их осевые поверхности опрокинуты на запад и северо-запад. Часто центральные части и крутые крылья валов и антиклиналей осложнены взбросами и надвигами, с вертикальной амплитудой до 1.0–1.5 км. Особенно хорошо картируется система протяженных взбросов, приуроченных к западному крылу Туколонского и южной части Киренгского валов, являющихся западной границей Киренгской зоны складок, и вдоль западного крыла Тулуктумурского вала, расположенного вдоль северо-западной границы Качугской зоны складок. В верховьях р. Киренги происходит резкое, почти торцовое сочленение этих названных складчатых зон. К складкам Киренгской зоны, ориентированным в субмеридиональном направлении, с юго-востока примыкают складки Качугской зоны, имеющие северо-восточное простира-

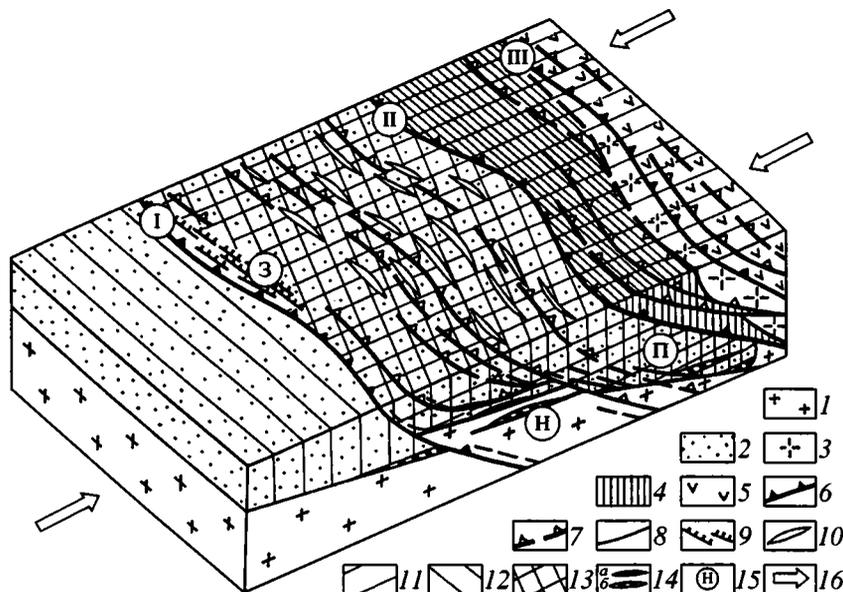


Рис. 9. Блок-диаграмма, иллюстрирующая шарьяжно-надвиговое строение и нефтегазоносность южной окраины Сибирской платформы

1 – кристаллический фундамент; 2 – осадочный чехол; 3 – краевые выступы фундамента платформы, переработанные процессами активизации; 4 – метаморфический комплекс Байкало-Патомского нагорья; 5 – Байкало-Муйский офиолитовый пояс, сформированный пакетами сорванных тектонических покровов, сложенных островодужными и офиолитовыми комплексами; 6 – региональные шарьяжи (римские цифры в кружках): I – Ангаро-Вилуйский (передовой), II – Байкало-Патомский (центральный), III – Байкало-Муйский (тыльный); 7 – надвиги; 8 – разрывные нарушения в разрезе блок-диаграммы; 9 – надвиго-складки Непской зоны складок; 10 – узкие протяженные валы, антиклинали, формирующие пояс отраженной, принадвиговой, складчатости; 11 – Байкало-Патомская покровно-складчатая область; 12 – Сибирская платформа; 13 – Ангаро-Ленская, Непско-Ботуобинская нефтегазоносные области; 14 – нефтегазоносные залежи: а – установленные, б – предполагаемые; 15 – основные структурные элементы (буквы в кружках): П – Прибайкало-Предпатомская поднадвиговая зона (краевой прогиб), Н – Непско-Ботуобинская фронтальная антеклиза, З – зона Непских складок; 16 – векторы сжатия

ние. Такие соотношения наблюдаются между Туколонским (простираение СЗ 340°) и Тулуктурмурским (60°), Фабкакунским (350°) и Муриньинским (50°) валами и сопряженными с ними впадинами. Контакты между названными валами выражены зонами разломов субширотного и северо-западного простирания, имеющими левостороннюю сдвиговую составляющую, общая амплитуда которой достигает многих километров.

Нам представляется, что Киренгская и Качугская зоны складок, а также расположенные западнее Марковско-Ичерская и Непская на глубине ограничены системой субпараллельных поверхностей срывов, приуроченных к высокопластичным горизонтам различных стратиграфических уровней, главным образом к карбонатно-терригенным толщам галогенной формации венда и раннего кембрия (рис. 8). Поверхности отдельных срывов по мере движения шарьяруемых масс, видимо, ветвятся и выходят на поверхность в виде локальных взбросов и надвигов, формирующихся одновременно с антиклинальными зонами. В целом же для названных складчатых зон Сибирской платформы характерны все основные положения структурного анализа, выработанного М.А. Ка-

малетдиновым, Ю.В. Казанцевым и Т.Т. Казанцевой для складчато-надвиговых дислокаций, развитых на территории Восточно-Европейской платформы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, приведенный материал свидетельствует о покровном строении западной окраины Байкальской складчатой области в зоне ее сочленения с Сибирской платформой. Горизонтальный тектогенез захватывает кристаллический фундамент и чехол Сибирской платформы (рис. 9) [32]. Процессы надвигообразования происходили неоднократно. При этом раннепалеозойская эпоха является главнейшей. Это подтверждается конформностью складчатых и разрывных дислокаций докембрийских образований западной окраины Байкальской складчатой области и деформированных согласно с ними нижнепалеозойских отложений внутреннего поля Сибирской платформы. Кроме того, вдоль подножья Байкальского хребта, в бассейнах рек Нижней Ирели, Сухой и Кунермы, наблюдается несогласное залегание на деформированных кем-

брийских и нижнеордовикских отложениях красноцветных терригенных отложений орнотечанской свиты, относящейся к девону [18, 19]. В составе галек конгломератов в большом количестве присутствуют подстилающие породы и различные породы нагорья. Это дает основание полагать, что накопление орнотечанской свиты предшествовало важному событию – тектоническое скучивание с формированием покровно-складчатой структуры. Надвиги Прибайкалья очень похожи на тектонические покровы и надвиги, установленные в Тункинских гольцах Восточного Саяна [4, 14]. Их возраст довольно определенно датируется плагиогранитами и гранодиоритами холбинского комплекса, которые прорывают покровы и частично внедряются вдоль их тектонических контактов. Возраст холбинского комплекса определяется как силурийский. Кроме того, тектонические покровы и прорывающие их гранитоиды перекрываются сагансайрской свитой, возраст которой – девон–ранний карбон. Следует заметить, что, в свою очередь, породы сагансайрской свиты смяты в складки и перекрыты малоамплитудными надвигами, созданными более молодыми движениями, но в целом в структуре района им принадлежит второстепенная роль. Сагансайрская свита по своему формационному составу и возрасту во многом сопоставима с орнотечанской свитой. Близкие возрастные датировки получены В.С. Федоровским [38] для Ольхонской аллохтонной системы. Здесь возраст покровов и самой коллизии установлен несколькими изохронными методами как раннепалеозойский (ордовикский). Возраст надвиговых пластин (пакетов), определенный по милонитам в зонах надвигов в подводных разрезах о-ва Ольхон и Ушканьих островов, по данным Rb/Sr изохроны, определен в 727 млн. лет.

Наиболее древние, дорифейские, надвиги картированы в северной части Байкальского хребта геологами Н.Н. Вишняковым, О.М. Можаровским, И.К. Гловым, В.В. Будыгером и другими в отдельных локальных участках среди нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных пород акитканской серии и гранитоидов ирельского комплекса. В структурном отношении эти участки приурочены к западному флангу Даванской зоны смятия и находятся в бассейнах рек Рели, Кунермы, Нижней Ирели, Джелтуя, Умеллы и др. В этих надвигах, как правило, породы аллохтона подвержены в большей степени процессам дислокационного метаморфизма и метасоматоза, чем породы автохтона. Их шовные зоны измеряются десятками метров и выполнены милонитами, бластомилонитами и бластокатаклазитами, которые интенсивно метасоматизированы. Метасоматоз выразился в кварцевании тектонитов, в образовании среди них кварцево-слюдистых, биотит-амфиболовых, амфиболовых сланцев и плас-

товых тел лейкократовых мелкозернистых гранитов с биотитом. В целом процессы динамометаморфизма и метасоматоза, приуроченные к надвигам, сопоставимы с аналогичными процессами, проявленными в Даванской зоне смятия [7, 18]. Некоторые из этих надвигов образуют динамопары со сдвигами северо-западного простирания, которые, в свою очередь, перекрываются рифейскими отложениями голоуспенской свиты. Самые поздние метасоматические лейкократовые граниты с биотитом, известные в Даванской зоне смятия, имеют изохронную Rb-Sr датировку в 1560 ± 72 млн. лет [36], что соответствует их дорифейскому возрасту.

Мезозойские надвиги наиболее широко распространены в Забайкалье, образуя относительно небольшие структуры, которые формируются в верхней части земной коры в виде одиночных разрывов, сопровождающихся иногда чешуйчатыми веерами. В южных районах Прибайкалья они располагаются в истоках р. Ангары. В Забайкалье образование надвигов связывается либо с процессами гранитизации и ультраметаморфизма, обуславливающими формирование сводовых поднятий (гранито-гнейсовых куполов) и сопряженных впадин, по бортам которых развиваются надвиги [10, 16, 41], либо с образованием комплексов метаморфических ядер кордильерского типа [35]. Все эти процессы происходили в стороне от рассматриваемого нами региона. Их северо-западная граница проходит примерно по линии устье р. Селенги – среднее течение р. Витим – западные отроги Станового хребта. В Западном Прибайкалье роль мезозойской надвиговой тектоники, очевидно, была незначительная. Малоамплитудные надвиги в Прибайкалье могли формироваться и в кайнозое [24], но их роль здесь также малозаметная.

Предложенная модель тектонического строения южной части Байкальского хребта, очевидно, может быть распространена на всю территорию Прибайкалья, включая прилегающую краевую зону Сибирской платформы. Тектонические покровы определяют основные особенности докайнозойской структуры этого региона и соответствуют зонам скучивания, сформировавшимся в процессе преимущественно каледонской коллизии.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований. Проект № 01-05-97216.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров В.К. Тектонические покровы Байкальского хребта в бассейне Улькана // Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы и смежных областей. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1971. С. 36–48.

2. Александров В.К. Надвиговые и шарьяжные структуры Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1990. 103 с.
3. Александров В.К., Бухаров А.А., Мац В.Д. Тектонические окна на западном берегу оз. Байкал // Докл. РАН. 1996. Т. 349. № 2. С. 218–220.
4. Арсентьев В.П. Останцы тектонических покровов в Тункинских Альпах // Докл. АН СССР. 1967. Т. 177. № 3. С. 655–657.
5. Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 133 с.
6. Беличенко В.Г., Скляр Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртоого О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 29–40.
7. Бухаров А.А., Глазунов О.В., Рыбаков Н.М. Байкало-Витимский нижнепротерозойский зеленокаменный пояс // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 33–39.
8. Бухаров А.А., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Геологическое строение фундамента средней части оз. Байкал // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 9. С. 19–30.
9. Бухаров А.А., Фиалков В.А. Геологическое строение дна Байкала. Взгляд из “Пайсиса”. Новосибирск: Наука, 1996. 116 с.
10. Гладков В.Г., Сизых В.И., Фомин И.Н., Фомина В.А. Аркогенный надвиг в северной части Заганского хребта (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 1967. № 2. С. 90–94.
11. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
12. Данилович В.Н. О локальных покровных структурах на юге Восточной Сибири // Проблемы тектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1961. С. 174–188.
13. Данилович В.Н. Аркогенный тип надвигов // Геология и геофизика. 1963. № 2. С. 3–11.
14. Добрецов Н.Л. О покровной “тектонике” Восточного Саяна // Геотектоника. 1985. № 1. С. 39–50.
15. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1, 2. М.: Недра, 1990. 327 с.; 334 с.
16. Комаров Ю.В. Мезозойские межкупольные впадины в структуре Байкальского мегасвода // Геология и геофизика. 1983. № 4. С. 9–15.
17. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Уикхем С.М. Ангаро-Витимский батолит, Забайкалье: строение, петрология, модель формирования // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 217–233.
18. Лобанов М.П. Даванская зона смятия и связь с ней динамометафорфизма, метасоматоза и рудной минерализации (Северо-Западное Прибайкалье) // Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1966. С. 168–184.
19. Лобанов М.П., Сендеров М.А., Дашкевич Л.М. Ордовикские отложения бассейнов рек Куермы и Окунайки // Новые данные по геологии, нефтегазоносности и полезным ископаемым Иркутской области. М.: Недра, 1964. С. 121–129.
20. Лобанов М.П., Сизых В.И., Синцов А.В. и др. Поясная зональность покровно-складчатых структур юга Сибирской платформы: Методические рекомендации по выявлению закономерностей размещения дислокационно-метасоматических структурно-вещественных комплексов в связи с минерацией и нефтегазоносностью. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1990. 68 с.
21. Мазукабзов А.М., Сизых В.И. О покровно-чешуйчатом строении Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1987. № 3. С. 87–90.
22. Мац В.Д. Протерозойские образования Западного Прибайкалья // Геология СССР. М.: Недра, 1962. Т. 17. С. 79–101.
23. Мац В.Д. Верхний докембрий Западного Прибайкалья и западной окраины Северо-Байкальского нагорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1965. 24 с.
24. Мац В.Д. Граница нижнего протерозоя и рифея на западной окраине Байкальской горной области // Стратиграфия докембрия региона Средней Сибири. Л.: Наука, 1983. С. 78–85.
25. Мигурский А.В., Старосельцев В.С. Шарьяжное строение зоны сочленения Сибирской платформы с Байкало-Патомским нагорьем // Советская геология. 1989. № 7. С. 9–15.
26. Никольский Ф.В. Тектоническое строение Северо-Байкальского нагорья и Приленского плато // Материалы по геологии Сибирской платформы и смежных областей. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1971. С. 16–35.
27. Попов Ю.П. Надвиговые покровы Северо-Западного Прибайкалья // Докл. АН СССР. 1967. Т. 174. № 4. С. 46–48.
28. Попов Ю.П. О характере сочленения юга Сибирской платформы и Байкальской складчатой области (на примере Западного Прибайкалья) // Геология и полезные ископаемые юга Сибирской платформы. Л.: Наука, 1970. С. 117–123.
29. Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. Т. 1: Стратиграфия. 545 с.
30. Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1967. Т. 2: Магматизм, тектоника, история геологического развития. 699 с.
31. Сизых В.И. О природе валлообразных поднятий осадочного чехла юга Сибирской платформы // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 6. С. 792–795.
32. Сизых В.И. Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Иркутск: Ин-т Земной коры СО РАН, 2000. 96 с.
33. Сизых В.И., Малых А.В., Новокушенов Ю.А. Новые данные об Ангарском надвиге // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267. № 1. С. 184–187.
34. Сизых В.И., Татаринцев А.В., Мазукабзов А.М. Чешуйчато-надвиговое строение Присяянского краевого прогиба // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 1. С. 217–221.
35. Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплекс метаморфических ядер кордильерского

- типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997. 182 с.
36. Собаченко В.Н., Плюснин Г.С., Сандимирова Г.П., Похольченко Ю.А. Первые результаты рубидий-стронциевого датирования процессов гранитизации в Даванской зоне смятия (Северо-Западное Прибайкалье) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301. № 1. С. 202–206.
37. Федоровский В.С. Нижний протерозой Байкальской горной области (геология и условия формирования континентальной коры в раннем докембрии). М.: Наука, 1985. 200 с.
38. Федоровский В.С., Добржинецкая Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника. 1993. № 4. С. 30–45.
39. Цыпуков Ю.В. Следы позднейшей тектоники в бассейнах рек Савкиной, Домутки и Мини (Северо-Западное Прибайкалье) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1962. Вып. 4. С. 66–72.
40. Чесноков С.В. О структурных этажах Западного Прибайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 5. С. 121–136.
41. Шевченко В.К. О природе надвигов Юго-Западного Забайкалья // Геотектоника. 1974. № 2. С. 98–103.
42. Boyer S.E., Elliott D. Thrust system // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1982. Vol. 66. № 9. P. 1196–1230.
43. Dahlstrom C.D.A. Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains // Bull. Can. Petrol. Geol. 1970. Vol. 18. P. 332–406.
44. Mitra G., Boyer S.E. Energy balance and deformation mechanisms of duplexes // Journal of structural geology. 1986. Vol. 8. № 3, 4. P. 291–304.

Рецензенты: В.С. Федоровский,
В.И. Коваленко

Tectonic Nappes in the Southern Part of the Baikal Range

V. K. Aleksandrov*, V. I. Sizykh*, A. A. Bukharov**, and V. D. Mats***

*Institute of the Earth's Crust, Siberian Division, Russian Academy of Sciences,
ul. Lermontova 128, Irkutsk, 664033 Russia

**Baikal Museum, Irkutsk Scientific Center, Siberian Division, Russian Academy of Sciences,
ul. Akademicheskaya 1, Listvyanka settlement, Irkutsk oblast, 664016 Russia.

***Limnological Institute, Siberian Division, Russian Academy of Sciences,
ul. Ulan-Batorskaya 3, Irkutsk, 664033 Russia

Abstract—New data on the nappe structure of the southern Baikal Range are presented. Large nappes such as the Kirenga-Ul'kan, Muzhinai, Elokhin, and Solontsovyi have been recognized here. In addition, new tectonic elements, namely the Khibelen and Solontsovyi tectonic windows in the coastal zone along Lake Baikal, are described. The proposed model of the tectonic structure of the southern Baikal Range can obviously be extended over the whole West Baikal region including the adjacent margins of the Siberian craton. Nappes control all of the pre-Cenozoic structural features in this region and correspond to tectonic stacking zones that were formed predominantly during the Caledonian collision.

УДК 551.242/551.35(262.8)

СТРОЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛИТНОГО ЧЕХЛА В ПРЕДЕЛАХ СРЕДНЕГО КАСПИЯ (по материалам сейсмических исследований)

© 2003 г. Д. Ф. Исмагилов¹, В. Н. Козлов¹, В. Н. Мартиросян², А. А. Терехов¹¹ЗАО “Гео-Хазар”, Геленджик²Государственное унитарное предприятие “Севморнефтегеофизика”,
Мурманск, Министерства энергетики РФ

Поступила в редакцию 19.06.2001 г.

В статье рассматриваются вопросы геологического строения плитного чехла Среднего Каспия. На основе использования материалов регионально-поисковой съемки МОГТ 2D 1996 г., переинтерпретации временных разрезов более ранних лет исследований в не охваченных съемкой районах выделены отражающие горизонты, связанные с перерывами в осадконакоплении от предъюрского до предсреднеплиоценового. Подготовленные комплекты сводных структурных, литофациальных и других карт отразили всю историю формирования плитного чехла как последовательность смены осадконакопления в различных условиях и перерывов в этих процессах. В статье описаны структура и литофациальные особенности основных сейсмокомплексов. Делается вывод о связи перерывов в осадконакоплении с юры до позднего палеогена с изменениями уровня Мирового океана и возрастом с олигоцена роли регионального фактора, особенно формирования Южно-Каспийской впадины. Выполненными обобщениями не подтверждено существование палеосуши – Среднекаспийского свода, существовавшего, по мнению ряда геологов, с триаса до раннего мела включительно.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение осадочного чехла в пределах Среднего Каспия сейсморазведкой отраженными волнами было начато в 1951 г. За почти полувековую историю такими исследованиями были охвачены и наиболее полно изучены главным образом прибрежные районы. Представления о строении плитного чехла всей акватории Среднего Каспия основывались в основном на материалах отдельных региональных профилей, выполненных различными организациями. Лишь в 1985 г. Бакинский морской геофизический трест отработал региональную сеть профилей МОГТ 2D, что позволило установить основные черты строения осадочных образований на обширной площади. В 1995–1996 гг. силами ГП “Шельф” и ГУП “Севморнефтегеофизика” на акватории Среднего Каспия была осуществлена регионально-поисковая съемка МОГТ 2D с использованием новейших технических средств – 240-канальных приемных устройств, усовершенствованных систем излучения сейсмических сигналов и т.д. Первичные сейсмические записи были обработаны на современном уровне по полным программам. Новейшие материалы выявили многие новые особенности строения осадочных толщ. Последнее определило целесообразность подготовки Геолого-геофизического Атласа Среднего Каспия по аналогии с уже составленным по Северному Каспию.

Составление отмеченных атласов осуществлялось ЗАО “Гео-Хазар”. Подготовке комплектов структурных, литофациальных и других карт по Среднему Каспию предшествовали: анализ новейших материалов, переинтерпретация материалов МОГТ 2D практически всех региональных профилей прошлых лет, приведение структурных построений по отдельным разрозненным районам к общерегиональному уровню, выделение и обоснование связи основных отражающих горизонтов с региональными перерывами в осадконакоплении. Последнее позволило наметить целостную картину последовательности смены условий осадконакопления и перерывов в этих процессах. Кроме этого, были использованы данные морского глубокого бурения, данные бурения и геофизических исследований в окружающих Средний Каспий областях. По мере возможности были привлечены и результаты тематических обобщений по отдельным приморским районам, любезно предоставленные нам сотрудниками научных и научно-производственных организаций, в том числе и ныне не существующих (“Грознефть” и др.). Авторы использовали также данные по геологии окружающих Средний Каспий областей, опубликованные в фундаментальных работах П.Н. Куприна, Е.Е. Милановского, Л.А. Польстера, А.Е. Шлезингера, Л.И. Лебедева и многих других [1, 3, 4, 5, 7].

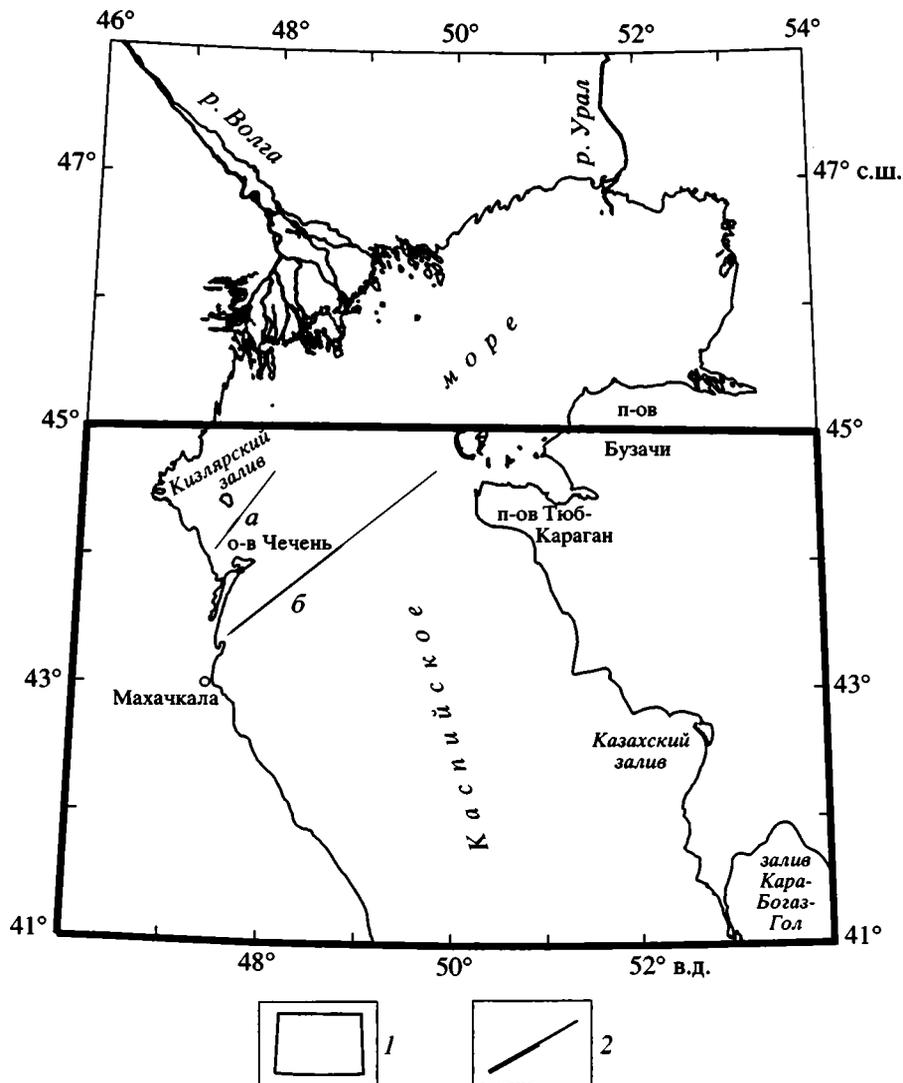


Рис. 1. Обзорная схема Среднего Каспия

1 – область, для которой выполнены обобщения; 2 – линии разрезом, приведенных на рисунках: а – рис. 8, б – рис. 6, 7.

Анализ сейсмических материалов на обширной площади (нами изучена акватория между широтами 45 и 41° с.ш., рис. 1) и увязка данных морской геофизики с геологическими обстановками в приморских районах высветили большой круг вопросов, многие из которых требуют специального рассмотрения. В этой статье делается попытка в краткой форме изложить наиболее важные результаты выполненных обобщений, уделив основное внимание описанию составленных карт как фактографической основы дальнейших исследований.

СТРУКТУРА И ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОСНОВНЫХ СЕЙСМОКОМПЛЕКСОВ ПЛИТНОГО ЧЕХЛА

Типичный плитный чехол всего рассматриваемого региона представлен отложениями, начиная

с юрских. Для полноты картины следует затронуть вопросы о фундаменте и доюрских образованиях. Нами разделяются представления геологов о докембрийском кристаллическом фундаменте Скифско-Туранской плиты, составной частью которой являются южные районы Северного Каспия и большая часть Среднего. Раннепалеозойский возраст гранитов в Прикарагазье [2] позволяет предположить, что на юге Среднего Каспия фундаментом могут служить раннепалеозойские кристаллические образования, возникшие в процессе формирования континентальной коры, но место и характер сочленения разновозрастных фундаментов не являлись предметом наших исследований. Каменноугольные отложения вскрыты глубокими скважинами на полуострове Бузачи, в Восточном Предкавказье и в других районах, однако даже косвенных данных об их на-

личии в пределах Среднего Каспия пока не имеется. В описываемом регионе наиболее вероятно распространение этих отложений в смежных районах Северного Каспия. Пермо-триасовые образования вместе с каменноугольными рассматриваются нами как переходный (промежуточный) комплекс к плитному чехлу. Пермо-триасовый комплекс в различной степени дислоцирован, что позволяло принимать его в ряде районов за складчатое основание Скифско-Туранской плиты. Непосредственно в пределах Среднего Каспия и в смежных районах Северного (южнее 45° с.ш.) эти образования установлены глубоким морским бурением (скв. Ракушечная – море) и выделены на материалах сейсмических исследований. Южная граница распространения пермо-триасовых отложений на наших картах проходит из района Кизлярского залива на юго-восток, ограничивая достаточно большой район их распространения (до 100–120 км от береговой черты) на участке мыс Песчаный – Казахский залив, и далее продолжается на берегу несколько южнее отмеченного залива.

Формированию типичного плитного чехла предшествовал один из наиболее значительных перерывов в осадконакоплении – предъюрский. Кроме него, уже в пределах чехла выделяются следующие основные перерывы: преднеокомский, преодлигоценый и предсреднеплиоценовый. С ними связаны имеющие региональное распространение отражающие горизонты III, V, F и R. Менее выражены на сейсмических записях предбайосский, предпозднеюрский, предпозднемиловый, предпалеогеновый, предсарматский и предчетвертичный перерывы в осадконакоплении. Ниже рассматриваются структурные планы на уровнях основных отражающих горизонтов и литофациальные особенности сейсмокомплексов, заключенных между этими горизонтами.

Юра. Малая мощность нижнеюрских отложений и, видимо, неповсеместное их распространение на акватории Среднего Каспия не позволили выделить как самостоятельный нижнеюрский сейсмокомплекс. Поэтому они рассматриваются вместе с отложениями средней юры за исключением прибрежной полосы шириной 40–60 км от района г. Махачкалы до южной границы карты, где большие мощности нижнеюрских отложений прогнозируются по материалам последних сейсмических работ. Здесь они отлагались в Большекавказском трое и впоследствии были смяты в складки, фиксируемые на сейсмических записях. Подошву среднеюрского сейсмокомплекса характеризует сейсмический горизонт V (рис. 2). Минимальные глубины до этого горизонта 1.5 км и менее отмечаются в заливе Кара-Богаз-Гол и у побережья полуострова Бузачи. На продолжении Карабогазского свода к северо-западу примерно в осевой части моря подошва плитного чехла находится на глубинах 3.2–3.5 км. На Ракушечно-

Кендерлинском валу минимальные отметки до сейсмического горизонта V составляют 2.4 км. Эта зона и морское продолжение Карабогазского свода разделены Казахским прогибом с максимальными глубинами до горизонта V 4.0 км. На широте 45° в западной половине акватории подошва среднеюрского сейсмокомплекса находится на глубинах свыше 2.5 км. Глубины уменьшаются к востоку до уже отмеченных 1.5 км у побережья полуострова Бузачи. Южные районы Северного Каспия и северные участки Среднего характеризуются моноклинальным со структурными осложнениями погружением подошвы плитного чехла к юго-западу. Одним из крупнейших элементов структуры описываемого региона является Среднекаспийская синеклиза. На структурной карте по сейсмическому горизонту V она очерчивается изогипсой – 4.0 км, которая прослеживается из района Кизлярского залива на юго-восток, резко меняя направление на юго-западное вблизи восточного берега несколько севернее города Актау. Синеклиза имеет треугольную форму в плане и асимметричное строение в продольном сечении. В осевой ее части глубина погружения подошвы плитного чехла изменяется от 4.0 км у восточного берега моря до 8.0–10.0 км у западного. На прибрежном участке г. Махачкала – Аграханский полуостров выделяется наиболее погруженная часть Среднекаспийской синеклизы – Сулакская депрессия с уже отмеченной глубиной подошвы плитного чехла 8.0–10.0 км. Здесь же к югу от г. Махачкалы по подошве среднеюрских отложений намечена близкая по форме и размерам Южно-Дагестанская депрессия с максимальной глубиной до подошвы среднеюрского комплекса 8.0 км. В районе Южно-Дагестанской депрессии прогнозируются большие мощности нижнеюрских отложений. Обе депрессии разделяются системой разрывных нарушений. Юго-восточный борт Среднекаспийской синеклизы в структурном отношении построен более сложно, чем северо-восточный. Он сопряжен с Песчаномысско-Самурской седловиной примерно по линии устье реки Самур на западном берегу – мыс Песчаный на восточном. В пределах седловины обособляются Песчаномысское, Южно-Песчаномысское и Яламо-Самурское поднятия. Наиболее крупное из них последнее с размерами 70×30 км при амплитуде порядка 200 м. К юго-западу от морского продолжения Карабогазского свода и к югу от Яламо-Самурского поднятия к подошве плитного чехла обособляется Северо-Апшеронская депрессия с максимальным погружением его до 6.1 км. На юге депрессия ограничена выступом палеозойского фундамента, перекрытого отложениями неогена.

Мощность среднеюрского сейсмокомплекса, включая келловейский ярус, на большей части акватории Среднего Каспия превышает 1.0 км,

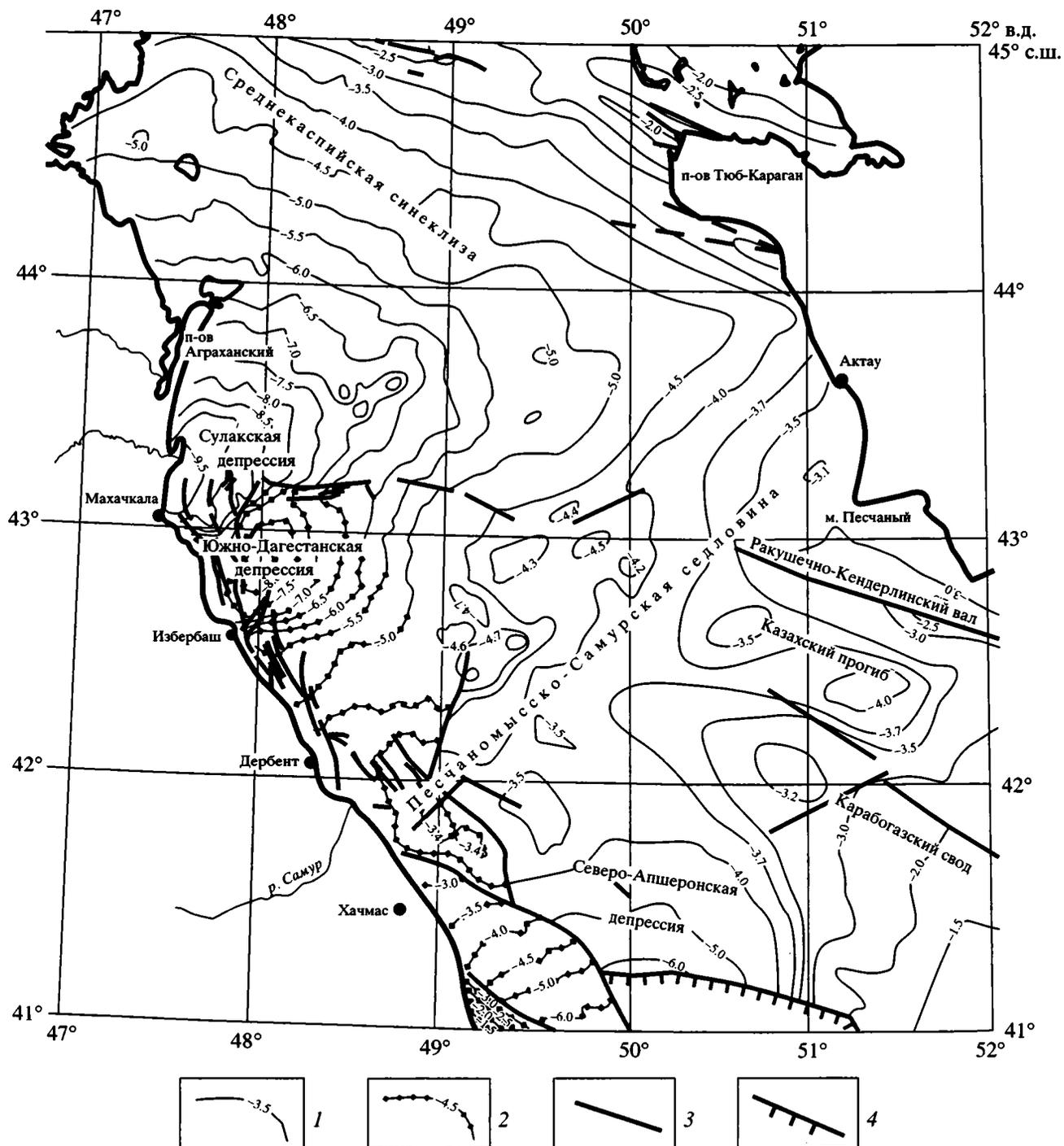


Рис. 2. Структурная карта по сейсмическому горизонту V (поверхность предъюрского несогласия). На рисунке приведены в основном изогипсы, кратные 500 м

1, 2 – изогипсы по сейсмическим горизонтам, км: 1 – V, 2 – изогипсы по сейсмическому горизонту вблизи подошвы среднеюрских отложений в области предполагаемого развития мощных толщ нижнеюрских образований; 3 – разрывные нарушения; 4 – надвиги

достигая 2.0 км на отдельных участках его центральной части. На юге и юго-востоке мощность этого комплекса уменьшается до полного выклинивания на южных участках залива Кара-Богаз-

Гол и в смежных районах моря. В районе Кизлярского залива мощность среднеюрского сейсмокомплекса составляет порядка 0.9 км и уменьшается в сторону полуострова Бузачи до 0.4 км.

Анализ сейсмических материалов и сопоставление с данными бурения и геофизических работ в окружающих Средний Каспий областях позволяют прогнозировать песчано-глинистый характер осадков, отлагавшихся в морских условиях с глубинами моря в первые сотни метров практически на всей рассматриваемой акватории. Исключение составляет прибрежная полоса шириной 10–20 км вдоль Южного Дагестана и далее на юг в Азербайджане, где предполагается песчано-глинистый состав отложений более мелкого моря. Для ааленского века здесь характерно чередование прибрежно-морских и континентальных условий осадконакопления [4]. В северо-восточной части описываемого региона также прогнозируются подобные осадки, сменившиеся морскими песчано-глинистыми образованиями батакелловей. Между широтой города Хачмас и южной границей карты выделен район, где осадконакопление происходило в морском бассейне с глубинами свыше 500 м.

Южная граница распространения верхнеюрских отложений примерно соответствует линии, соединяющей район г. Избербаша на западном берегу и основание северной Карабогазской косы на восточном побережье Среднего Каспия. Структурный план поверхности юрских образований в целом характеризует сейсмический горизонт III, который близок к уже рассмотренному плану сейсмического горизонта V. В кровле верхнеюрских отложений упростилось строение юго-восточного борта Среднекаспийской синеклизы. Казахский прогиб объединился с Северо-Апшеронской депрессией в одну более обширную. Песчаномыско-Ракушечный район приобрел черты крупного свода, а Яламо-Самурское поднятие стало более рельефным (до 400 м амплитуды). Максимальные отметки до кровли юрских отложений отмечаются в Сулакской депрессии – –8.4 км и в Южно-Дагестанской депрессии – –6.6 км.

Мощность верхнеюрского сейсмокомплекса (без келловейского яруса) на большей части площади их распространения составляет 0.1–0.2 км. На юге Среднего Каспия, как уже было отмечено, верхнеюрские отложения отсутствуют (рис. 3). В районе Аграханского полуострова их мощность достигает 0.25 км, а вблизи мыса Песчаного – 0.3 км.

Юрский цикл преимущественно морского терригенного осадконакопления завершился в келловейском веке. Господствующей формацией для позднеюрского времени стала карбонатная [6]. В оксфорде началось отложение известняково-доломитовых осадков. С кимеридж-титонской регрессией связано накопление карбонатно-гипсоносных и терригенно-гипсоносных лагунных образований в краевых частях морского бассейна. Такие образования прогнозируются нами в прибрежных районах Степного Дагестана (до 40–

70 км от современного побережья). Вокруг них выделяется полоса шириной порядка 40 км, где разрез верхнеюрских отложений представляется сложенным доломитами и в основном известняками, в том числе и в рифовых фациях. Вблизи полуостровов Тюб-Караган и Бузачи, а также к югу и юго-востоку от мыса Песчаного прогнозируется терригенно-карбонатный разрез верхнеюрских осадков. На остальной части Среднего Каспия и в смежных районах Северного в разрезе рассматриваемого сейсмокомплекса значительно большую роль должны играть карбонатные породы.

Мел. Структурные планы подошвы и кровли нижнемелового сейсмокомплекса близки. На уровне сейсмического горизонта K_1 вблизи кровли нижнемеловых отложений несколько видоизменилась конфигурация в плане сводового поднятия мыса Песчаного, а Яламо-Самурское поднятие приобрело изометричные формы, и вместе они и в рассматриваемых отложениях образуют Песчаномыско-Самурскую седловину. По сравнению с сейсмическим горизонтом III, соответствующим преднеокомскому несогласию, расширилась к востоку депрессионная зона, объединившая Казахский прогиб и Северо-Апшеронскую депрессию в подошве плитного чехла. Наиболее погружена кровля нижнемелового сейсмокомплекса в Сулакской и Южно-Дагестанской депрессиях, где глубины до нее составляют соответственно 7.5 и 6.1 км. Структурные планы обширной Среднекаспийской синеклизы на уровнях сейсмических горизонтов III и K_1 практически идентичны. Южнее широты 43° намечаются два небольших участка русловых врезов Палео-Волги, возникшие в период предплиоценового перерыва в осадконакоплении. Минимальные глубины до поверхности нижнемелового сейсмокомплекса (менее 0.5 км) отмечаются в Прибузачинской части моря.

Обширная центральная область Среднего Каспия характеризуется мощностью нижнемелового комплекса в 0.6–0.8 км. Лишь на небольших участках к северу и северо-западу от мыса Песчаного и в прибузачинской части моря мощность рассматриваемого сейсмокомплекса превышает 1.0 км. В юго-западных районах Северного Каспия (южнее 45°) мощность комплекса составляет 0.4–0.6 км. В южных и юго-западных частях Среднего Каспия мощность этих отложений постепенно уменьшается, и южнее г. Хачмаса они отсутствуют.

Общая палеографическая обстановка в ранне-меловую эпоху определялась, как считают Л.А. Польстер и др. [6], развитием двух трансгрессий. Южная из них распространялась из геосинклинальных областей, а северная – из районов Приуралья и Северного Прикаспия. Господству-

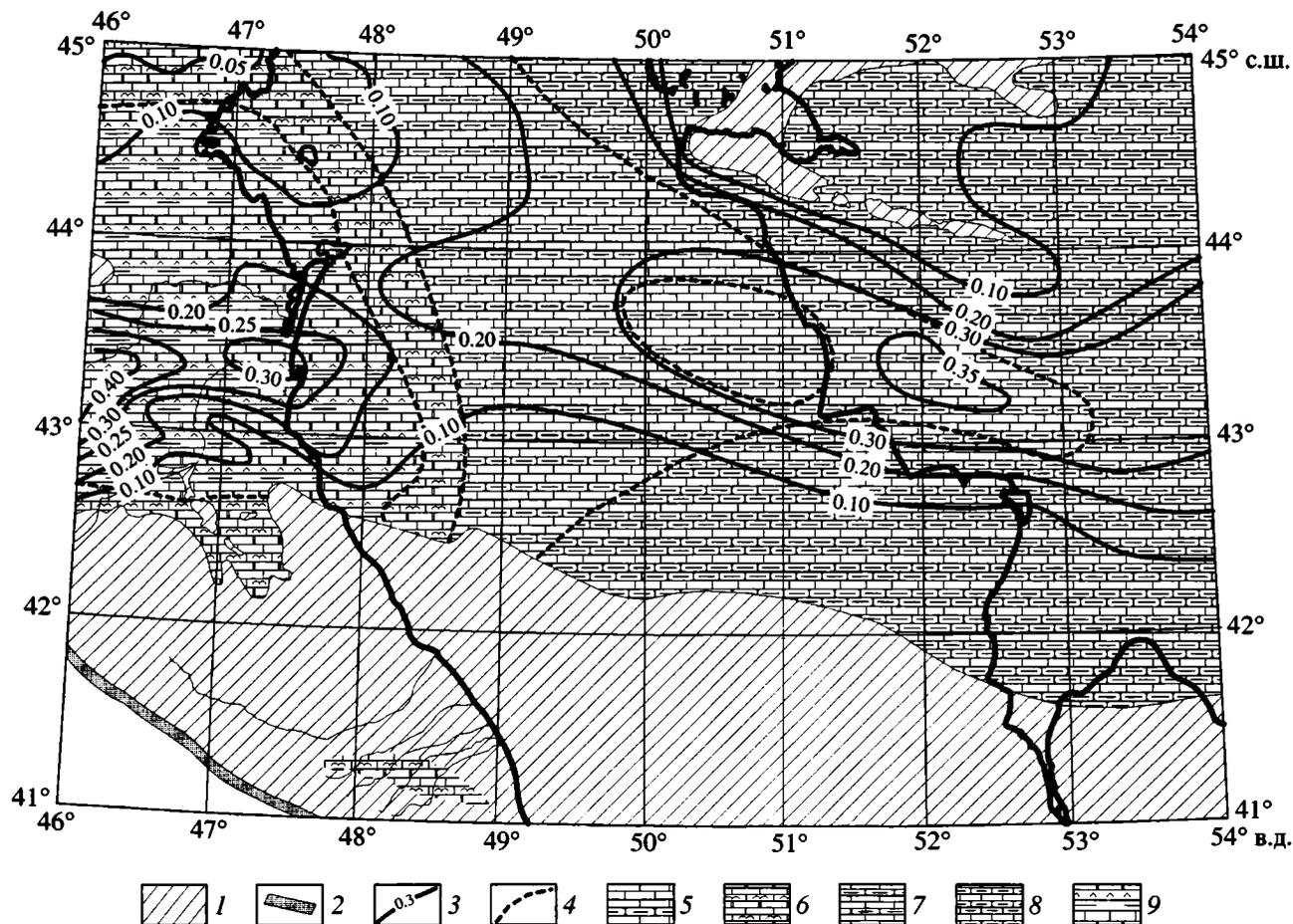


Рис. 3. Карта литофаций верхнеюрского сейсмокомплекса

1 – области отсутствия верхнеюрских отложений; 2 – Кавказско-Копетдагская сутура; 3 – изопохиты, км; 4 – границы литофациальных зон; 5 – зона с преобладанием в разрезе верхнеюрских отложений карбонатных пород; 6 – зона мелководного карбонатного осадконакопления, в том числе и в рифовых фациях; 7 – зона развития морских песчано-глинистых и карбонатных образований; 8 – зона преимущественного песчано-глинистого осадконакопления; 9 – область карбонатно-терригенного и сульфатного осадконакопления в прибрежных и лагунных условиях

ющей формацией в раннемеловую эпоху была морская терригенная. На составленной литофациальной карте большая часть Среднего Каспия выделяется как область развития морских песчано-глинистых отложений. Средние глубины моря здесь в раннемеловое время составляли первые сотни метров. К северу от линии, соединяющей мыс Песчаный и о-в Чечень, в преимущественно терригенном разрезе предполагается присутствие и карбонатных пород. Такой же разрез нижнемеловых отложений намечается в расширяющейся (до 70–80 км) к югу прибрежной полосе от Казахского залива до южной границы карты. На западе, примерно между городами Каспийск и Дербент, в прибрежной полосе шириной 10–30 км прогнозируется преимущественно карбонатный разрез нижнемелового сейсмокомплекса с подчиненным количеством терригенных отложений.

Изменения структурного плана на уровне кровли верхнемеловых отложений (сейсмический горизонт K_2) коснулись лишь прибрежного района на участке мыс Песчаный – мыс Ракушечный. Здесь обособились небольшие локальные структуры положительного и отрицательного знаков, а крупное сводообразное поднятие, образующее с Яламо-Самурским поднятием Песчано-мысско-Самурскую седловину, по сравнению с уровнем кровли нижнемеловых отложений стало более структурно расчлененным. Между 42 и 43° с.ш. выделился предплиоценовый русловый врез Палео-Волги. Предолигоценые срезы верхнемеловых отложений закартированы на небольших участках в прибрежной зоне к северу от г. Махачкала.

Мощности верхнемелового сейсмокомплекса, превышающие 0.5 км, отмечаются в юго-восточной части моря (южнее широты Казахского залива).

ва), к юго-западу от полуострова Тюб-Караган и в районе Сулакской депрессии. На большей части региона мощность рассматриваемого комплекса составляет 0,3–0,4 км. В юго-западной части Среднего Каспия отложения верхнемелового сейсмокомплекса отсутствуют. На литофациальной карте с севера на юг несколько восточнее осевой линии акватории намечается граница смежных различных типов разреза верхнемеловых отложений. На западе – это мергели и известняки, на востоке – мергели, известняки и в меньшей мере песчано-глинистые отложения в основном сеноманского яруса.

Палеоген. Структурный план кровли палеоцен-эоценового сейсмокомплекса определяется поведением сейсмического горизонта F, соответствующего преодолению перерыву в осадконакоплении. Изменения на этом уровне коснулись деталей строения Песчаномысско-Ракушечного района восточного побережья Среднего Каспия. В прибрежной зоне от основания Аграханского полуострова до района г. Избербаш увеличились в размерах участки преодолению эрозионных срезов.

На всей рассматриваемой акватории мощность палеоцен-эоценового сейсмокомплекса составляет 0,1–0,3 км. Исключение составляет небольшой участок к западу от полуострова Тюб-Караган, где мощность этого комплекса достигает 0,4–0,5 км. Палеоцен-эоценовые отложения отсутствуют в русловом врезе Палео-Волги. Протяженность врез в рассматриваемом комплексе составляет 170 км при ширине до 15 км. Кроме того, зафиксировано отсутствие палеоцен-эоценовых отложений на уже отмеченных участках к югу от Аграханского полуострова, а также в юго-западной части акватории, где предполагается уничтожение этих отложений процессами склоновой эрозии. Вдоль восточного побережья Среднего Каспия, в полосе шириной 80–120 км на юге и 30–40 км на севере, прогнозируемый разрез рассматриваемого комплекса представлен мергелями и известняками палеоцена–нижнего эоцена и песчано-глинистыми отложениями среднего–верхнего эоцена. Для остальной части акватории предполагается, что палеоцен сложен песчано-глинистыми осадками, а эоцен – преимущественно мергелями. При этом к югу от г. Махачкалы намечена область до 100 км от береговой черты, где весь разрез палеоцена–эоцена представлен мергелями с подчиненным количеством известняков.

Структурный план на уровне кровли олигоцен–нижнего миоцена (майкопская серия) существенно отличается от нижних частей разреза плитного чехла. К этому времени среднекаспийская синеклиза утратила свою треугольную форму в плане и трансформировалась в более узкий Терско-Каспийский предгорный прогиб, который

очерчивают изогипсы –3,0 – –3,5 км. На остальной части всей акватории наблюдается моноклинное погружение кровли майкопских отложений к юго-западу и к западу в южных районах. Практически исчезла Песчаномысско-Самурская седловина. Минимальные отметки до кровли олигоцен-нижнемиоценового сейсмокомплекса отмечаются у восточного побережья моря и составляют 0,1–0,2 км, а максимальные – –4,6 – –4,7 км – в центральной части Терско-Каспийского прогиба. Если юрско-меловая и палеоцен-эоценовая части плитного чехла характеризуются развитием многочисленных разрывных нарушений в узкой прибрежной полосе от Аграханского полуострова до устья реки Самур, то в кровле майкопских образований намечается лишь несколько непротяженных разрывных нарушений вблизи устья реки Самур. Система непротяженных разрывных нарушений зафиксирована и на северо-восточному борту Терско-Каспийского прогиба, образование которых мы связываем с процессами уплотнения майкопских глин.

Особенности строения майкопских и надмайкопских осадочных образований в основном определялись процессами смены режимов осадконакопления. Во всяком случае, с помощью сейсмических материалов это удастся показать более уверенно, чем для домайкопской части плитного чехла (клиноформы, эрозионные останцы, выклинивания отдельных толщ, связанные с эрозионными процессами в периоды начала и завершения перерывов в осадконакоплении, и т.д.).

Максимальная мощность майкопского сейсмокомплекса в 2,0 км отмечается в центральной части Терско-Каспийского прогиба в прибрежном районе у г. Махачкала. Минимальные мощности этого сейсмокомплекса порядка 0,1 км – в прибузачинской и прикарабогазской частях моря. На юго-западе и на значительной площади в центральной части Среднего Каспия майкопские отложения уничтожены предплиоценовой эрозией (рис. 4). Сейсмическая запись позволяет установить олигоценую и раннемиоценовую бровки уступов проградационных комплексов на шельфе. Привнос обломочного материала в майкопское время происходил с северо-восточного и восточного направлений. Кавказское направление сноса материала в пределах акватории сейсмическими материалами не установлено. В центральном и южных районах Среднего Каспия, где майкопские отложения не размыты, они должны быть представлены преимущественно глинами, в том числе, судя по разрезам приморских районов, битуминозными. На севере и северо-западе прогнозируется увеличение роли алевролитового материала, а у восточного побережья разрез этого комплекса представлен карбонатными глинами.

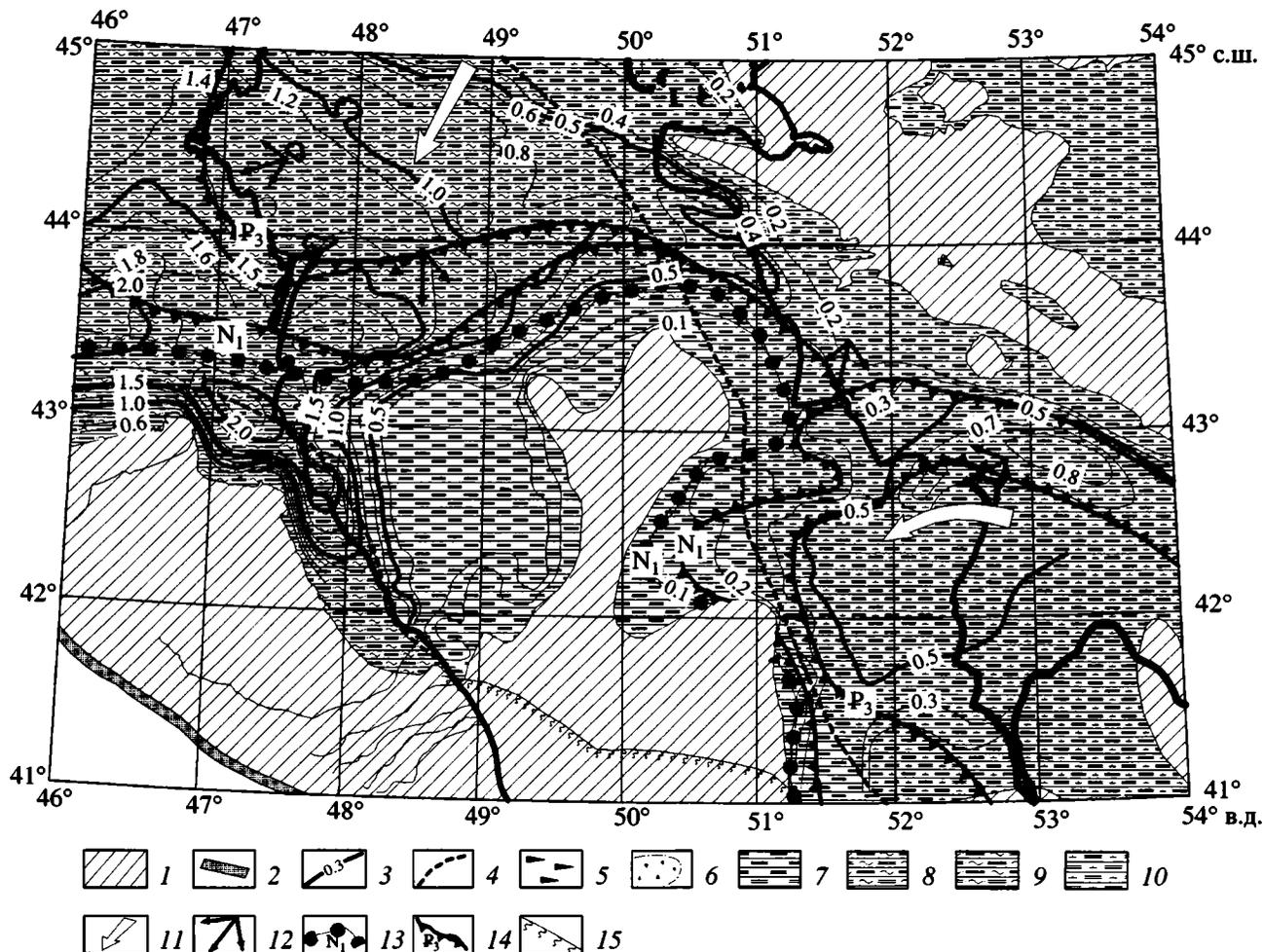


Рис. 4. Карта литофаций майкопского сейсмокомплекса (олигоцен–нижний миоцен)

1 – область отсутствия майкопских отложений; 2 – Кавказско-Копетдагская сutura; 3 – изопохиты, км; 4 – границы литофациальных зон; 5 – битуминозные глины; 6 – район развития литостром; 7–10 – отложения: 7 – морские глинистые, 8 – алевролитоглинистые, 9 – глинисто-алевролитопесчаные, 10 – преимущественно карбонатные глины; 11, 12 – направления привноса терригенного материала: 11 – основные, 12 – установленные по клиноформам в конкретных пунктах; 13, 14 – фронтальный уступ проградационного комплекса: 13 – возраст и положение подножия, 14 – бровка и ее возраст; 15 – бровка континентального склона

Неоген. Процессы эрозии, связанные с предплиоценовым перерывом в осадконакоплении, срезав отложения майкопской серии в юго-западной и в центральной частях Среднего Каспия, полностью уничтожили предшествующие образования от верхнего мела до понтического яруса на огромной площади рассматриваемой акватории. Отложения среднего и верхнего миоцена сохранились лишь в центральной и бортовых частях Терско-Каспийского прогиба и на участках в узкой полосе у восточного побережья Каспия (рис. 5–7, 8).

Граница распространения тархан-чокракского сейсмокомплекса ($N_{1tr} + c$) в виде полуовала прослеживается из района северного побережья Кизлярского залива до района устья реки Самур. Она

удалена максимально от береговой черты до 140 км на широте г. Махачкалы. Изогипсы по кровле чокракских отложений в пределах акватории обрисовывают юго-восточную половину Терско-Каспийского прогиба, его северо-восточный и восточный борта, а также юго-восточную центриклиналь. Кровля тархан-чокракского сейсмокомплекса в центральной части прогиба залегает на глубине 3.6–3.7 км. Мощность этого комплекса достигает здесь 1.0 км. Он представлен морскими песчано-алевролитоглинистыми образованиями. Вблизи побережья Южного Дагестана отмечается зона развития подводных оползней. У восточного побережья Среднего Каспия отложения рассматриваемого комплекса развиты в узкой полосе Прикарабагазья и Казахского зали-

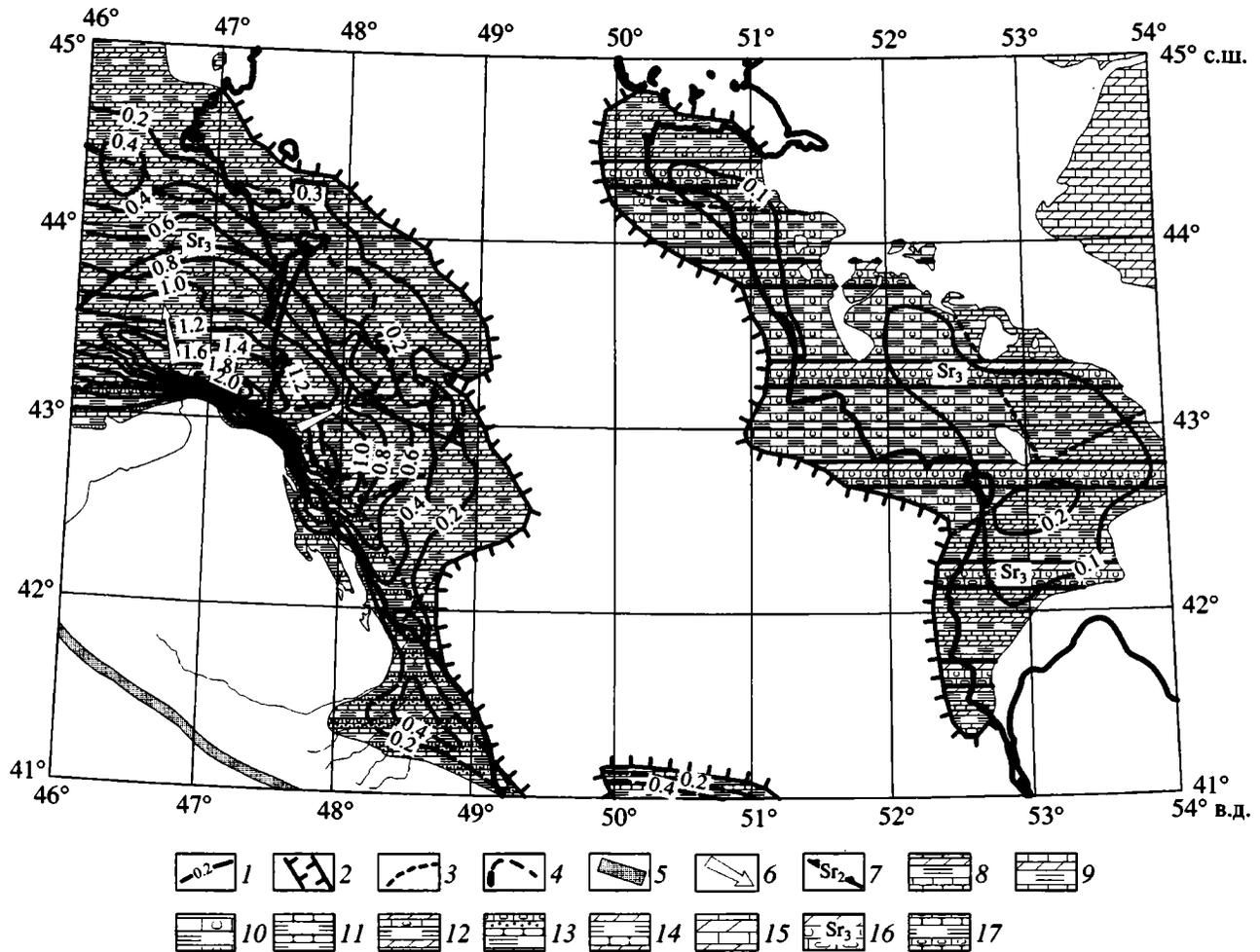


Рис. 5. Карта литофаций сарматского сейсмокомплекса

1 – изопакеты, км; 2–4 – границы: 2 – отсутствия сарматских отложений в пределах акватории, 3 – литофациальных зон, 4 – внешняя частичного размыва сарматских отложений; 5 – Кавказско-Копетдагская сutura; 6 – направления привноса терригенного материала, установленные по клиноформам; 7 – возраст и бровка фронтального уступа проградационного комплекса; 8–17 – область распространения: 8 – глины и в меньшей степени мергелей, песчаников и известняков, 9 – глины и в меньшей степени мергелей, песчаников, ракушечников, 10 – глины и ракушечников, 11 – морских песчано-глинистых отложений, 12 – преимущественно глин, мергелей и в меньшей степени ракушечников, 13 – глины, песчаников и в меньшей степени ракушечников и конгломератов, 14 – песчано-глинистых отложений и в меньшей степени мергелей, 15 – известняков и мергелей, 16 – верхнесарматских (Sr_3) мергелей и оолитовых известняков, 17 – нижне-среднесарматских отложений, представленных глинами, в меньшей мере песчаниками и ракушечниками

ва. Максимальные мощности этих прибрежно-морских и лагунных отложений не превышают здесь 20 м.

Граница распространения караган-конкского сейсмокомплекса ($N_1,kg + kn$) и структурный план его кровли у западного побережья практически идентичны с тархан-чокракским. Максимальная мощность этого комплекса 0,5–0,6 км установлена к югу и юго-востоку от г. Махачкала. Здесь же предполагается относительно более глубоководные условия осадконакопления, чем на северных участках. Литофациальные составы отмеченных выше двух комплексов также близки. У восточного побережья отложения рассматриваемого

сейсмокомплекса представлены осадками неглубокого моря в полосе шириной 30–40 км от полуострова Тюб-Караган на севере до основания северной Карабогазской косы на юге. Здесь, судя по описаниям геологической обстановки на берегу [2, 5], преимущественно развиты глинистые отложения и мергели. Вблизи полуострова в разрезе предполагается присутствие песков и песчаников, а на самом юге разрез этих отложений представлен оолитовыми известняками. Примерная мощность караган-конкских отложений 15–20 м.

Область распространения сарматского сейсмокомплекса (N_1,s) у западного побережья примерно совпадает с описанными выше, но граница

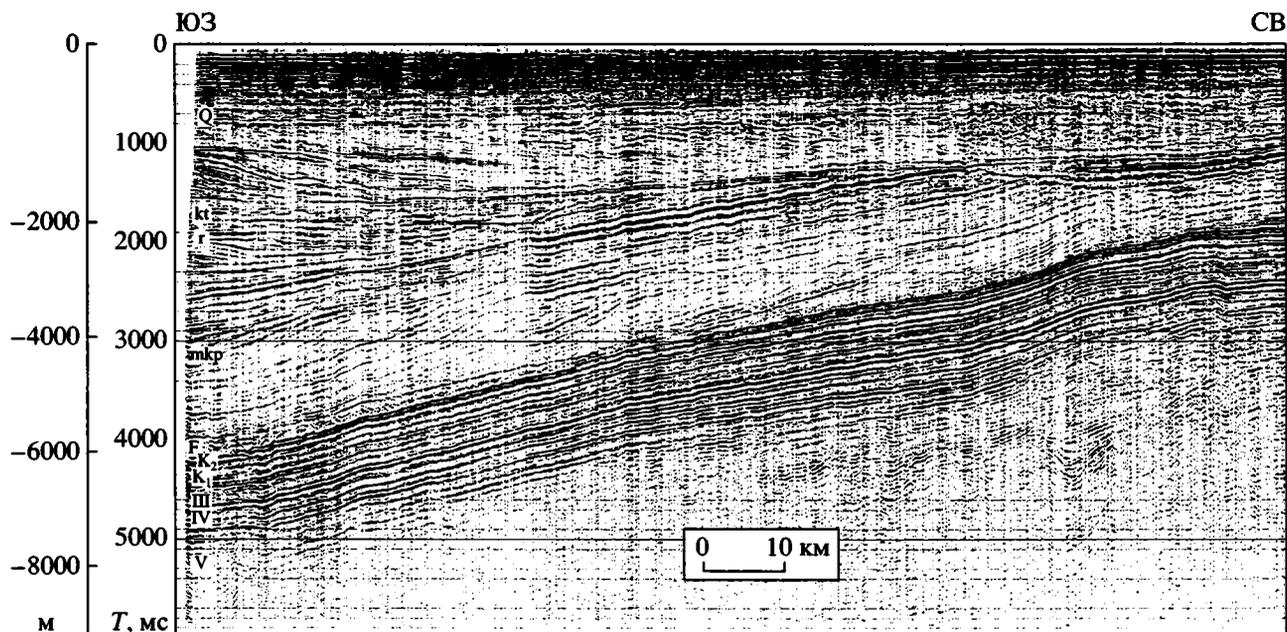


Рис. 6. Фрагмент временного разреза по региональному профилю МОГТ (район города Махачкалы – полуостров Тюб-Караган)

Положение разреза см. на рис. 1 (2, б)

Буквы и римские цифры на рисунке – индексы опорных отражающих горизонтов.

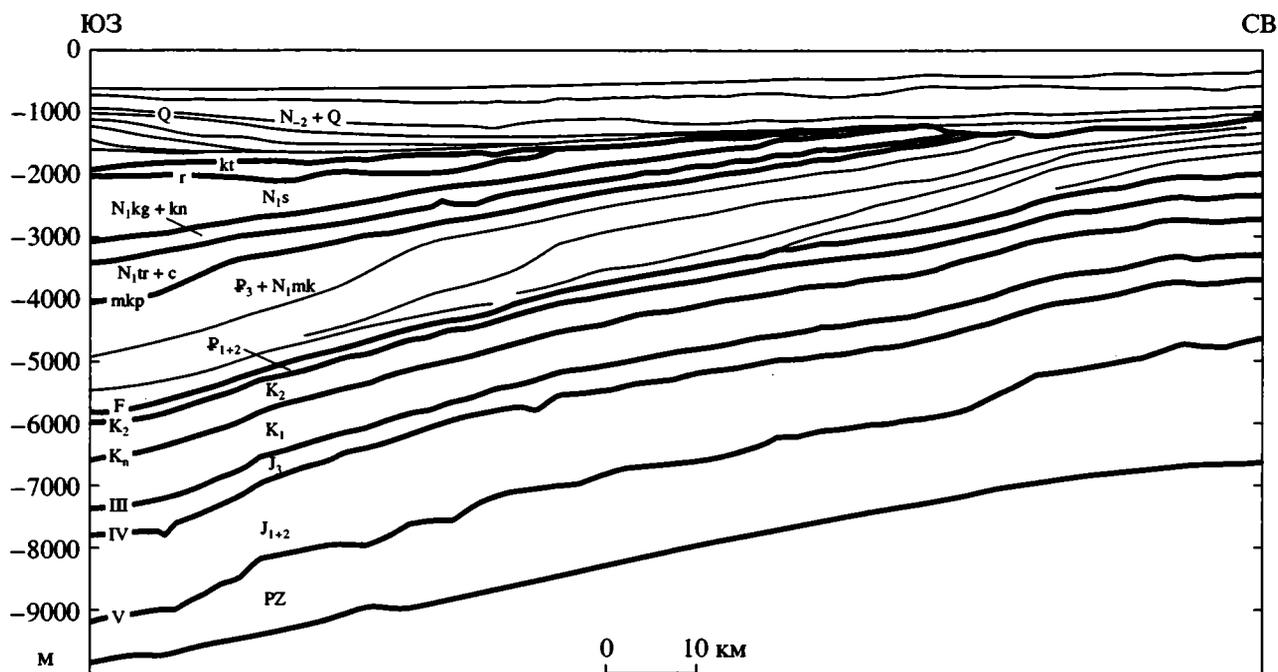


Рис. 7. Сейсмогеологический разрез участка регионального профиля МОГТ, приведенного на рис. 6

Положение разреза см. на рис. 1 (2, б).

Буквы и римские цифры на рисунке – индексы опорных отражающих горизонтов и стратиграфические индексы толщ

его распространения в плане имеет более сложные контуры. Сейсмические материалы позволяют закартировать достаточно широкую полосу частичного размыва этого сейсмокомплекса, в

пределах которой развиты сарматские останцы (рис. 8). Кровля сарматских отложений погружена до 2.2 км в Терско-Каспийском прогибе, а мощность их здесь достигает 1.2–1.4 км. По сар-

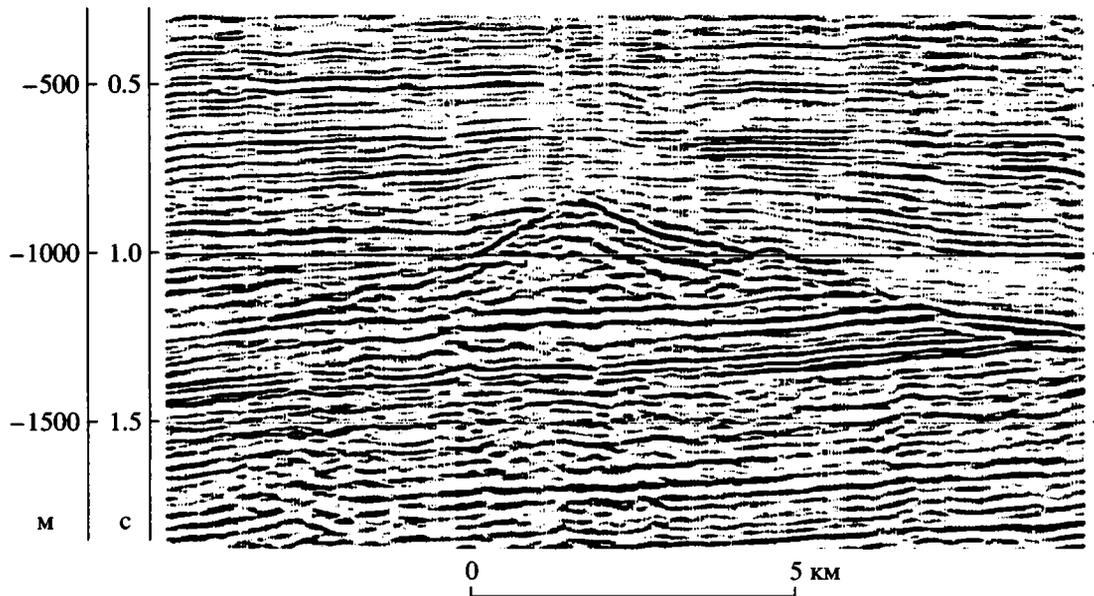


Рис. 8. Фрагмент временного разреза по профилю МОГТ, пересекающему сарматский останец (внешняя зона Кизлярского залива)

Положение разреза см. на рис. 1 (2, а)

матским клиноформам установлена бровка уступа проградационного комплекса. В области распространения сарматских отложений у северо-западного побережья рассматриваемой акватории намечается кавказское направление сноса обломочного материала. В разрезе сарматского сейсмокомплекса прогнозируются глины, пески, мергели, а в прибрежной зоне Южного Дагестана также и ракушечники. Полоса распространения сарматских отложений у восточного побережья практически совпадает с караган-конкскими. Мощность – около 0.1 км. Литологический состав этих отложений характеризуется разнообразием. В нижнем и среднем сармате – глинистые осадки и ракушечники, а также пески в Прикарабогазье. В верхнем сармате – мергели, оолитовые известняки и ракушечники (см. рис. 5).

Отложения мэотиса и понта сохранились лишь на небольшой площади морской части Терско-Каспийского прогиба, где их мощность составляет 0.1–0.2 км, и представлены они глинистыми образованиями, песками и песчаниками. У восточного побережья эти отложения известны лишь на ограниченных участках в районах г. Актау и мыса Песчаного – известняки и ракушечники.

Предплиоценовому перерыву в осадконакоплении соответствует сейсмический горизонт R, имеющий региональное распространение. Последнее позволило составить геологическую карту на уровне этого горизонта (подобные карты подготовлены также и на уровнях других рассмотренных выше горизонтов, приуроченных к ос-

новным перерывам в осадконакоплении). Наиболее древние мезозойские образования выходят на уровень предплиоценового несогласия в блоке, ограничивающем Северо-Апшеронскую депрессию с юга. Вдоль северной границы (разлома) этого блока закартированы узкие параллельные полосы выходов юрских и меловых отложений. Между береговой чертой и отмеченным блоком южнее широты г. Хачмаса на уровне горизонта R выделены отложения юрского возраста. В русловом врезе Палео-Волги закартированы выходы нижне- и верхнемеловых отложений. Сам русловой врез расположен в поле палеоцен-эоценовых отложений, которые залегают ниже уровня сейсмического горизонта R. Большую часть описываемой акватории занимают выходы под уровень этого горизонта образований олигоцен-нижнемиоценового сейсмокомплекса. У восточного побережья картируются выходы отложений от чокракских до понтических. В западной и северо-западной частях акватории на уровень предплиоценового несогласия в виде полос различной ширины последовательно выходят отложения от тархан-чокракского сейсмокомплекса до сарматского, а мэотис-понтические отложения картируются как сплошное поле, соответствующее Терско-Каспийскому прогибу и участкам его северо-восточного борта.

Граница распространения плиоценовых отложений пересекает меридиан 48° на севере и прослеживается на юго-восток почти до меридиана 51°30' у южной границы карты, т.е. они развиты на площади, превышающей западную половину Среднего Каспия. Нижняя часть этих отложений

представлена континентальными и субконтинентальными образованиями. В это время дельта Палео-Волги находилась южнее широты г. Дербента. Сейсмические материалы позволяют наметить здесь конус выноса и проследить палеоруслу Волги до северной границы карты. Кроме палеоруслу Волги, в нижней части плиоценовых отложений намечаются еще два палеорула рек, которые текли в восток-юго-восточном направлении и сливались в одну реку в центре современного Среднего Каспия на широте г. Махачкалы. Вторая половина плиоценового времени характеризуется отложениями терригенного материала в условиях мелкого моря. Мощность плиоценовых отложений на большей части площади их распространения не превышает 0.1–0.2 км. В палеорусле Волги южнее г. Махачкалы мощность этих отложений изменяется в южном направлении от 0.3 до 0.7 км, резко увеличиваясь (до 3.0 км) в районе палеодельты.

Отложения акчагыл-апшеронского сейсмокомплекса развиты на всей рассматриваемой акватории, за исключением неширокой полосы вдоль восточного побережья до основания северной Карабогазской косы. Изопахита 0.5 км разделяет северную область описываемой акватории на два примерно равные части, приближаясь к береговой черте у г. Хачмас, и далее очерчивает юго-западный участок моря, где мощность этого комплекса достигает 1.3 км. Мощность акчагыл-апшеронских отложений, равная 1.0–1.2 км, зафиксирована на небольшом участке у основания Аграханского полуострова. На большей части западных районов Среднего Каспия мощность рассматриваемого сейсмокомплекса составляет 0.6–0.8 км, на восточных – 0.1–0.3 км. Сейсмические материалы позволяют установить акчагильскую и апшеронскую бровки уступов проградационных комплексов. Вторая из них в плане близка к изопахите 0.5 км и в общих чертах повторяет ее поведение. Акчагильская бровка уступа проградационного комплекса картируется западнее апшеронской на удалении 30–50 км от нее. В акчагильское и апшеронское время обломочный материал поступал в область Среднего Каспия с северо-западного и западного (кавказского) направлений. Рассматриваемый сейсмокомплекс представлен песчано-глинистыми отложениями. Только в очень узкой прибрежной полосе вдоль Южного Дагестана предполагается развитие конгломератов, известняков и ракушечников. В центральных и восточных районах Среднего Каспия осадконакопление происходило в более глубоководных условиях, чем в западных. Примерную границу морских бассейнов с различными глубинами моря очерчивает уже отмечавшаяся апшеронская бровка уступа проградационного комплекса.

Четвертичный бакинско-новокаспийский сейсмокомплекс. Максимальная мощность этого сей-

мокомплекса – до 1.4 км зафиксирована на юге акватории вблизи широты 41°. Обширная площадь с мощностью комплекса от 0.5 до 1.2 км отмечается в центральной и северной частях Среднего Каспия. В смежных районах Северного Каспия мощность бакинско-новокаспийских отложений уменьшается от 0.5 до 0.2–0.1 км. Примерно по линии устья реки Самур – мыс Песчаный намечается широкая зона с максимальными значениями мощности описываемого комплекса 0.3–0.4 км. Меньшие мощности этих отложений (0.1–0.3 км) установлены вдоль восточного побережья и в узкой прибрежной полосе Южного Дагестана. В основном четвертичные отложения представлены глинами и песками, а в прибрежной полосе к югу от устья реки Самур значительную роль в разрезе приобретают галечники и конгломераты. Основные направления привноса терригенного материала – северное и северо-западное, а также западное (кавказское) к югу от реки Самур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ новейших материалов регионально-поисковой съемки МОГТ 2D и переинтерпретация материалов более ранних лет исследований в не охваченных съемкой районах показали:

1. Область Среднего Каспия с юрского времени и до позднего палеогена представляла собой окраинное шельфовое море с относительно спокойной тектонической обстановкой. Лишь с олигоцена наметилась существенная перестройка структурных планов, обусловленная, главным образом, геологическими событиями в Большекавказском трого.

2. Предполагаемая многими геологами палеосуша – Среднекаспийский свод как источник обломочного материала с триаса до раннего мела включительно на сейсмических материалах не нашла подтверждения.

3. Многочисленные перерывы в осадконакоплении в пределах Среднего Каспия были обусловлены эвстатическими колебаниями уровня моря в глобальном масштабе, которые могли возникать за счет изменения объема морской воды вследствие изменения формы океанических бассейнов либо по другим причинам.

4. С позднего кайнозоя значительно возросло влияние регионального фактора – горообразования в Средиземноморско-Гималайском подвижном поясе и особенно формирования глубоководных впадин, в частности, Южно-Каспийской. Но при этом роль горного сооружения Кавказа как источника обломочного материала для области Среднего Каспия была второстепенной. Существенно в большей мере на особенности осадконакопления здесь сказалась смена ледниковых и межледниковых эпох в северном полушарии.

В заключение авторы считают своим приятным долгом выразить благодарность Ю.А. Воложу за оказанную помощь при решении сложных вопросов геологической истории Среднего Каспия и окружающих областей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Куприн П.Н.* Нефтегазоносность восточной антиклинальной зоны Дагестана // Геология и нефтегазоносность юга СССР. Дагестан. Л.: Гостоптехиздат, 1959. Вып. 4. С. 323.
2. *Куприн П.Н., Бусыгин Г.В., Гаврилов А.А.* О геологическом строении Краснодарского полуострова // Геология и нефтегазоносность юга СССР. Закаспий и Северный Прикаспий. Л.: Гостоптехиздат, 1962. С. 129–151.
3. *Лебедев Л.И., Алексина И.А., Кулакова Л.С., Барс Е.А., Горчилин В.А. и др.* Каспийское море. Геология и нефтегазоносность. М.: Наука, 1987. С. 296.
4. *Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: МГУ, 1963. С. 356.
5. *Польстер Л.А., Висковский Ю.А., Левин А.И., Несмеянов Д.В.* Среднекаспийский нефтегазоносный бассейн. Л.: Недра, 1972. С. 223.
6. *Польстер Л.А., Кравченко М.Ф.* История геологического развития Прикарабогазья в миоценовое время // Геология и нефтегазоносность юга СССР. Закаспий и Северный Прикаспий. Л.: Гостоптехиздат, 1962. С. 176–202.
7. *Шлезингер А.Е.* Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций. М.: Наука, 1965. С. 218.

Рецензенты: Ю.Г. Леонов,
В.Е. Хаин, Ю.А. Волож

The Sediments of the Middle Caspian Platform: Structure and Sedimentation History Based on Seismic Data

D. F. Ismagilov*, V. N. Kozlov*, V. N. Martirosyan**, and A. A. Terekhov*

*ZAO "Geokhazar" Ltd., Gelendzhik

**Sevmorneftegeofizika Federal Unitary Company, Russian Ministry of Energy, Murmansk

Abstract—The geological structure of the sedimentary cover of the Middle Caspian platform is discussed. Maps of reflectors marking hiatuses in the pre-Jurassic to pre-Middle Pliocene sequence were compiled on the basis of 2D seismic data acquired in 1996 and older seismic data reinterpretation. The resulting structural, lithofacies, and other maps illustrate sedimentary cover formation history as a sequence of periods of sediment accumulation in various environments interrupted by breaks. The main seismic sequences are described in terms of structural features and lithofacies distribution. It is concluded that the hiatuses in the Jurassic to Late Paleogene sequence resulted from World Ocean level fluctuations and the growing impact of regional factors, South Caspian Basin formation especially. This study did not prove the existence of a paleoland, namely, the Middle Caspian high, which is believed by some geologists to have existed from the Triassic to the Early Cretaceous inclusive.

УДК 551.242(571.66)

СТРОЕНИЕ МЕЛОВОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ ХРЕБТА ОМГОН (ЗАПАДНАЯ КАМЧАТКА)

© 2003 г. Н. А. Богданов¹, А. В. Соловьев¹, Г. В. Леднева¹, Т. Н. Палечек¹, А. В. Ландер²,
Дж. И. Гарвер³, В. Е. Вержбицкий¹, Д. В. Курилов¹

¹Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 109180, Москва,
Старомонетный пер., 22, Россия

²Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, 113566,
Москва, Варшавское ш., 79, кор. 2, Россия

³Геологическое отделение, Юнион Колледж, Нью-Йорк, Скенектади, США

Поступила в редакцию 11.11.2002 г.

Изучение комплексов хребта Омгон (Западная Камчатка) показало, что в его структуре тектонически совмещены разновозрастные отложения, сформированные в разных геодинамических обстановках. Образования среднеюрско-раннемелового вулканогенного комплекса океанического и/или окраинно-морского генезиса залегают в виде тектонических пластин и блоков в терригенном цементе альб-кампанского возраста. Терригенный комплекс накапливался в окраинно-континентальной обстановке. Это позволяет рассматривать комплекс хребта Омгон как фрагмент меловой аккреционной призмы, сформированной за счет сближения пластин и блоков океанической природы и совмещения их с окраинно-континентальными отложениями. Образование аккреционной призмы связано с субдукцией палеоокеанических плит Пацифики под Евразийскую континентальную окраину, в результате которой происходил вулканизм в пределах Охотско-Чукотского пояса. Формирование аккреционной призмы завершилось в маастрихте (около 70 млн. лет назад).

ВВЕДЕНИЕ

Мезозойские комплексы на Западной Камчатке представлены разрозненными выходами, это осложняет расшифровку тектонической истории этого региона. Мезозойские образования выходят на поверхность вдоль восточного побережья Охотского моря; одним из них является хребет Омгон (Западная Камчатка), входящий в состав Омгоно-Паланского коллизионного пояса [3, 4, 16]. Исследования последних лет, опирающиеся на геофизические данные о глубинном строении региона и материалы спутниковой альтиметрии, позволили предложить новую схему тектоники Охо-

томорского региона [4, 16]. Согласно этой схеме, Омгоно-Паланский пояс является коллизионной зоной, отделяющей Охотоморскую плиту от Западно-Камчатской микроплиты (рис. 1, А). В пределах Охотоморской плиты, по мнению [2], располагается фрагмент древнего океанического плато, а Западно-Камчатская микроплита характеризуется корой континентального типа [4].

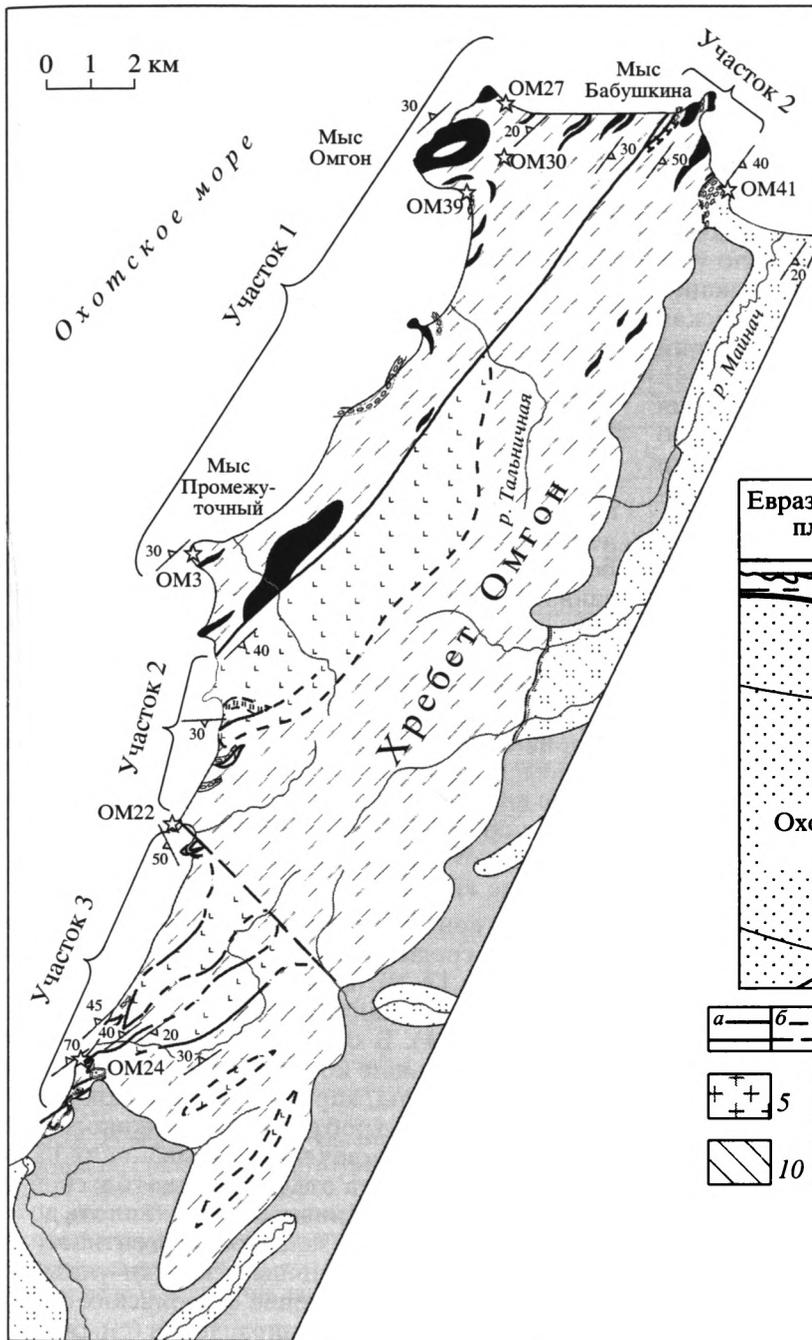
Изучение области сочленения структур Камчатки и Охотского моря важно для понимания мезозойских аккреционных процессов, происходивших на северо-восточной окраине Евразии. Наши исследования опираются на геологическое описа-

Рис. 1. Геологическое строение хребта Омгон (Западная Камчатка): А – расположение хребта Омгон в структуре Охотоморского региона [4]; Б – схема геологического строения хребта Омгон. Схема составлена с учетом материалов [1, 5, 7, 18]

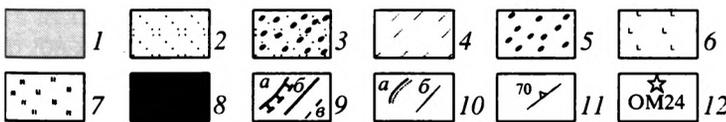
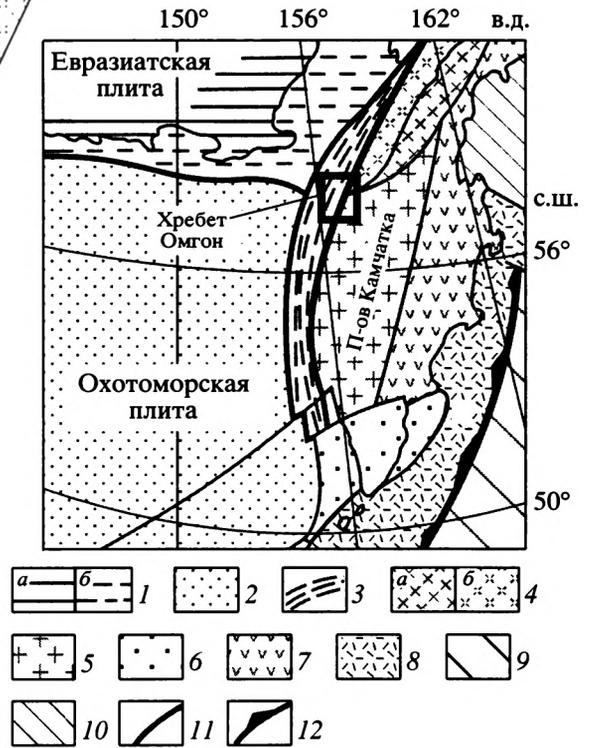
Для А: 1 – домеловая Евразийская плита: а – континент, б – шельф; 2 – океанское вулканическое плато (Охотоморская плита); 3 – Омгоно-Паланский коллизионный пояс; 4 – Северо-Корякская аккреционно-коллизионная область: а – на суше, б – на шельфе; 5 – Западно-Камчатская микроплита; 6 – континентальный литосферный блок (Южно-Камчатский блок); 7 – островодужные террейны Восточно-Камчатско-Олюторской провинции; 8 – миоцен-четвертичная Курило-Камчатская островная дуга; 9 – Тихоокеанская океаническая плита; 10 – Командорская окраинноморская впадина; 11 – крупные разломы; 12 – современная зона Беньюфа.

Для Б: 1 – четвертичные отложения; 2, 3 – снатовская свита, средний эоцен: 2 – терригенные отложения, 3 – конгломераты; 4, 5 – омгонская серия, терригенный комплекс, меловые: 4 – турбидиты (альб – кампан), 5 – конгломераты; 6 – вулканогенный комплекс, базальты, кремни, известняки (средняя юра – нижний мел); 7 – кремни (верхняя юра); 8 – силлы дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой серии (палеоцен); 9 – разломы: а – надвиги, б – субвертикальные, в – предполагаемые; 10 – контакты: а – несогласные, б – стратиграфические; 11 – элементы залегания; 12 – точки и номера образцов для треквого датирования

Б



А



ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ХРЕБТА ОМГОН

Хребет Омгон расположен на восточном побережье Охотского моря в пределах Западной Камчатки. В тектоническом отношении хребет Ом-

ние образований хребта Омгон, данные структурного и вещественного анализа, трековое датирование циркона и апатита, изучение радиолярий из кремнистых пород. В результате было установлено, что комплексы хребта Омгон являются фрагментом меловой аккреционной призмы.

гон входит в состав Омгоно-Паланского коллизийного пояса (см. рис. 1, А), отделяющего Охотоморскую плиту от Западно-Камчатской микроплиты [2, 4, 16].

В результате геологической съемки в строении хребта Омгон были выделены вулканогенно-кремнисто-карбонатный комплекс (кингивеевская свита, нижний мел) и терригенный комплекс (омгонская серия), расчлененный на тальническую (нижний – верхний мел) и майначскую (турон–сантон) свиты [7, 18]. Затем возраст вулканогенно-кремнистого комплекса (кингивеевская свита) был обоснован определениями радиолярий как среднеюрский–раннемеловой [1, 5, 13, 44]. Фауна и флора определяют интервал накопления терригенных пород омгонской серии с альба до раннего сенона (коньяка) [8], позже в них были обнаружены комплексы спор и пыльцы, характеризующие возраст нижней и верхней частей серии соответственно как апт-альбский и маастрихтский [5, 6].

Мезозойские образования хребта Омгон (см. рис. 1, Б) нами подразделяются на вулканогенный и терригенный комплексы. Отложения вулканогенного комплекса представлены подушечными и массивными афировыми, оливин-плагиоклаз- и плагиоклаз-микрофировыми часто миндалекаменными базальтами, долерито-базальтами и долеритами с прослоями и линзами кремней, кремнистых аргиллитов, реже известняков. Они слагают блоки и крупные пластины, ограниченные тектоническими контактами, среди образований терригенного комплекса. Терригенный комплекс сложен песчаниками, алевролитами, аргиллитами, нередко образующими флишевые ритмы, среди которых встречаются мощные слои конгломератов. В песчаниках отмечен органический детрит.

В южной части хребта Омгон (см. рис. 1, Б) три тектонические пластины, представленные породами вулканогенного комплекса, падают на северо-запад, лишь в одном месте отмечено юго-восточное падение контакта. Структурные наблюдения, проведенные в пределах участка 3 (см. рис. 1, Б), показывают, что слоистость как в отложениях вулканогенного комплекса, так и в осадках терригенного имеет преимущественно северо-западное падение (рис. 2, Д). Разломы, ограничивающие пластины и блоки, сложенные вулканогенным комплексом, падают на запад (см. рис. 2, Е). В южной части участка 3 (см. рис. 1) на терригенные породы, содержащие блоки вулканогенного комплекса, с угловым несогласием налегают среднеэоценовые отложения снатольской свиты, представленной здесь слабо литифицированными алевролитами и песчаниками с линзами угля. В южной части участка 2 в терригенных отложениях преобладают складки северной и северо-западной вергентности (см. рис. 1, Б, рис. 2, В), для которых характерно достаточно хаотичное распределение осей складок (см. 2, Г). Вероятно,

что данный блок (южная часть участка 2) испытал вращение на поздних этапах становления структуры, так как вергентность в нем сильно отличается от вергентности, характерной для участков 3 и 1. В двух километрах к югу от мыса Промежуточный отложения терригенного комплекса, содержащие блоки вулканогенного, срезаются субвертикальным разломом северо-восточного простирания (см. рис. 1, Б). К северу от этого разлома породы терригенного комплекса не содержат блоков вулканогенного состава (участок 1, см. рис. 1, Б). Терригенные породы повышенной вязкости (песчаники, конгломераты) слагают крупную антиформу с простиранием оси в юго-запад–северо-восточном направлении (см. рис. 2, А); в ядре антиформы более пластичные тонкослоистые алевропелиты деформированы в изоклинальные складки, оси которых ориентированы хаотично (см. рис. 2, Б). Возможно, это результат деформации слабо литифицированных осадков либо проявление дисгармоничной складчатости, связанной с разной компетентностью пород. В пределах участка 1 отложения терригенного комплекса прорваны многочисленными силлами, сложенными габбро, диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, лейкогранитами, а также кварцевыми монцонитами и гранит-порфирами. Маломощные силлы, как правило, представлены одной или двумя петрографическими разновидностями пород; мощные (до 200 м) силлы сложены породами от диоритов до лейкогранитов и от диоритов до кварцевых монцонитов [14].

Терригенный комплекс с резким несогласием перекрыт среднеэоценовыми осадками снатольской свиты [7, 9]. Контакт омгонской серии со снатольской описан в северной части хребта Омгон (см. рис. 1). В основании снатольской свиты развиты базальные конгломераты, в гальках преобладают породы, характерные для докайнозойских комплексов хребта Омгон (вулканогенный и терригенный комплекс) и прорывающих их силлов. Возле контакта отложения снатольской свиты смяты в напряженные складки (вплоть до изоклинальных) северо-западной вергентности (см. рис. 2, Ж). Асимметричные складки указывают на локальное перемещение снатольских отложений в северо-западном направлении (см. рис. 2, З). Складчатость третичных осадков становится менее напряженной при удалении от контакта с докайнозойскими комплексами, а в 1.5 км к востоку от устья реки Майнач они образуют моноклиналь, полого падающую на восток (см. рис. 1).

Таким образом, комплексы хребта Омгон испытали как минимум два этапа деформаций. Первый этап деформаций произошел до среднего эоцена, вероятно, в конце мела, так как наблюдается угловое несогласие в основании снатольской свиты. С этим этапом, по-видимому, связано тектоническое совмещение образований терригенного и вулканогенного комплекса. На втором

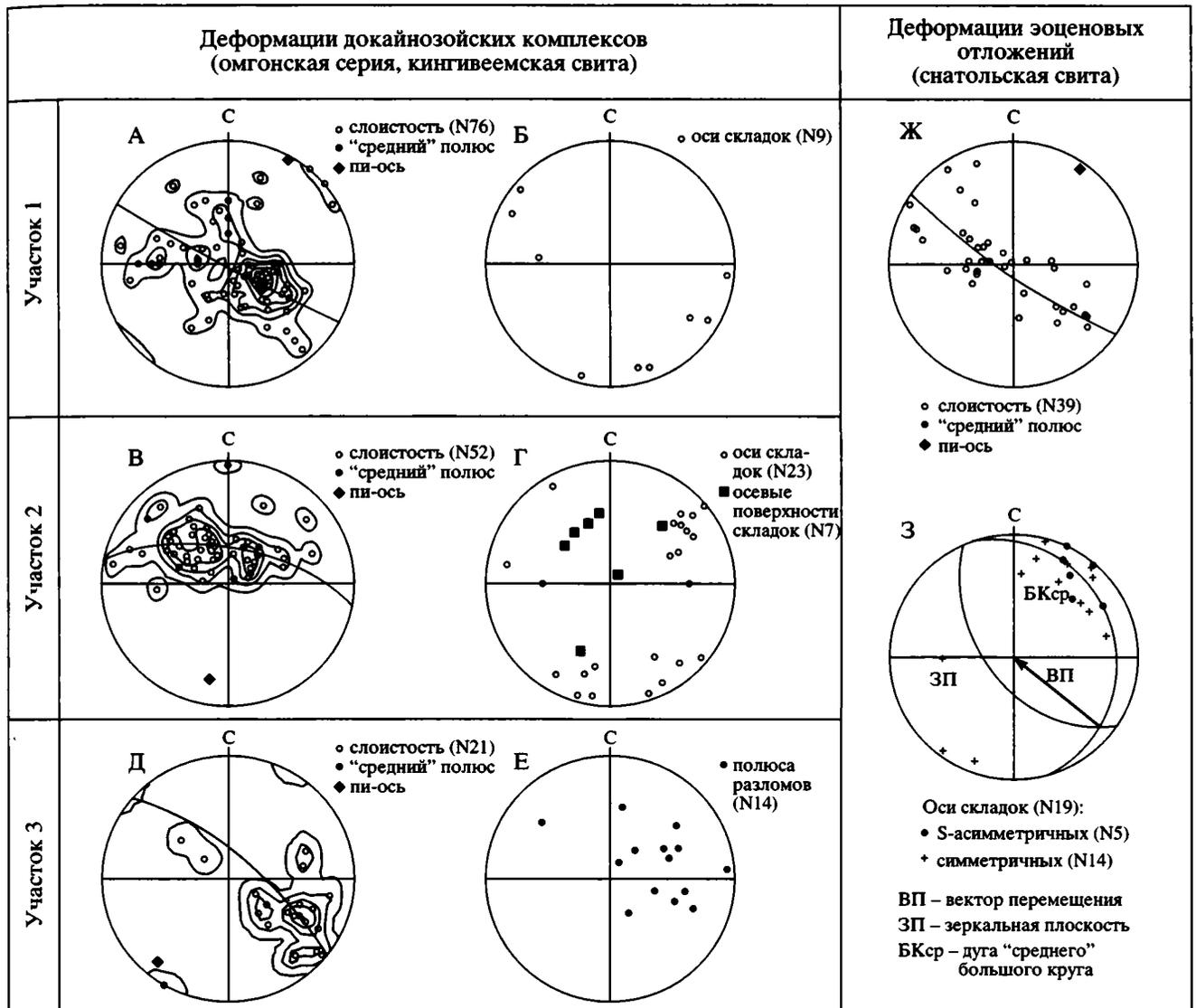


Рис. 2. Данные структурно-кинематического анализа для комплексов хребта Омгон (Западная Камчатка): А–З – стереограммы различных структурных элементов: А, Б – для участка 1 (см. рис. 1, Б); А – слоистости, Б – осей складок; В, Г – для участка 2 (см. рис. 1, Б): В – слоистости, Г – осевых поверхностей и осей складок; Д, Е – для участка 3 (см. рис. 1, Б): Д – слоистости; Е – разломов; Ж, З – для эоценовых отложений снатольской свиты (см. рис. 1, Б): Ж – слоистости, З – осей асимметричных и симметричных складок

Линейные и плоскостные элементы показаны полюсами на сетке Шмидта, проекция на нижнюю полусферу. N – число структурных элементов данного типа, использованных при построении диаграмм

этапе (постсреднеэоценовом) деформаций были смяты в складки среднеэоценовые комплексы, главная ось сжатия этого этапа была ориентирована в направлении юго-восток–северо-запад.

ВОЗРАСТ И ВЕЩЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЛЕКСОВ ХРЕБТА ОМГОН

Вулканогенный комплекс

Вещественная характеристика. Образования вулканогенного комплекса сложены потоками

подушечных и массивных, часто миндалекаменных базальтов, долерито-базальтов и долеритов с прослоями и линзами кремней, кремнистых аргиллитов и реже известняков. В кровле потоки представлены афировыми, клинопироксен-плагиоклаз- и плагиоклаз-микрофировыми базальтами. Основная масса метельчатая, реже гялопилитовая и витрофирровая. Стекло полностью замещено агрегатом светло-зеленого хлорита и тонкорассеянного магнетита, спилитизированные породы встречаются, но редки. Центральные части потоков и их подошвы представлены хоро-

шо раскристаллизованными среднезернистыми долерито-базальтами и долеритами, сложенными удлиненными и таблитчатыми плагиоклазами, идиоморфными и субидиоморфными кристаллами клинопироксена и магнетита, в отдельных образцах магнетит образует крупные скопления. Мелкие лейсты плагиоклаза нередко заключены в более крупные кристаллы клинопироксена. Интерстициальное пространство выполнено агрегатом радиально-лучистого хлорита и тонко рассеянным магнетитом. Структура пород долеритовая. Клинопироксены свежие, плагиоклазы практически нацело замещены сосюритом, магнетит иногда обнаруживает признаки окисления. Заполнение миндалиин разнообразно, в них преобладают карбонат и карбонат + магнетит, реже встречаются карбонат + кварц и щелочной хлорит. В трещиноватых породах микропрожилки выполнены аналогичными минералами и реже тремолитами, что свидетельствует в пользу привноса карбоната, кремнезема и щелочей. Обнаружение среди потоков базальтов десквамационных туфов, а также наличие прослоев и линз кремней, кремнистых аргиллитов и известняков свидетельствует об излиянии пород в подводной обстановке. Вулканисты слабо метаморфизованы в условиях низких температур и давлений, видимо, еще до вовлечения в аккреционную призму.

Изученные породы обнаруживают высокие значения потерь при прокаливании (п.п.п. = 4.55–12.44 %). С учетом высокой степени метаморфического преобразования пород это не позволяет использовать большинство подвижных элементов при реконструкции геодинамической обстановки формирования пород вулканогенного комплекса. При нарастании п.п.п. резко падают концентрации SiO_2 , MgO , Fe_2O_3 , что свидетельствует в пользу выноса этих компонентов. Однако вариации Fe_2O_3 и MgO в зависимости от п.п.п. идентичны, т.е. соотношения этих элементов можно принять близкими к первичным.

Вариации порообразующих и рассеянных элементов в зависимости от $\text{Mg}\#$ ($100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{общее}})$) с учетом фактора привноса-выноса компонентов в процессе низкотемпературного вторичного преобразования пород и сходного характера изменений всех пород позволяют выделить два петрологического типа базальтов: (а) мало и умеренно дифференцированные ($\text{MgO} = 9.12\text{--}7.29\%$) нормальной железистости ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 1.17\text{--}1.69$) и (б) высоко дифференцированные ($\text{MgO} = 4.12\text{--}4.28\%$) повышенной железистости ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 2.07\text{--}3.19$). В пределах каждой из выделенных групп поведение порообразующих и рассеянных элементов согласуется с кристаллизацией из расплава по мере нарастания степени дифференцированности оливина + клинопироксена + плагиоклаза и клинопироксена + плагиоклаза + магнетита.

Содержания Na_2O и K_2O и высокие значения FeO^*/MgO отношений, а также характер распределения рассеянных элементов на спайдер-диаграммах (рис. 3, А, Б) сближают вулканисты обоих типов с породами толеитовой серии. Несмотря на различия петрохимических особенностей, базальты нормальной и повышенной железистости принадлежат одному и тому же геохимическому типу. Базальты обоих типов сильно деплетированы легкими РЗЭ относительно тяжелых $((\text{La}/\text{Yb})_N = 0.37\text{--}0.86$ и $0.42\text{--}0.65$) и показывают достаточно устойчивые значения Zr/Y ($1.94\text{--}2.76$ и $2.28\text{--}2.95$) и Zr/Sm ($23.5\text{--}27.7$ и $25.5\text{--}30.2$) отношений (см. рис. 3, Аа, 3, Бб). Эти характеристики сближают их с N-MORB срединговых центров океанов (и/или окраинных морей) и с базальтами N-MORB позднееюрского – раннемелового возраста мыса Поворотного (полуостров Тайгонос) и Таловских гор (северная Корьякия) [11, 20, 23, 38].

Возрастная характеристика. Согласно работам предшественников, возраст вулканогенного комплекса в районе хребта Омгон был обоснован определениями радиолярий как среднеюрский-раннемеловой [1, 5, 13, 44]. Нами были повторно отобраны кремнистые породы и проведен радиоляриевый анализ [22]. Из серии образцов кремнистых пород 0-8(1)-98-08(8)-98, отобранных из блока (см. рис. 1, Б), представленного породами вулканогенного комплекса, получены радиолярии различной сохранности, которые свидетельствуют о позднеюрском-раннемеловом возрасте вмещающих отложений. Из образца 0-8(1)-98 (одна из наиболее представительных проб) выделен комплекс: *Praeconocaryomma* sp., *Orbiculiforma* sp., *Pantaneillum* sp., *Acaeniotylopsis* sp., *Ditrabs* sp., *Paronaella* ? sp., *Hsuum* ex gr. *mclaughlini* Pessagno & Blome, *Parvicingula boesii* (Parona), *Parvicingula* cf. *vera* Pessagno & Whalen, *Gongylothorax* cf. *favosus* Dumitrica, *Stichocapsa* sp., *Sethocapsa* sp., *Williriedellum* sp., *Thanarla* sp., *Archaeodictyomitra* sp., *Praecaneta* sp., вероятнее всего, свидетельствующий о кимеридж-валанжинском возрасте вмещающих отложений. Образец 0-26(4)-98 (см. рис. 1) включает *Cryptamphorella* cf. *dumitricai* Scaaf, *Archaeospongoprunum* ? sp., *Syringocapsa spinosa* (*Squinabol*), *Syringocapsa* aff. *coronata* Steiger, *Pseudodictyomitra lilyae* (Tan), *Parvicingula boesii* (Parona), *Parvicingula usotanensis* Tumanda, *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Thanarla conica* Aliev, *Xitus asymbatos* (Foreman), *Xitus* aff. *spicularis* (Aliev), *Archicapsa* sp., *Stichocapsa* sp., *Archaeodictyomitra* sp., *Protunuma*? sp., которые указывают на берриас-валанжинский возраст отложений.

Возраст кремнистых пород вулканогенного комплекса по бухиям определен как ранневаланжинский (*Buchia inflata* (Lahusen), *B. sublaevis* (Keyserling) – определения В.А. Захарова).

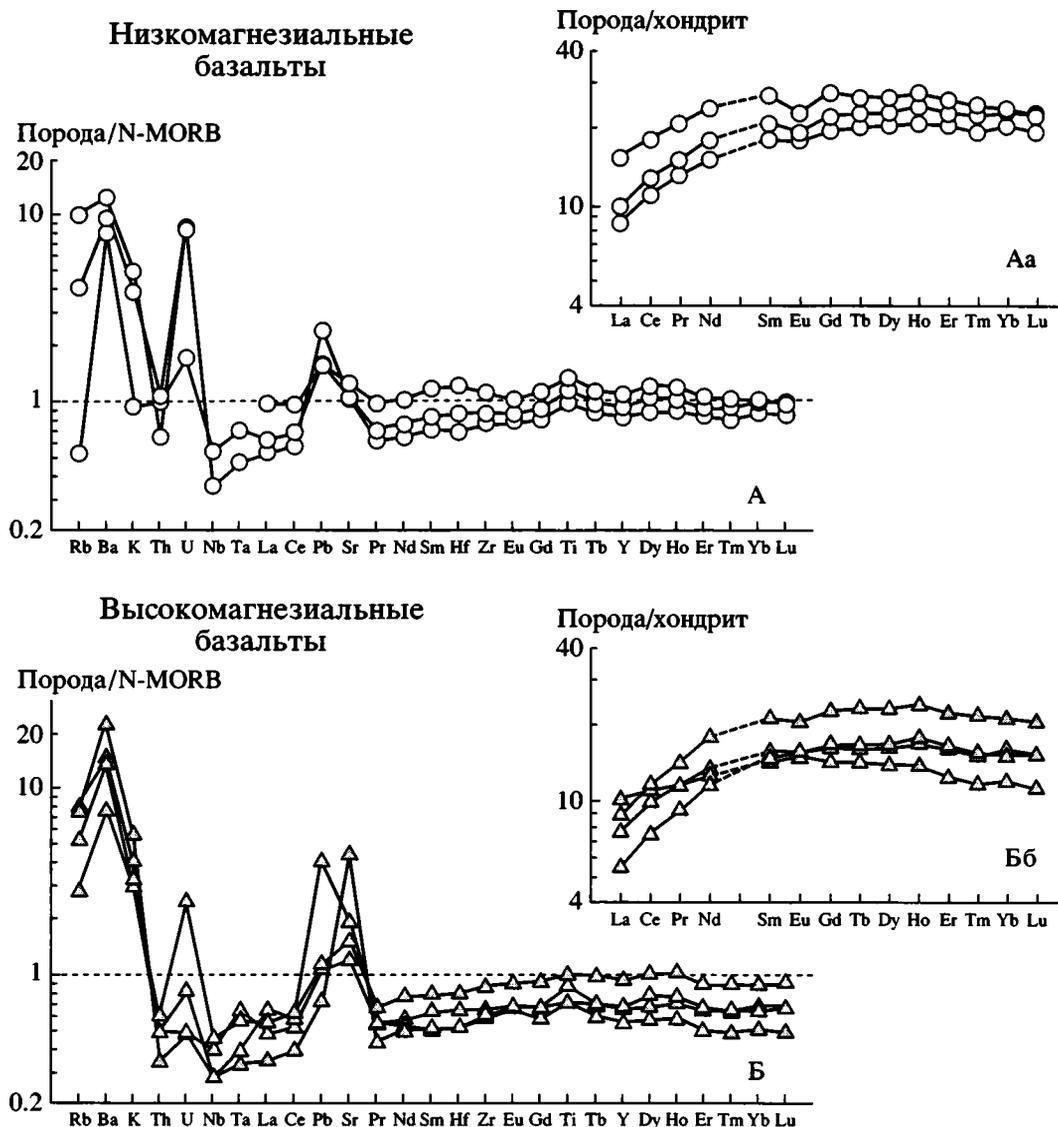


Рис. 3. Многоэлементные диаграммы и спектры РЗЭ для низко- (А, Аа) и высокомагнезиальных (Б, Бб) базальтов вулканогенного комплекса хребта Омгон
 Нормализационные величины для N-MORB по [34], для хондрита по [41]

Терригенный комплекс

Вещественная характеристика. Песчаники терригенного комплекса относятся к классу граувакк [17], то есть матрикс образует от 25 до 35% объема породы. Подавляющая часть обломков совершенно не окатана. По классификации В.Д. Шутова и других [26], песчаники соответствуют кварц-полевошпатовым и полевошпат-кварцевым грауваккам, так как состоят из трех главных компонентов: обломков кварца, полевого шпата и тонкозернистых горных пород. В обломках пород преобладают либо разнообразные вулканиты, либо аргиллиты [25]. Среди обломков вулканитов идентифицируются базальты, андезиты и риодациты, а также обломки девитрифици-

рованного стекла – основной массы эффузивов. Среди обломков осадочных пород заметно преобладают обломки аргиллитов (до 25%). Второй по численности группой обломков осадочных пород являются тонкозернистые породы, по-видимому, туфогенного происхождения. Самые устойчивые из осадочных пород – кремни относительно редки в изученных породах (1–4%). Из других обломков осадочного происхождения чаще всего встречается угольный растительный детрит. Обломки метаморфических пород (кварцитов, кристаллических и слюдястых сланцев) немногочисленны (до 3%), но присутствуют постоянно. Данные подсчета состава песчаников указывают на снос с расчлененной вулканической дуги [25].

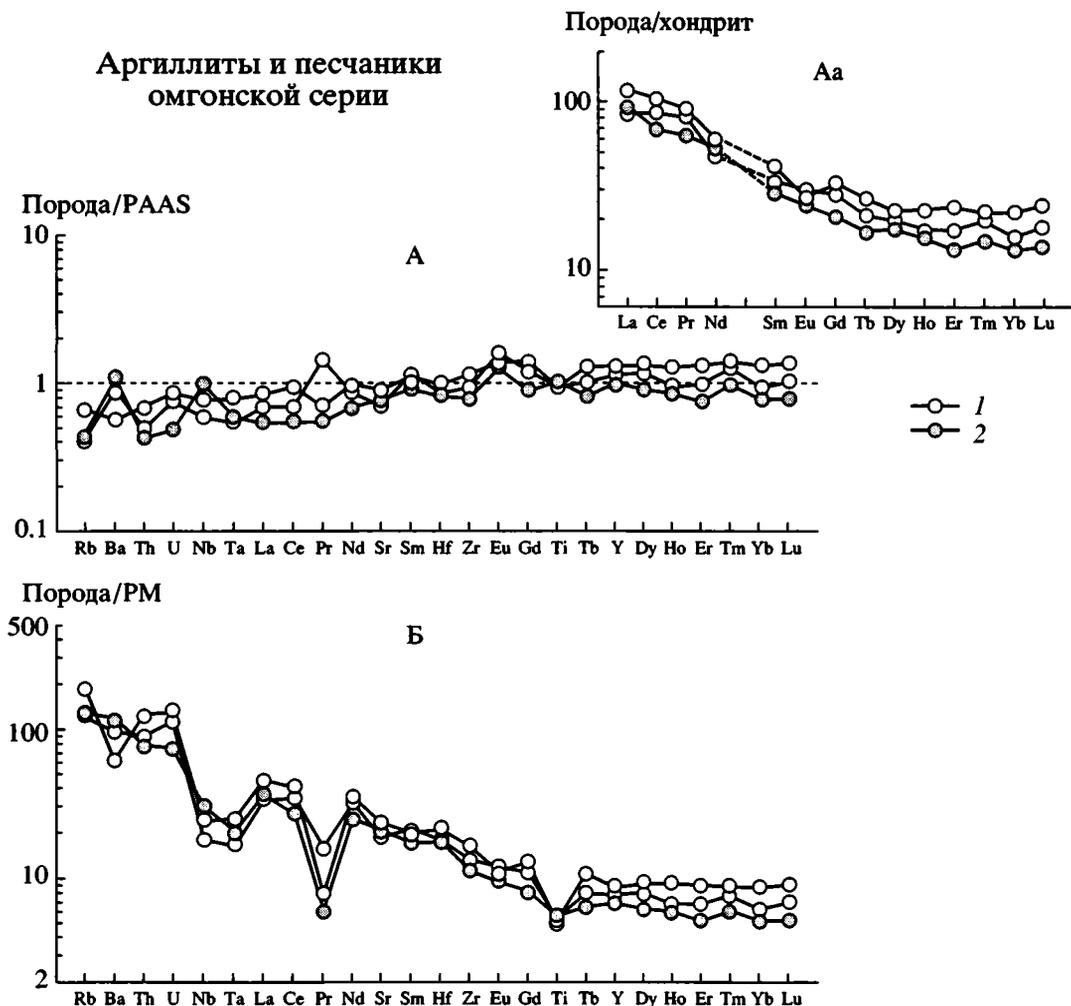


Рис. 4. Многоэлементные диаграммы и спектры РЗЭ для терригенных пород Омгонской серии
 1 – аргиллиты, 2 – песчаник. Нормализационные величины для ПААС по [43], для примитивной мантии (PM) по [34], для хондрита по [41]

Особенности химизма аргиллитов из флишевой толщи, лишенной пластин вулканогенного комплекса, хорошо согласуются с данным заключением. По уровню накопления высокозарядных литофильных элементов, а также средних и тяжелых редкоземельных элементов (РЗЭ) эти породы сопоставимы со средним постархейским сланцем (ПААС), состав которого принято считать соответствующим составу верхней континентальной коры [43], но обеднены по сравнению с последним крупноионными литофильными элементами (LILE) и легкими РЗЭ (рис. 4, А, 4, Аа). Вместе с тем на многоэлементных диаграммах, где составы аргиллитов нормированы на примитивную мантию (см. рис. 4, Б), спектры литофильных элементов (высокие значения LILE/HFSE отношений, ярко выраженные аномалии Nb ($Nb/Nb^* = 0.49-0.55$) и Ta ($Ta/Ta^* = 0.32-0.37$)) идентичны таковым вулканитов известково-щелочной се-

рии. Это позволяет предполагать, что аргиллиты терригенного комплекса являются продуктами размыва, главным образом, верхней континентальной коры, а отклонения составов аргиллитов от ПААС, вероятнее всего, связаны с преимущественным вкладом в состав аргиллитов вулканитов активной окраины континента или энсиалической островной дуги.

Составы аргиллитов определяются различным вкладом нескольких компонент: верхней континентальной коры, переотложенных осадочных пород, молодой недифференцированной дуги, молодой дифференцированной дуги и экзотических компонентов [43]. Высокие значения Th/U (3.06–3.77) отношений, а также соотношения Th/Sc и Th/Zr указывают, что осадки не были вовлечены в процесс рециклинга, а также на несущественное влияние процессов выветривания на состав аргиллитов. Высокие значения Th/U (3.06–

Таблица 1. Трековые возрасты детритовых цирконов из песчаников Западной Камчатки

N обр.	Серия, свита	Nt	Возраст популяций циркона, млн. лет			
			P1	P2	P3	
Западная Камчатка (хребет Омгон)						
OM3	Омгонская	75	80.0 ± 4.1 (95%)	175.7 ± 50.5 (5%)	–	
OM39	Омгонская	74	85.3 ± 4.2 (95%)	167.8 ± 33.6 (5%)	–	
OM30	Омгонская	46	90.6 ± 9.0 (53%)	151.3 ± 17.3 (47%)	–	
OM27	Омгонская	75	99.8 ± 5.8 (83%)	187.0 ± 27.9 (17%)	–	
OM24	Омгонская	75	102.0 ± 18.9 (19%)	142.2 ± 12.0 (68%)	248.2 ± 28.8 (13%)	
OM22	Омгонская	60	114.5 ± 7.2 (70%)	–	237.1 ± 25.3 (30%)	
OM41	Снатольская	42	P1 45.2 ± 3.2 (39%)	P2 68.3 ± 13.0 (18%)	P3 101.2 ± 9.7 (36%)	P4 293.0 ± 60.7 (7%)
Западная Камчатка (долина реки Россошина)						
OM50	Майначская	65	77.7 ± 6.6 (50%)	96.6 ± 11.4 (46%)	198.3 ± 64.8 (4%)	
OM48	Майначская	70	79.5 ± 8.0 (30%)	108.0 ± 12.3 (50%)	179.3 ± 28.0 (20%)	

Примечание. N обр. – номер образца. Nt – количество датированных зерен циркона в образце. P1, P2, P3, P4 – возраст популяций циркона, рассчитанный по программе *WinomFit v 1.8* [28, 29]. Возрасты приведены в млн. лет, ошибка определения возраста соответствует $\pm 1\sigma$, проценты в скобках отражают количество зерен данной популяции от общего числа датированных зерен (Nt). Цирконы датированы с использованием метода внешнего детектора [45]. Зерна циркона были впрессованы в пластинки FEP Teflon^{MT} размером 2×2 см². Для каждого образца готовились 2 пластинки. Пластинки обдирались на образивном круге и затем полировались с использованием алмазных паст (9 и 1 мк) и пасты Al₂O₃ 0.3 мк на конечной стадии. Химическое травление пластинок производилось составом NaOH–KOH при температуре 228°C в течение 15 часов (первая пластинка) и 30 часов (вторая пластинка). После травления пластинки были накрыты детектором (слюда с низким содержанием урана) и облучены в потоке тепловых нейтронов порядка 2×10^{15} нейтрон/см² (реактор Университета штата Орегон). Одновременно с образцами облучались возрастные стандарты для циркона (Фиш Каньон Туф (Fish Canyon Tuff – FCT) и Булак Туф (Buluk Tuff – BL)) и стекло-дозиметр, с известным содержанием урана (CN-5) [35]. При подсчете треков использовался микроскоп Olympus Vx60 с автоматизированной системой и цифровой планшеткой, максимальное увеличение 1600x, сухой метод. Z-фактор, вычисленный по 8 возрастным стандартам (4 образца – FCT, 4 образца – BL), равнялся 348.2 ± 11.02 [35].

3.77 > 3.0) отношения, отрицательные аномалии Eu (Eu/Eu* = 0.72–0.97) позволяют предполагать вклад континентальной коры. Однако низкие Th/Sc (0.35–0.52 \ll 1), La/Sc (1.00–1.49 \ll 4.0), умеренные величины La/Th (2.844–2.88) при невысоких содержаниях Hf (5.29–5.61 г/т) свидетельствуют в пользу существенного размыва кислых вулканитов активной дуги или активной континентальной окраины [37]. Высокие значения Sr/Ni (1.94–2.00) отношений в сочетании с повышенными содержаниями V (194–257 г/т) указывают на размыв вулканитов основного состава.

Таким образом, аргиллиты терригенного комплекса формировались, главным образом, за счет размыва вулканитов активной вулканической дуги. Источником такого материала в данном районе, скорее всего, являлась Евразийская континентальная окраина, на которой в альбе заложился Охотско-Чукотский вулканический пояс.

Возрастная характеристика. Фауна и флора определяют интервал накопления пород терригенного комплекса с альба до раннего сенона (коньяка) [8], также в них обнаружены комплексы спор и пыльцы, характеризующих возраст ни-

жней и верхней частей комплекса соответственно как апт-альбский и маастрихтский [5, 6].

Возраст отложений терригенного комплекса определялся нами *методом детритовой термохронологии* [21, 30–33]. Обломочные цирконы были выделены из 6 образцов песчаников омгонской серии, двух образцов – майначской свиты и одного образца – снатольской свиты (табл. 1). Возраст отдельных зерен цирконов определялся методом трекового датирования. При датировании использовался метод внешнего детектора [45]. Из каждого образца было датировано от 45 до 75 зерен циркона (см. табл. 1). При анализе распределения трековых возрастов выделяются две или три (один образец) разновозрастные популяции циркона: P1 – 80–114, P2 – 142–187 и P3 – 250 млн. лет. Присутствие в песчаниках разновозрастных цирконов, а также отсутствие вторичных минералов, формирующихся при температурах 200–250°C, позволяют предполагать, что после накопления толщи не прогревались выше температуры закрытия (~215–240°C) трековой системы в цирконе [30]. Таким образом, возрасты популяций отражают события остывания зерен циркона в источниках сноса. Наиболее молодая популяция P1 распределена в интервале от 80.0 ± 4.1

Таблица 2. Трековые датировки циркона и апатита из комплексов Западной Камчатки

Комплекс, серия, свита	Порода, N образца	Минерал	ρs	Ns	ρi	Ni	ρd	N	χ ²	Возраст	-1σ	+1σ	U ± 2se
Силл	Габбро, О98-27	Циркон	6.85	1766	5.03	1296	2.65	30	99.4	62.5	-3.3	+3.5	231.0 ± 17.8
Силл	Габбро, О98-27	Апатит	0.45	222	1.12	551	29.3	15	100.0	60.9	-6.7	+7.6	15.2 ± 1.4
Силл	О98-43	Циркон	10.5	1116	8.42	891	2.92	17	100.0	63.0	-3.8	+4.0	350.9 ± 32.7
Омгонская серия	Песчаник, ОМ3	Апатит	0.35	194	0.76	419	30.1	20	98	73.9	-8.5	+9.6	9.8 ± 1.0
Омгонская серия	Песчаник, ОМ22	Апатит	0.40	101	0.96	241	30.8	15	49.8	66.5	-9.0	+10.4	12.4 ± 1.7
Омгонская серия	Песчаник, ОМ24	Апатит	0.28	130	0.44	209	30.6	15	0.2	73.7*	-12.8	+15.5	5.8 ± 0.8
Омгонская серия	Песчаник, ОМ27	Апатит	0.20	91	0.45	201	30.5	15	97.5	71.3	-8.3	+9.2	5.9 ± 0.9
Омгонская серия	Песчаник, ОМ30	Апатит	0.39	168	0.86	367	30.3	15	80.8	71.5	-8.5	+9.6	11.3 ± 1.3
Омгонская серия	Песчаник, ОМ39	Апатит	0.44	247	1.18	665	30.1	25	80.3	57.7	-6.2	+7.0	15.6 ± 1.4
Майначская свита	Песчаник, ОМ48	Апатит	0.48	282	1.39	822	29.8	26	0.0	37.6*	-6.1	+7.3	18.6 ± 1.5
Майначская свита	Песчаник, ОМ50	Апатит	0.78	166	1.64	349	29.6	15	0.0	38.0*	-7.8	+9.8	22.0 ± 2.5

Примечание. ρs – плотность треков спонтанного деления ²³⁸U (см⁻² × 10⁶), Ns – количество подсчитанных треков спонтанного деления. ρi – плотность треков индуцированного деления ²³⁸U (см⁻² × 10⁶), Ni – количество подсчитанных треков индуцированного деления. ρd – плотность треков во внешнем детекторе (низкоурановная слюда) (см⁻² × 10⁵), N – количество датированных зерен. χ² – кси-квадрат, вероятность в процентах. (±σ – ошибка определения возраста. Z-фактор для циркона, вычисленный по 8 возрастным стандартам (Фиш Каньон Туф и Булак туф), равнялся 348.2 ± 11.02 (±1 se) [35]. Z-фактор для апатита, вычисленный по 7 возрастным стандартам (Фиш Каньон Туф и Булак туф), равнялся 104.32 ± 3.35 (±1 se) [35]. Образцы облучались в потоке тепловых нейтронов порядка 2 × 10¹⁵ нейтрон/см² для циркона и 8 × 10¹⁵ нейтрон/см² для апатита (реактор Университета штата Орегон). Одновременно с образцами облучались возрастные стандарты и стеклодозиметр, с известным содержанием урана (CN-5 для циркона, CN-1 для апатита). При подсчете треков использовался микроскоп Olympus BH-P с автоматизированной системой и цифровой планшеткой, максимальное увеличение 1562.5 ×, сухой метод. U – содержание урана в г/т (±2 se). Если χ² > 5%, приведен объединенный (pooled) возраст, если χ² < 5%, показан минимальный возраст, соответствующий наиболее молодой популяции, рассчитанной BinomFit v. 1.8 [29].

до 114.5 ± 7.2 млн. лет, то есть цирконы этой популяции испытали последнее охлаждение в интервале от конца апта до начала кампана [39]. Отложения всегда моложе содержащихся в них обломков, значит, возраст молодой популяции цирконов определяет нижнюю границу времени осадконакопления терригенного комплекса. Датированные цирконы молодой популяции в основной своей массе являются бесцветными идиоморфными кристаллами, что характерно для первого цикла седиментации. Эти цирконы, вероятнее всего, сформировались в результате вулканической деятельности, синхронной осадконакоплению флиша, и попали в бассейн достаточно быстро после образования. В ряде работ [21, 30–32, 40] было показано, что возраст наиболее молодой популяции цирконов близок к возрасту отложений, если во время седиментации в непосредственной близости наблюдалась вулканическая активность. Таким образом, опробованная часть терригенно-

го комплекса формировалась, по крайней мере, с альба до начала кампана.

Кроме того, были опробованы песчаники и аргиллиты в долине реки Россошина, отнесенные к майначской свите (омгонская серия) [7], которые через прослой кремней перекрываются подушечными базальтами. Фауны во флише здесь не обнаружено, поэтому отнесение этих пород к майначской свите (омгонская серия) достаточно условно. Впервые получены оценки возраста для этих пород (см. табл. 1). Молодая популяция циркона датирована возрастом 77.7 ± 6.6 и 79.5 ± 8.0 млн лет. Отметим, что опробованные флишеидные разрезы расположены к западу от хребта Омгон и несколько моложе, чем образования терригенного комплекса хребта Омгон.

Трековое датирование детритового апатита из осадочных пород – это метод, позволяющий реконструировать термальную историю отложений [45]. Треки в апатите устойчивы лишь

при относительно низких температурах, а при увеличении температуры они начинают “отжигаться” вплоть до полного исчезновения. Отжиг трексов происходит в интервале температур, который называют *зоной отжига*. Нижний температурный предел зоны отжига, до которого устойчивы 100% трексов, соответствует приблизительно 70°C, а верхний предел, выше которого трексы не устойчивы, – 125°C (при нагреве в течение около 10 млн. лет). Эффективная температура закрытия апатита оценена как $111 \pm 6^\circ\text{C}$ [36]. Таким образом, апатит часто применяется для реконструкции тектонических движений, в результате которых происходит вывод толщ на поверхность и их остывание.

Данные трексового датирования апатита из песчаников терригенного комплекса (табл. 2) показывают, что их остывание ниже $111 \pm 6^\circ\text{C}$ происходило в период 74–58 млн. лет назад. Обратим внимание, что возраст апатита из 6 образцов (ОМ3, ОМ22, ОМ24, ОМ27, ОМ30, ОМ39), учитывая ошибки определений, близок к 70 млн. лет. Это позволяет утверждать, что терригенный комплекс был выведен выше изотермы $\sim 100^\circ\text{C}$ (на глубину менее 4 км при геотермическом градиенте $25^\circ\text{C}/\text{км}$) в маастрихте. Возраст апатита из образца ОМ3 (57.7 ± 7.0 млн. лет), по-видимому, был омоложен при термальном событии, связанном с внедрением силлов (см. табл. 2).

Верхнемеловые отложения майначской свиты (долина реки Россошина), вероятно, имели иную термотектоническую историю, так как испытали последнее остывание ниже $\sim 100^\circ\text{C}$ в позднем эоцене (около 38 млн. лет назад). Возможно, что вторичный прогрев толщи был связан с формированием Кинкильского вулканического пояса [7, 16].

Кайнозойские образования хребта Омгон

В северной части хребта Омгон отложения терригенного комплекса прорваны многочисленными дифференцированными силлами базальтов, андезибазальтов, андезитов, дацитов и риолитов и их полнокристаллических аналогов [14]. Силлы деформированы вместе с вмещающими терригенными отложениями. Возраст силлов определялся трексовым датированием апатита и циркона (см. табл. 2). Установлено, что остывание силлов, а возможно, и внедрение произошло в позднем палеоцене (63–60 млн. лет назад).

Из базальных горизонтов снатольской свиты, с угловым несогласием перекрывающих мезозойские комплексы, также был отобран песчаник для трексового датирования циркона (образец ОМ41). Для песчаников снатольской серии характерно присутствие четырех популяций цирконов (см. табл. 1). Возраст молодой популяции цирконов – 45.2 ± 3.2 млн. лет, что соответствует среднеэоценовому возрасту этой свиты [9].

ВЫВОДЫ

1. Полученные данные позволяют утверждать, что вулканогенный комплекс хребта Омгон формировался в конце юры и раннем мелу в океанической или окраинно-морской обстановке. Базальты этого комплекса сопоставляются с N-MORB спрединговых центров океанического типа. Источником блоков вулканогенного комплекса, по-видимому, являлась плита палео-Пацифики – Изанаги.

2. Терригенный комплекс образовывался, по крайней мере, с альба до начала кампана в окраинно-континентальной обстановке. Состав комплекса указывает, что главным источником сноса была расчлененная вулканическая дуга (Охотско-Чукотский пояс), заложившаяся на континентальном основании Евразийской палеоокраины.

3. Блоки и линзы отложений вулканогенного комплекса имеют тектонические взаимоотношения с породами терригенного комплекса, играющими роль матрикса. Таким образом, в хребте Омгон тектонически совмещены разновозрастные комплексы, образовавшиеся в разных геодинамических обстановках. Это позволяет рассматривать комплексы хребта Омгон как фрагмент палеоаккреционной призм. Пластины и блоки океанического генезиса, сформированные в конце юры – раннем мелу, были “соскоблены” (off-scraping) с субдуцировавших океанических плит и совмещены с терригенными окраинно-континентальными альб-кампанскими отложениями.

4. Модель тектонической эволюции северо-восточной окраины Евразии представлена на рис. 5. В альбе начинается накопление терригенных отложений в палеожелобе, генетически связанном с субдукцией под Охотско-Чукотский вулканический пояс. В современной структуре окраины отложения данного желоба известны в следующих сегментах (см. рис. 5, А): Емраваам-Пикасваямском [10, 12, 19], Омгонском (данное исследование), Северо-Охотском [15, 27], Западно-Сахалинском [15], меловом поясе Симанто [42]. В кампане Охотоморская плита приближается к Евразийской окраине [4] (см. рис. 5, Б), в реликтовом бассейне, разделяющем их, продолжается терригенное осадконакопление. Охотоморское плато, по-видимому, являлось поднятием относительно поверхности океанического дна. Таким образом, терригенный материал с Евразийской континентальной окраины отлагался и в округ восточного края Охотоморского блока (меловой Западно-Камчатский бассейн).

5. Данные трексового датирования апатита показывают, что палеоаккреционная призма хребта Омгон была выведена на приповерхностный уровень (>4 км) в маастрихте (около 70 млн. лет назад). Таким образом, к этому моменту завершился процесс аккреции и комплексы хребта Омгон вошли в структуру континентальной окраины.

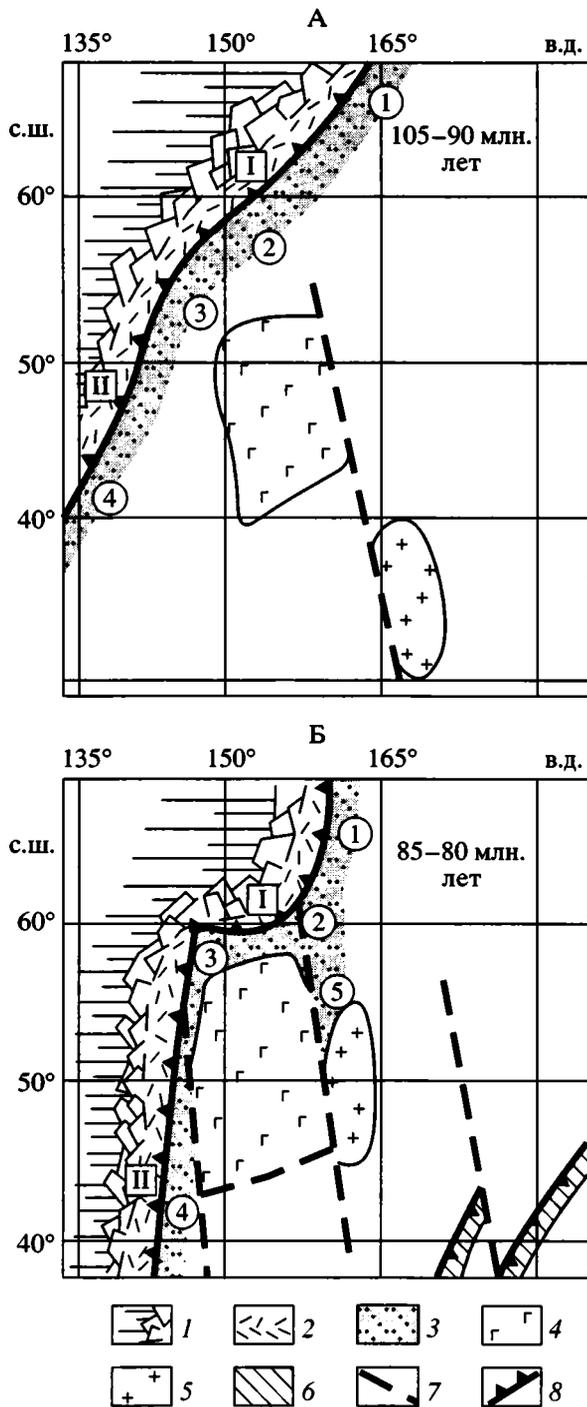


Рис. 5. Тектоническая эволюция палеоокраины Евразии в мелу (по [4] с изменениями)

1 – домеловая палеоокраина Евразии; 2 – меловые вулканоплутонические пояса (цифры в квадрате: I – Охотско-Чукотский, II – Сихотэ-Алиньский); 3 – меловой желоб (цифры в кружках – сегменты: 1 – Емрваам-Пикасвьямский, 2 – Омгонский, 3 – Северо-Охотский, 4 – Западно-Сахалинский, 5 – Западно-Камчатский); 4 – Охотоморская плита; 5 – Западно-Камчатская микроплита; 6 – островные дуги; 7 – предполагаемые трансформные разломы; 8 – зоны субдукции

В позднем палеоцене в образования палеоаккреционной призмы внедрились силлы [14], это произошло на широте, близкой к современному положению хребта Омгон [24].

Авторы признательны В.С. Вишневецкой, В.Д. Чеховичу за постоянный интерес к работе и М.Н. Шапиро за данные о составе песчаников омгонской серии.

Работа проведена при поддержке РФФИ (проекты № 01-05-64019, 02-05-64967, 02-05-64365) и Национального научного фонда (США), проект ORP-9911910.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е., Вишневецкая В.С., Извеков И.Н. Средне-верхнеюрские и нижнемеловые комплексы радиоларий Омгонского хребта (Западная Камчатка) // Докл. АН. 1991. Т. 321. № 2. С. 344–348.
2. Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 97–110.
3. Богданов Н.А., Чехович В.Д., Коваленко Д.В., Соловьев А.В., Сухов А.Н., Леднева Г.В., Чернов Е.Е. Коллизионная тектоника Западно-Камчатской и Охотоморской микроплит // Материалы совещания "Тектоника неогена: общие и региональные аспекты". М.: ГЕОС, 2001. Т. 1. С. 56–58.
4. Богданов Н.А., Чехович В.Д. О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. № 1. С. 72–85.
5. Бондаренко Г.Е., Соколов В.А. Новые данные о возрасте, структуре и обстановке формирования вулканогенно-кремнисто-карбонатного комплекса мыса Омгон (Западная Камчатка) // Докл. АН. 1990. Т. 315. № 6. С. 1434–1437.
6. Вишневецкая В.С., Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е. Борейальные радиоларии средней юры – раннего мела Охотоморского побережья Камчатки // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 3. С. 22–35.
7. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист О-57, (58) – Палана. Объяснительная записка. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1989. 105 с.
8. Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. I. М.: Недра, 1964. 734 с.
9. Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
10. Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Юрско-меловые отложения Янранайского аккреционного комплекса (Корякское нагорье) // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. С. 132–159.
11. Григорьев В.Н., Соколов С.Д., Крылов К.А., Голозубов В.В., Пральникова И.Е. Геодинамическая типизация триасово-юрских эффузивно-кремнистых комплексов Куюльского террейна (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1995. № 3. С. 59–69.
12. Казимиров А.Д., Крылов К.А., Федоров П.И. Тектоническая эволюция окраинных морей на приме-

- ре юга Корякского нагорья // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 200–225.
13. *Казинцова Л.И., Лобов Л.М.* О находке берриас-валанжинских радиолярий в вулканогенно-кремнистых отложениях Западной Камчатки // Тезисы докладов “Радиолярия и биостратиграфия”. Свердловск: Изд-во Уральского университета, 1987. С. 38–39.
 14. *Леднева Г.В.* Палеоценовый известково-щелочной магматизм западной Камчатки (на примере м. Омгон) // Современные вопросы геотектоники. Сборник научных трудов. М.: Научный мир, 2001. С. 28–32.
 15. *Меланхолина Е.Н.* Позднемеловые островодужные зоны восточной окраины Евразии: геолого-геохимическая и тектоническая корреляция // Геотектоника. 2000. № 3. С. 41–57.
 16. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1 : 2500000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. 193 с.
 17. *Петтиджон Ф.Дж., Поттер П.Э., Сивер Р.* Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.
 18. *Сингаевский Г.П., Бабушкин Д.А.* Геологическая карта СССР. Западно-Камчатская серия. Лист О-57-XX, XIX. Л.: ВСЕГЕИ, 1965.
 19. *Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
 20. *Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Александин М.В., Паланджян С.А., Худoley А.К.* Особенности строения палеоаккреционных призм на примере полуострова Тайгонос (Северо-Восток России) // Докл. АН. 2001. Т. 377. № 6. С. 807–811.
 21. *Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Шапиро М.Н.* Возраст детритовых цирконов в песчаниках лесновской серии (Северная Камчатка) по данным трекового датирования // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 89–100.
 22. *Соловьев А.В., Ландер А.В., Гарвер Дж.И., Палечек Т.Н., Леднева Г.В., Вержбицкий В.Е.* Строение и возраст комплексов хребта Омгон (Западная Камчатка) // Современные вопросы геотектоники. Сборник научных трудов. М.: Научный мир, 2001. С. 35–40.
 23. *Ханчук А.И., Григорьев В.Н., Голозубов В.В. и др.* Кулюльский офиолитовый террейн. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 108 с.
 24. *Чернов Е.Е., Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм геологических комплексов хребта Омгон (западное побережье Камчатки) // Физика Земли. 2001. № 5. С. 68–77.
 25. *Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Брандон М.Т.* Источники цирконов в терригенных толщах мела и нижнего палеогена Западно-Камчатско-Укэляятской зоны // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 4. С. 374–389.
 26. *Шутов В.Д., Коссовская А.Г., Муравьев В.И. и др.* Граувакки. М.: Наука, 1972. 346 с.
 27. *Bijwaard H., Sparkman W., Engdahl E.R.* Closing the gap between regional and global travel time tomography // Journ. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. № B12. P. 30055–30078.
 28. *Brandon M.T.* Decomposition of fission-track grain-age distributions // American Journal of Science. 1992. Vol. 292. P. 535–564.
 29. *Brandon M.T.* Probability density plot for fission-track grain-age samples // Radiation Measurements. 1996. Vol. 26. № 5. P. 663–676.
 30. *Brandon M.T., Vance J.A.* Tectonic evolution of the Cenozoic Olympic subduction complex, western Washington State, as deduced from fission track ages for detrital zircon // American Journal of Science. 1992. Vol. 292. P. 565–636.
 31. *Garver J.I., Brandon M.T.* Fission-track ages of detrital zircon from mid-Cretaceous sediments of the Methow-Tyughton basin, southern Canadian Cordillera // Tectonics. 1994. Vol. 13. № 2. P. 401–420.
 32. *Garver J.I., Brandon M.T., Roden-Tice M., Kamp P.J.J.* Exhumation history of orogenic highlands determined by detrital fission-track thermochronology / Eds.: Ring U., Brandon M.T., Lister G.S. & Willett S.D. // Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion. Special Publications, 154. Geological Society, London, 1999. P. 283–304.
 33. *Garver J.I., Soloviev A.V., Bullen M.E., Brandon M.T.* Towards a more complete records of magmatism and exhumation in continental arcs, using detrital fission-track thermochronometry // Physics and Chemistry of the Earth. Part A. 2000. Vol. 25. № 6–7. P. 565–570.
 34. *Hofmann A.W.* Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // Earth and Planetary Science Letters. 1988. Vol. 90. P. 297–314.
 35. *Hurford A.J.* Zeta: the ultimate solution to fission-track analysis calibration or just an interim measure? // Advances in Fission-Track Geochronology. Kluwer Academic Publisher, 1998. P. 19–32.
 36. *Laslett G.M., Green P.F., Duddy I.R., Gleadow A.J.W.* Thermal annealing of fission tracks in apatite // Chemical Geology. Isotope Geoscience Section. 1987. Vol. 65. № 1. P. 1–13.
 37. *McLennan S.R., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N.* Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics // Processes controlling the composition of clastic sediments / Eds. Johnson M.J., Basu A. 1993. Geol. Soc. Amer. Special Paper, 283. P. 21–40.
 38. *Silantsev S., Sokolov S., Bondarenko G., Morozov O., Bazylev B., Palandzhyan S., Ganelin A.* Geodynamic setting of the high-grade amphibolites and associated igneous rocks from the accretionary complex of Povorotny Cape, northeastern Russia // Tectonophysics. 2000. Vol. 325. P. 107–132.
 39. *Soloviev A.V., Garver J.I., Lander A.V., Ledneva G.V.* Accretionary complex related to the Cretaceous Okhotsk-Chukotka subduction, Omgon Range, Western Kamchatka, Russian Far East // EOS transactions, AGU. 2000. Vol. 81. № 48. P. F1218.
 40. *Soloviev A.V., Shapiro M.N., Garver J.I., Shcherbiniina E.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R.* New age data from the Lesnaya Group: A key to understanding the timing of

- arc-continent collision, Kamchatka, Russia // *The Island Arc*. 2002. Vol. 11. P. 79–90.
41. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins* / Eds. Saunders A.D., Norry M.J. 1989. Geol. Soc. Spec. Publ. № 42. P. 313–345.
42. Taira A., Katto J., Tashiro M., Okamura M., Komada K. The Shimanto belt in Shikoku, Japan – evolution of Cretaceous to Miocene accretionary prism // *Modern Geology*. 1988. Vol. 12. P. 5–46.
43. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
44. Vishnevskaya V.S., Bogdanov N.A., Bondarenko G.E. Middle Jurassic to early Cretaceous radiolaria from the Omgon Range, Western Kamchatka // *Ofioliti*. 1999. 24 (1). P. 31–42.
45. Wagner G. A., Van den Haute P. Fission-Track Dating // Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1992. 285 p.

Рецензент: С.Д. Соколов

The Structure of the Cretaceous Accretionary Prism in the Omgon Range, West Kamchatka

N. A. Bogdanov*, A. V. Solov'ev*, G. V. Ledneva*, T. N. Palechek*, A. V. Lander**,
J. I. Garver***, V. E. Verzhbitskii*, and D. V. Kurilov*

**Institute of the Lithosphere, Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 22, Moscow, 109180 Russia*

***International Institute of the Theory of Earthquake Forecasting and Mathematical Geophysics,
Russian Academy of Sciences, Varshavskoe sh. 79, build. 2, 113566 Russia*

*** *Geology Department, Olin Building, Union College, Schenectady NY, 12308-2311, U.S.*

Abstract—Investigation of rock complexes in the Omgon Range demonstrated that deposits of various ages, originating from various geodynamic settings, were tectonically merged in its structure. Deposits of the Middle Jurassic volcanic complex that were formed in an oceanic and/or marginal marine environment occur as tectonic slices and blocks in the Albian-Campanian terrigenous matrix. This terrigenous complex was formed in a marginal continental environment. This allows interpreting the rock complexes of the Omgon Range as a fragment of the Cretaceous accretionary prism, which originated from the offscraping of slices and blocks of oceanic rocks and their juxtaposition with marginal continental deposits. The accretionary prism was formed along with the subduction of the Pacific paleoceanic plates under the Eurasian continental margin, which gave rise to volcanism within the Okhotsk-Chukotka belt. Accretionary prism formation ended during the Maastrichtian, approximately 70 Ma.

УДК 551.242.:550.836(262)

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ГЕНЕЗИС ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

© 2003 г. Е. В. Вержбицкий, М. В. Кононов

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117851, г. Москва, Нахимовский просп., д. 36

Поступила в редакцию 20.03.2000 г.

По данным теплового потока определен возраст (10 млн. лет) литосферы Африкано-Сицилийского порога (Центральное Средиземноморье), согласующийся с временем начала (12–10 млн. лет) активной фазы рифтогенеза, установленной по материалам бурения. Расчеты кинематики плит Центрального Средиземноморья указывают на резкое изменение вектора движения (с 308 на 341°) Африканской плиты по отношению к Евразийской в интервале 10–0 млн. лет. Это вызвало усиление давления Европейского континента на Сицилийский блок, растяжение литосферы по механизму “pull apart” Африкано-Сицилийского порога и образование системы Пантеллерийского, Мальтийского и Линосского грабенов. Анализ распределения теплового потока по профилю Пантеллерийский грабен–Калабрийская дуга–Липарские (Эоловы) острова позволяет предполагать существование в районе острова Сицилия захороненного осадками желоба, что подтверждается сейсмологическими и гравиметрическими материалами. В целом по геотермическим данным Калабрийская дуга является относительно близким аналогом островодужных систем Мирового океана. По данным теплового потока рассчитана мощность литосферы (105 км) в юго-восточной части Адриатического моря (Южная котловина), где кора утонена по сравнению с его северо-западной частью. Рассчитанная мощность хорошо согласуется с мощностью литосферы (90–110 км), полученной по сейсмологическим материалам к северо-западу от Южной котловины. Это указывает на единый генезис литосферы Адриатического моря в процессе ее растяжения и отрыва в мезозое от Африканского континента.

ВВЕДЕНИЕ

Данная статья является завершающей работой цикла, посвященного анализу геотермического режима и тектонического развития бассейнов Средиземного моря. В первой статье этого цикла рассматривалось Восточное Средиземноморье [3]. Анализ данных теплового потока, тектонического строения дна и других геолого-геофизических данных подтвердил представления об океанической природе Левантийского и Ионического бассейнов и раннемезозойском раскрытии Восточного Средиземноморья. Во второй статье цикла, посвященной Западному Средиземноморью [4], было показано, что активная фаза рифтогенеза в Алжиро-Прованском бассейне, по геотермическим данным, началась в начале–середине олигоцена. Для Тирренского моря по данным теплового потока был выполнен расчет скоростей раздвижения вдоль осей вулканических подводных поднятий Маньяги, Вавилов и Марсили.

В данной статье рассматривается Центральное Средиземноморье, которое включает Африкано-Сицилийский порог, конвергентную границу – Калабрийскую дугу и Адриатическое море (рис. 1, 2). Африкано-Сицилийский порог вместе с Сицилией и Апеннинским полуостровом разделяет Средиземное море на Западный и Восточ-

ный регионы. Развитие порога, начиная с позднего триаса до четвертичного времени, связано с несколькими фазами активного рифтогенеза на пассивной окраине Африканской плиты, сопровождавшегося интенсивным магматизмом [30]. Современное положение Калабрийской дуги обусловлено субдукцией в завершающий период закрытия океана Тетис (35 млн. лет) Африканской плиты под Евразийскую [43]. Адриатическое море возникло в результате взаимодействия Апулийской и Евразийской плит. Литосфера Адриатического моря в мезозое была частью Африканского континента.

Африкано-Сицилийский порог находится в преддуговой области Калабрийской дуги [19]. В обстановке растяжения континентальных блоков в тылу этой дуги происходило раскрытие Тирренского задугового бассейна, что типично для механизма образования задуговых бассейнов Мирового океана [4]. Поэтому возникает вопрос: какие причины вызвали рифтогенез во фронтальной (не тыловой) части Калабрийской дуги? Точный возраст образования литосферы Африкано-Сицилийского порога неизвестен. По геологическим данным он определяется в весьма широких пределах: миоцен–средний-поздний плиоцен [16, 25].

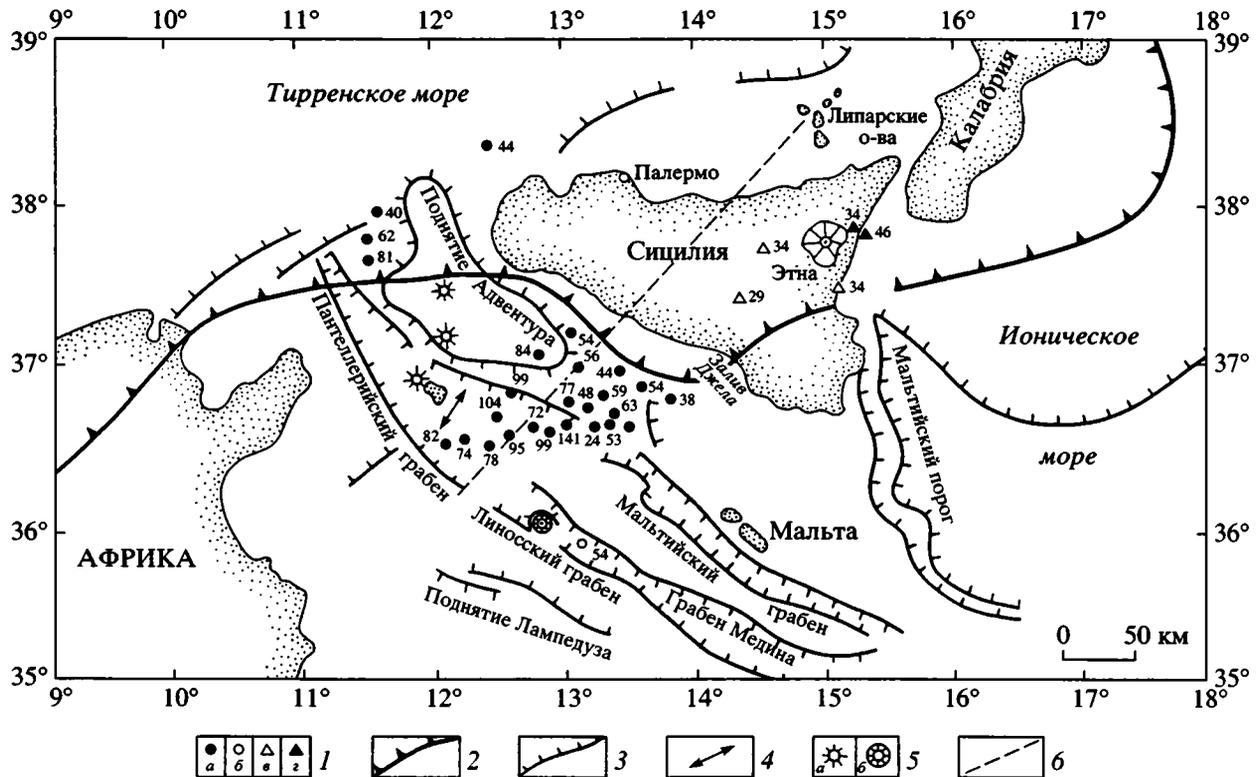


Рис. 1. Карта геотермической изученности в районе Африкано-Сицилийского порога

1 – точки измерений теплового потока и его плотность в мВт/м² по: а – [10], б – [28], в – [35], г – [33]; 2 – Калабрийская дуга; 3 – уступы; 4 – направление растяжения дна; 5 – вулканы: а – подводные, б – надводные; б – простираение геотермического профиля (см. рис. 3, б)

По разным представлениям рифтовая система Африкано-Сицилийского порога образовалась: как классический внутриконтинентальный рифт [31]; как внутриконтинентальный рифт, продвигающийся от молодой окраинной впадины Тирренского моря [17]; как типичный “pull apart” бассейн [21, 23]; как более сложная модель комбинации механизма “pull apart” и разломов сдвиговой природы [39]. В этих работах образование системы грабенов связывается в целом с изменением в миоцене–полиоцене направления осей сжатия поля напряжения литосферы Африкано-Сицилийского порога. Однако причины изменения направления осей сжатия авторы не называют.

Калабрийская дуга не имеет глубоководного желоба, характерного для зон субдукции. Не выяснено, является ли эта дуга по своим геолого-геофизическим и геотермическим характеристикам аналогом островодужных систем Тихого океана. До настоящего времени не определена мощность литосферы южной части Адриатического бассейна. В статье делается попытка решения этих вопросов генезиса Центрального Средиземноморья на основе анализа геотермических, геологических, кинематических и других геолого-геофизических данных.

АФРИКАНО-СИЦИЛИЙСКИЙ ПОРОГ

Центральная часть Африкано-Сицилийского порога (см. рис. 1) представлена системой дизъюнктивных структур, включающей Пантеллерийский, Мальтийский, Линосский грабены и грабен Медина. Приафриканская и присицилийская области по сравнению с центральной частью Африкано-Сицилийского порога характеризуются более спокойным геологическим развитием с преобладанием пликативных структур, продолжающихся в прилегающей суше.

К осевой зоне Африкано-Сицилийского порога тяготеют магнитные аномалии, обусловленные магматическими интрузиями миоцен-четвертичного времени [30]. Вдоль центральной части порога зафиксирована региональная положительная аномалия Буге (до 80 мГал), что указывает на утонение коры в процессе растяжения [8]. По сейсмическим данным, осадочные породы Африкано-Сицилийского порога подразделяются на три возрастные группы: плиоцен-четвертичную (скорости продольных волн 2–3 км/с), третичную (3–4.5 км/с) и мезозойскую (5.5–6.2 км/с) [36]. Мощность плиоцен-четвертичных отложений в центральной части достигает 800–1400 м.

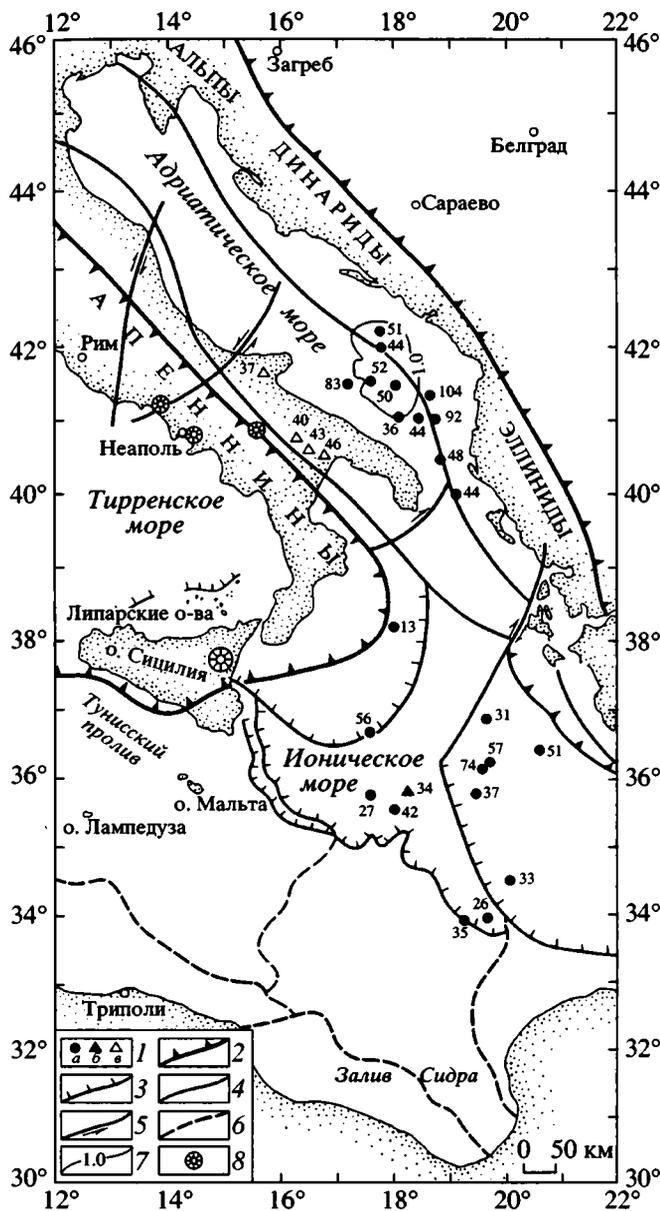


Рис. 2. Карта геотермической изученности в районе Адриатического моря

1 – точки измерения теплового потока и его плотность, в мВт/м² по: а – [28], б – [29], в – [11]; 2 – Калабрийская дуга; 3 – уступы; 4 – разломы; 5 – сдвиги; 6 – границы структурных зон; 7 – изобата, в км; 8 – вулканы

Эти отложения подстилаются верхним миоценом (эвалориты). Общая мощность осадочного чехла составляет 5000–6000 м. Утонение коры в Африкано-Сицилийском пороге подтверждается сейсмическими исследованиями. Минимальная мощность коры в районе грабенов составляет 20 км и возрастает до 40 км по направлению к Африке и Сицилии. Кровля кристаллического фундамента

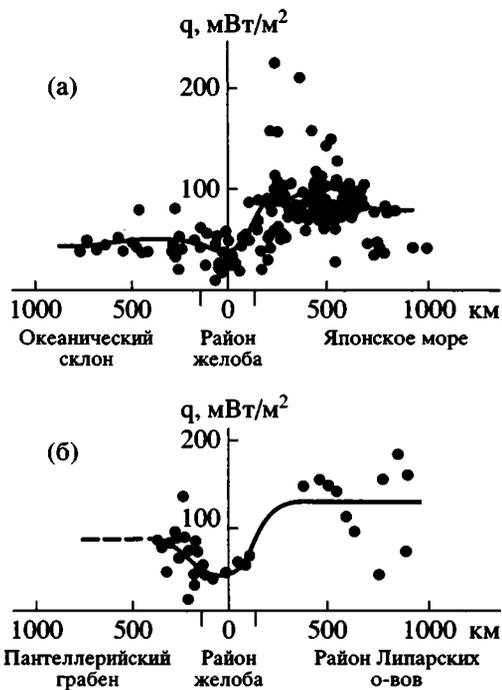


Рис. 3. Распределение теплового потока по профилям: а – океанический склон–район Японского желоба–Японское море, б – Пантеллерийский грабен–район предполагаемого желоба–Липарские острова (см. рис. 1)

здесь соответствует скоростям продольных волн 6.1–6.5 км/с, а граница Мохо – 8.0–8.2 км/с.

Магматические породы грабенов Африкано-Сицилийского порога по содержанию редкоземельных элементов относятся к базальтоидам типа Т- и Р-MORB [23].

В распределении теплового потока в Африкано-Сицилийском пороге прослеживается четкая зональность. На рис. 3, б приведен сводный геотермический профиль из работы [9]: Пантеллерийский грабен – район к северо-востоку от грабена – остров Сицилия – Липарские острова (простираение профиля см. на рис. 1). Средняя (фоновая) величина теплового потока в районе Пантеллерийского грабена (94 ± 21 мВт/м²) примерно в 1.5 раза выше среднепланетарной и в 2.5 раза выше фона абиссальных котловин Мирового океана (40 мВт/м²). Тепловой поток, обусловленный радиогенной теплогенерацией (1.4×10^{-3} мВт/м³) осадочного слоя Пантеллерийского грабена мощностью 6 км, составляет ~ 10 мВт/м²; тепловой поток, обусловленный теплогенерацией (1.5×10^{-3} мВт/м³) его гранитного слоя, мощностью 10 км, равен ~ 15 мВт/м². В примыкающем к Сицилии районе, включающем впадину Джела, средняя величина теплового потока, равная 55 ± 10 мВт/м², близка среднепланетарной (60 мВт/м²).

Таблица 1. Конечные полюсы вращения Африканской и Евразийской плит

Номер аномалии	Возраст, млн. лет	АФР/САМ			Источ-ник	САМ/ЕВР			Источ-ник	АФР/ЕВР		
		с.ш.	в.д.	градус ¹		с.ш.	в.д.	градус ¹		с.ш.	в.д.	градус ¹
5	10.43	79.0	77.95	-2.41	[32]	68.0	137.0	2.50	[41]	3.17	-12.42	-0.81
6	20.23	79.5	37.84	-5.29	[32]	68.0	138.2	4.75	[41]	19.78	-13.40	-2.31
13	34.82	76.4	7.12	-9.81	[32]	68.0	129.9	7.78	[41]	26.21	-20.86	-5.14
21	48.51	75.5	-4.83	-15.32	[32]	67.1	137.28	10.94	[41]	30.04	-17.93	-9.17

Примечание к табл. 1, 2: ¹ – угол поворота, положительным считается вращение против часовой стрелки; ² – азимут и линейная скорость движения рассчитаны для точки с координатами 35° с.ш., 10° в.д.; ³ – мгновенная скорость АФР/ЕВР по [27]. АФР – Африканская плита; ЕВР – Евразийская плита; САМ – Северо-Американская плита.

Средняя величина теплового потока на острове Сицилия мала и составляет 36 ± 6 мВт/м², в то время как в районе Липарских островов она достигает 132 ± 44 мВт/м².

Для определения по геотермическим данным возраста дна и мощности литосферы Пантеллерийского грабена по методу [7] была найдена из уравнения (1) мощность осадочной толщи грабена без процесса уплотнения осадков под действием литостатического давления. Уравнение (1) решается методом итераций:

$$Z_1 = \tilde{Z}_1 - \frac{n_m}{K} [e^{-k(\tilde{Z}_n - \tilde{Z}_1)} - e^{-k\tilde{Z}_n}] + \frac{n_m}{K} (1 - e^{-kZ_1}), \quad (1)$$

где Z_1 – мощность нижнего слоя осадков без эффекта давления вышележащего слоя; \tilde{Z}_1 – мощность нижнего слоя осадков; n_m – пористость осадков на дне; K – параметр уплотнения осадков; \tilde{Z}_n – мощность всей осадочной толщи.

Как было отмечено выше, мощность осадочной толщи Пантеллерийского грабена достигает 6 км. Тогда для $Z_n = 6$ км, $\tilde{Z}_1 = 2$ км, $n_m = 0.6$, $K = 0.45$ км⁻¹ получим $Z = 4$ км. Следовательно, общая мощность осадков Пантеллерийского грабена без учета литостатического давления составила бы приблизительно $Z = Z_n - \tilde{Z}_1 + Z_1 = 8$ км.

Для $Z = 8$ км мантийный тепловой поток Пантеллерийского грабена, скорректированный на осадконакопление согласно [6], равен 150 мВт/м². Это указывает на высокий геотермический режим данной структуры.

Используя полученное значение мантийного теплового потока, можно оценить возраст литосферы Пантеллерийского грабена, применив решение

уравнения теплопроводности для геотермической модели образования океанического дна [24]:

$$t = \frac{\lambda_1^2 T_a^2}{\rho a q^2} = K/q^2 = 23.2 \times 10^4 / q^2, \quad (2)$$

где t – возраст литосферы, млн. лет; $\lambda_1 = 3.2$ Вт/м К – коэффициент теплопроводности вещества литосферы; $T_a = 1350^\circ\text{C}$ – температура астеносферы; $a = 7.8 \times 10^{-7}$ м²/с – коэффициент температуропроводности вещества мантии; q – тепловой поток, мВт/м².

Подставляя в соотношение (2) значение мантийного теплового потока 150 мВт/м², найдем возраст литосферы грабена, который составит 10 млн. лет. Полученный возраст хорошо согласуется со временем начала (12–10 млн. лет назад) активной фазы вулканизма, установленной по данным бурения и указывающей на начало рифтогенеза в Африкано-Сицилийском пороге [30].

Африкано-Сицилийский порог расположен вблизи зоны субдукции Африканской плиты под Калабрийскую островную дугу. С целью изучения влияния взаимодействия Европы и Африки на структуру порога нами были рассчитаны векторы движения Африканской плиты по отношению к неподвижной Евразии, начиная с эоцена до настоящего времени. Конечные полюсы вращения плит Северной Атлантики: Африканской, Северо-Американской и Евразийской, задействованные в расчетах, приводятся в таблице 1 [32, 41].

Полученные на основании данных таблицы 1 дифференциальные полюсы вращения, а также величины и азимуты векторов и линейных скоростей Африканской плиты относительно Евразийской в расчете на точку с координатами 35° с.ш., 10° в.д. помещены в таблицу 2. Полюс мгновенного движения Африканской плиты относительно Евразийской для современности заимствован из работы [27].

Таблица 2. Дифференциальные полюсы вращения, линейные скорости и азимуты векторов движения Африканской плиты относительно Евразии

Номера аномалий	Возраст, млн. лет	АФР/ЕВР			Угловая скорость, градус/млн. лет	Азимут ² , градусы	Линейная скорость ² , см/год
		с.ш.	в.д.	градус ¹			
0 ³	0	21.0	-20.6		0.13	341	0.73
5-0	1043-0	3.17	-12.42	0.81	0.078	308	0.53
6-5	2023-1043	28.36	-13.78	1.55	0.158	348	0.64
13-6	3482-2023	31.31	-27.16	2.89	0.198	4	1.14
21-13	4851-3482	34.48	-13.45	4.07	0.297	5	1.09

Примечание к таблице 2 см. на табл. 1.

По нашим расчетам, вектор движения Африки относительно Европы с эоцена (азимут 5°) плавно вращается против часовой стрелки вплоть до позднего миоцена (азимут 348°), продолжая какое-то время то же вращение в позднем миоцене-плиоцене, достигал при этом азимута 308° (см. табл. 2).

Но уже азимут мгновенного движения (за последние 3 млн. лет) согласно модели NUVEL-1 [27] составляет 341° (рис. 4), а по другим данным [15] – 15°. Это говорит о том, что в течение последних 10 млн. лет произошло резкое изменение вектора движения Африки относительно Европы (по ча-

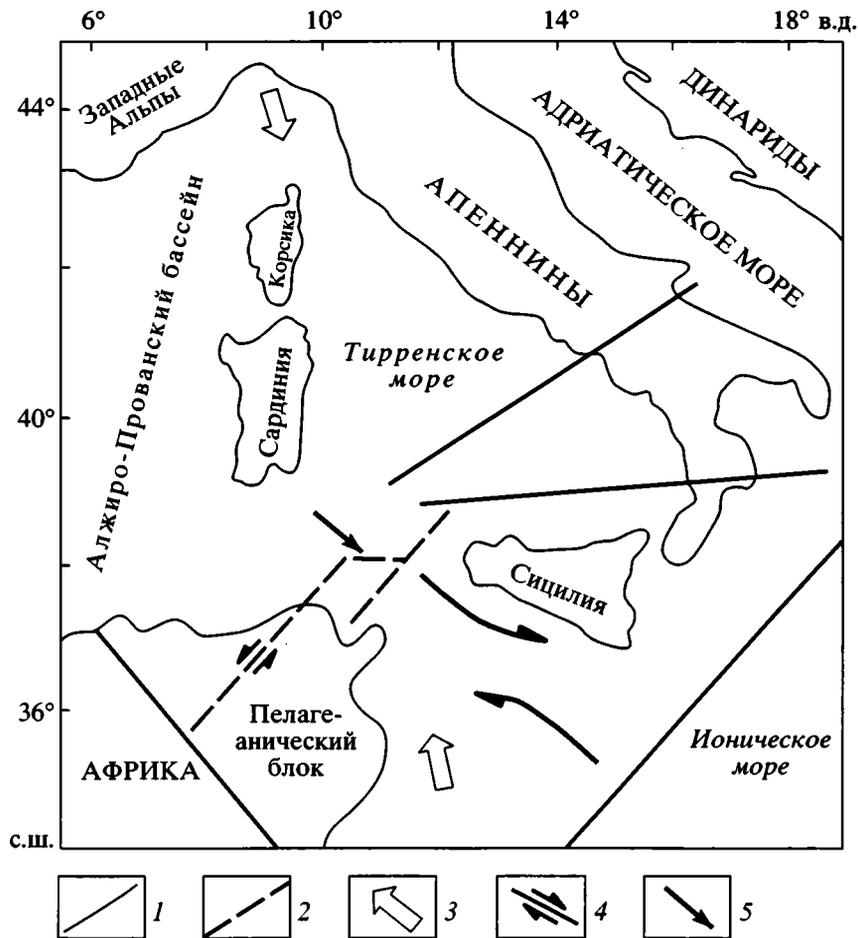


Рис. 4. Геодинамическая схема образования Африкано-Сицилийского порога

1 – разломы; 2 – разломы неоген-четвертичного возраста; 3 – векторы взаимодействия Африканской и Евразийской плит; 4 – сдвиги; 5 – направление напряжения оси сжатия; 1, 2 и 4 по [22]

совой стрелке) минимум на 33° , что не могло не сказаться на напряженном состоянии литосферы Африкано-Сицилийского порога, который находился поблизости от зоны субдукции Калабрийской дуги. По нашим представлениям, именно это драматическое событие в кинематике движения плит Средиземноморского региона является причиной изменения поля напряжений района и формирования системы рифтов по модели механизма "pull apart" [21], когда в обстановке регионального сжатия литосферы образуются сколовые разломы, движения блоков по которым создают условия ее локального растяжения.

Таким образом, кинематические расчеты указывают, что в позднем миоцене изменившийся вектор взаимодействия Африканской и Евразийской плит вызвал изменение поля осей напряжения в Африкано-Сицилийском пороге и создал условия для образования системы грабенов. Это хорошо согласуется с оценкой возраста литосферы, полученной выше по геотермическим данным.

Из общего уравнения теплопроводности можно получить зависимость между мощностью литосферы и временем ее остывания [2, 37]:

$$H_1 = (T_s/T_a)\sqrt{\pi at} = 1.6 \times 10^{-3} \sqrt{at} = 7.8 \sqrt{t}, \quad (3)$$

где H_1 – мощность литосферы, км; $T_s/T_a = 1200/1350^\circ\text{C}$ – отношение температур солидуса и ликвидуса базальтов мантии; $a = 7.8 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ – температуропроводность вещества литосферы; t – возраст литосферы, млн. лет.

Подставляя в уравнение (3) возраст дна, 10 млн. лет, определенный по данным теплового потока, получим мощность литосферы Пантеллерийского грабена, равную 25 км. Как отмечалось выше, мощность коры здесь составляет 20 км. Это указывает на утонение, вследствие процессов рифтогенеза, литосферы грабена и близость к его поверхности астеносферного материала.

Таким образом, активная фаза рифтогенеза в Африкано-Сицилийском пороге началась, по геотермическим данным, 10 млн. лет назад, что хорошо согласуется с геологическими данными [30]. Образование грабенов в осевой зоне Африкано-Сицилийского порога связано с изменением напряженного состояния его литосферы, вызвавшего растяжение дна по механизму "pull apart" в процессе вращения в позднем миоцене против часовой стрелки вектора взаимодействия Африканской и Европейской плит.

КАЛАБРИЙСКАЯ ДУГА И АДРИАТИЧЕСКОЕ МОРЕ

Калабрийская дуга (см. рис. 1, 2) проходит через Атласские горы, Тунисский пролив, Сицилию, вдоль юго-восточного побережья Калабрии и далее через Апеннинский полуостров вдоль Адриатического моря [16, 38]. Как отмечалось раньше, дуга не имеет глубоководного желоба, характерного для зон субдукции Мирового океана. Например, в систему структур Алеутской островной дуги (Тихий океан) входит желоб с глубиной около 7000 м, при этом превышение океанической части дна над осью желоба составляет 2000 м, а угол наклона океанического склона составляет 28° [40]. Угол падения зоны Заварицкого–Беньофа под Алеутской дугой на глубине свыше 100 км в среднем равен 68° [26]. Аномалии Буге поля силы тяжести при приближении в северо-западном направлении к Алеутскому желобу имеют высокий отрицательный градиент, примерно 1 мГал/км [5].

Выделенная по сейсмологическим данным под Калабрийской дугой зона Заварицкого–Беньофа прослеживается до глубин 500 км и наклонена в районе Липарской (Эоловой) островной дуги (Тирренское море) под углом 64° [44]. Это очень близко по величине к углу падения (68°) аналогичной зоны под Алеутской дугой. Кроме того, отрицательный градиент аномалии Буге при движении в северо-западном направлении к Калабрии практически равен градиенту в районе Алеутского глубоководного желоба (1 мГал/км) [8, 22]. Все это указывает на существование в районе Калабрии засыпанного осадочным материалом желоба, характерного для зон субдукции.

Как уже упоминалось ранее, на рис. 3, б приведено распределение теплового потока по сводному профилю, пересекающему Пантеллерийский грабен, Калабрийскую дугу, остров Сицилия и Липарские острова [9]. Кривая, осредняющая тепловые потоки на этом профиле, в целом напоминает аналогичную кривую (см. рис. 3, а) типичного профиля через глубоководный желоб, островную дугу и задуговой бассейн в Мировом океане [45]. Однако уровень геотермической кривой на участке Африкано-Сицилийского порога (крайняя левая часть рисунка) составляет $90 \text{ мВт}/\text{м}^2$, что примерно в два раза больше, чем на рис. 3, а.

Выше было показано, что растяжение дна не в тыловой (как обычно в океанах), а во фронтальной части Калабрийской дуги, начавшееся приблизительно 10 млн. лет назад, происходило вследствие резкого изменения поля напряжений между Пелагеаническим и Сицилийским блоками из-за вращения по часовой стрелке вектора сближения Африки с Евразией в позднем миоцене. Это привело к образованию в условиях сжатия

крупных разломов, между которыми в центральной части Африкано-Сицилийского порога возникли растягивающие усилия (механизм “pull apart”) и появились грабены с утоненной континентальной корой. Увеличенный тепловой уровень по сравнению с рис. 3, а обусловлен здесь близостью к поверхности дна Африкано-Сицилийского порога астеносферного слоя.

Однако следует отметить, что средняя величина теплового потока между Пантеллерийским грабеном и островом Сицилия составляет 55 мВт/м². Это примерно равно уровню среднего теплового потока (50 мВт/м²) океанического склона Японского желоба на рис. 3, а.

Понижение уровня теплового потока на профиле в районе острова Сицилия указывает на существование в юго-западной части острова захороненного осадками желоба. Это подтверждается как характером распределения гравитационных аномалий Буге у юго-западной части Сицилии, так и отрицательной аномалией (до 100 мГал) в центральной части острова [22]. Относительно низкие значения теплового потока (до 34 мВт/м² в северо-восточной части Сицилии) могут определяться охлаждающим эффектом литосферы погружающейся плиты в Калабрийской зоне субдукции.

Таким образом, Калабрийская дуга, несмотря на специфические особенности ее тектонического строения, является по своим геотермическим характеристикам относительно близким аналогом островодужных систем Мирового океана.

Существуют разные мнения о времени растяжения и отделения Апулийской (Адриатической) плиты от Африки: триас–ранний лейас, поздний триас, ранний мел [18, 20]. Столкновение Апулийского выступа с Европой привело к формированию в миоцене складчатых сооружений Апеннин, Альп, Динарид и Эллинид [16, 18, 43].

Адриатическое море (см. рис. 2) по характеру рельефа дна представляет мелкий (до 300 м) асимметричный прогиб, юго-восточная часть которого образует Южную котловину с максимальной глубиной 1230 м [8]. По сейсмическим данным, мощность осадочного чехла в северной части Адриатического моря достигает 15 км, а мощность плиоцен-четвертичных отложений превышает 3000 м. В центральной части Южной котловины мощность плиоцен-четвертичного комплекса составляет 700–1000 м, а третичного 1200–1400 м. Мощность земной коры в северной части Адриатического моря не менее 40 км, а в южной части около 30 км.

Адриатическое море характеризуется спокойным магнитным полем с отдельными аномалиями

до 100–150 нТл, что может быть связано с континентальным строением коры [8].

В северной части Адриатического моря преобладают отрицательные аномалии поля силы тяжести в редукции Буге и свободном воздухе (до 100 мГал), что предполагает субконтинентальное строение коры [42]. Южная часть бассейна характеризуется в основном региональной положительной аномалией Буге до 60 мГал и отрицательной аномалией в свободном воздухе 40–60 мГал [1, 34]. Это указывает на то, что кора южной части Адриатического моря утонена по сравнению с его северной частью.

Тепловой поток, измеренный в Южной котловине Адриатического моря, достаточно дифференцирован, изменяясь от 36 до 104 мВт/м² (см. рис. 3). Глубоководная часть котловины характеризуется низкими значениями теплового потока (36–52 мВт/м²), в то время как в других частях котловины встречаются высокие значения (83, 92 и 104 мВт/м²). В целом измеренный средний тепловой поток котловины (59 ± 23 мВт/м²) невысок и очень близок к фоновому значению Земли (60 мВт/м²). Используя измеренный тепловой поток, можно оценить мощность литосферы южной части Адриатического моря.

Как отмечалось выше, территория современного Адриатического моря в мезозое была частью Африканской плиты. Кору Адриатического моря относят к субконтинентальному типу [42]. Поэтому при расчете мощности литосферы следует применить соотношение (4) для стационарного источника тепла на границе литосфера–астеносфера для коры континентального генезиса [13, 14]:

$$H_1 = \lambda_1 T_s / (q_t - q_r) = \lambda_1 T_s / q_m, \quad (4)$$

где H_1 – мощность литосферы в м; λ_1 – теплопроводность литосферы в Вт/мК; T_s – температура солидуса базальтов мантии, равная 1200°C; q – тепловой поток в мВт/м²; q_t – измеренный, q_r – радиогенный, q_m – мантийный.

Принимая во внимание субконтинентальное строение дна Адриатического моря, среднее значение теплопроводности литосферы можно найти по формуле [12]:

$$\lambda_1 = \lambda_0 / (1 - C_e T), \quad (5)$$

здесь λ_0 – теплопроводность верхнего слоя мантии; C_e – экспериментальная константа; T – средняя температура мантии.

При $\lambda_0 = 2.5 \times 10^3$ Вт/м К, $C_e = -0.25 \times 10^{-3}$ C⁻¹ и $T = 600^\circ\text{C}$ $\lambda_1 = 3$ Вт/м К.

Для осадочного слоя Южной котловины мощностью 2 км с теплогенерацией 1.4×10^{-3} мВт/м³ и гранитного слоя мощностью 15 км с теплогенерацией 1.5×10^{-3} мВт/м³ $q_r = 25$ мВт/м², а $q_m = q_t - q_r = 59 - 25 = 34$ мВт/м².

Тогда из соотношения (4) получим мощность литосферы, которая составит здесь 105 км, что примерно равно средней мощности литосферы (90–110 км), полученной по сейсмологическим данным к северо-западу от котловины [42]. Следовательно, рассчитанная по геотермическим данным мощность литосферы практически равна мощности литосферы в северо-западной части Адриатического моря, несмотря на утонение коры, подстилающей Южную котловину. Это указывает на то, что северная и южная части литосферы Адриатического моря были сформированы в единой структуре.

ВЫВОДЫ

1. Определены по данным теплового потока возраст и мощность литосферы центральной части Африкано-Сицилийского порога в Пантеллерийском грабене. Полученный возраст (10 млн. лет) хорошо согласуется с данными бурения, на основании которых активная фаза рифтогенеза в Африкано-Сицилийском пороге началась 12–10 млн. лет назад. Определенная мощность литосферы (25 км) указывает на ее значительное утонение вследствие процессов рифтогенеза и близость к поверхности дна астеносферного материала.

2. Проведены расчеты кинематики движения Африканской плиты по отношению к Европе с эоцена до современности. Драматическое изменение в позднем миоцене направления вектора движения Африка/Европа на 33° (с 308 на 341°) резко изменило поле напряжений литосферы Африкано-Сицилийского порога и привело к образованию (омоложению) крупных разломов скалывания, между которыми возникли по механизму “pull apart” Пантеллерийский, Мальтийский, Лионский грабены. С этими выводами согласуется оценка возраста литосферы (10 млн. лет) Пантеллерийского грабена, определенного по геотермическим данным.

3. Выполнен анализ распределения теплового потока по профилю Пантеллерийский грабен–Калабрийская дуга–остров Сицилия–Липарские острова. Повышенный уровень геотермической кривой в районе Пантеллерийского грабена по сравнению с системой желоб–дуга–окаинное море Мирового океана (примерно в 2 раза) обусловлен близостью астеносферного выступа к поверхности дна в Африкано-Сицилийском пороге. Понижение уровня теплового потока в районе острова Сицилия указывает на существование здесь

захороненного осадками желоба, что подтверждается сейсмологическими и гравиметрическими данными. В целом по геотермическим данным Калабрийская дуга является относительно близким аналогом островодужных структур океанов.

4. Рассчитана по данным теплового потока мощность литосферы (105 км) в юго-восточной части Адриатического моря, в Южной котловине, характеризующейся значительным утонением коры по сравнению с северо-западной частью. Рассчитанная мощность хорошо согласуется с мощностью литосферы (90–110 км), полученной по сейсмологическим данным к северо-западу от котловины. Это указывает на единый генезис литосферы Адриатического моря в процессе ее растяжения и отрыва в мезозое от Африканского континента.

Работа выполнена при поддержке РФФИ. Грант № 01-05-64056.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артемьев М.А., Есина Л.А. Аномальное гравитационное поле Средиземного моря // *Океанология*. Т. 1. Геофизика океанского дна / Под ред. Ю.П. Непрочнова. М.: Наука, 1979. С. 345–356.
2. Вержбицкий Е.В. Геотермический режим и тектоника дна акваторий вдоль Альпийско-Гималайского пояса. М.: Наука, 1996. 132 с.
3. Вержбицкий Е.В., Казьмин В.Г. Геотермический режим и генезис литосферы бассейнов Восточного Средиземноморья // *Геотектоника*. 1998. № 3. С. 51–58.
4. Вержбицкий Е.В., Казьмин В.Г. Геотермический режим и особенности тектонического развития бассейнов Западного Средиземноморья // *Геотектоника* (в печати).
5. Гайнанов А.Г., Карякин Е.Д. Аномалии силы тяжести океанов // *Океанология*. Т. 1. Геофизика океанского дна / Под ред. Ю.П. Непрочнова. М.: Наука, 1979. С. 323–334.
6. Гольмшток А.Я. О влиянии осадконакопления на глубинный тепловой поток // *Океанология*. 1979. Т. 19. Вып. 6. С. 1133–1138.
7. Гольмшток А.Я., Хахалев Е.М. Оценка возраста Черноморской впадины и ее эволюция // *История океана Тетис*. М.: ИО АН СССР, 1987. С. 116–138.
8. Земная кора и история развития Средиземного моря. М.: Наука, 1982. 207 с.
9. Золотарев В.Г. Геодинамические условия в районе Африкано-Сицилийского порога // *Океанология*. 1986. Т. 26. Вып. 2. С. 261–266.
10. Золотарев В.Г., Сочельников В.Г., Маловицкий Я.П. Результаты измерения теплового потока в бассейнах Черного и Средиземного морей // *Океанология*. 1979. Т. 19. Вып. 6. С. 1059–1065.
11. Лоддо М., Монджелли Ф. Тепловой поток в Италии. Тепловое поле Европы / Под ред. В. Чермака, Л. Рибакха. М.: Мир, 1982. С. 231–243.

12. *Моисеенко У.И., Смыслов А.А.* Температура земных недр. Л.: Недра, 1986. 180 с.
13. *Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б.* Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов // Геотектоника. 1968. № 4. С. 3–19.
14. *Смирнов Я.Б.* Тепловое поле территории СССР. М.: ГИН АН СССР ГУТК, 1980. 150 с.
15. *Albarelo D., Mantovani E., Babbucchi D., Tamburelli C.* Africa-Eurasia kinematic in the Mediterranean: an alternative hypothesis / Eds. Boschi T. et al. // Recent evolution and seismicity of the Mediterranean region. Netherland: Kluwer Acad. Publ., 1993. P. 105–116.
16. *Annali di geofizika (Geodynamics of the Mediterranean region and implications for seismic and volcanic risk).* Institute Nazionale di Geofisika. Italy. Roma. 1997. Vol. XL. № 3. P. 781.
17. *Argnani A.* Neogene basins in the strait of Sicily (Central Mediterranean): tectonic settings and geodynamic implications // Eds. Boschi E. et al. // Recent evolution and seismicity of the Mediterranean region. Netherland: Kluwer Acad. Publ., 1993. P. 173–187.
18. *Atlas Tethys palaeoenvironmental Maps. Explanatory Notes / Eds. Dercourt J., Ricou L.E., Vrielynck B. Ganthier-Villars,* 1993. 307 p.
19. *Ben-Avraham Z., Lentini F., Torelli L., Tortorici L.* Principali domoni strutturali originatisi dalla collisione neogenico-quadernaria nel Mediterraneo centrale. Mem. Soc. Geol. It. 1992. Vol. 45. 112 p.
20. *Biju-Duval B., Dercourt J., Le Pichon X.* From the Tethys ocean to the Mediterranean Sea: A plate tectonic model of evolution of the western alpine systems // Int. symp. on the structural history of the Mediterranean Basin. Split (Yugoslavia, 25–29, October, 1976). Technip. edit., 1977. P. 143–164.
21. *Boccaletti M., Cello G., Tortorici L.* Transtensional tectonics in the Sicily Channel // J. Struct. Geol. 1987. Vol. 9. № 7. P. 869–876.
22. *Bocaletti M., Nicolich R., Tortorici L.* The Calabrian arc and Ionian Sea in the dynamic evolution of the central Mediterranean // Mar. Geol. 1984. Vol. 55. № 3/4. P. 219–245.
23. *Calanchi N., Colantoni P., Rossi P.L., Saitta M., Serri G.* The strait of Sicily continental rift systems: physiography and petrochemistry of the submarine volcanic centres // Mar. Geol. 1989. Vol. 87. P. 55–83.
24. *Carlson R.L., Johnson H.P.* On modeling the thermal evolution of the oceanic upper mantle: An assessment of the cooling plate model // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. № B2. P. 3201–3214.
25. *Catalano R., Infuso S., Sulli A.* The submerged alpidic chain from Southern Sardinia shelf to the Pelagian rifting: tectonic history // Boll. Geofis. Teor. Appl. 1994. Vol. 36. P. 139–158.
26. *Davies J.N., House L.* Aleutian subduction zone, seismicity, volcano-trench separation and their relation to effect thrust-type earthquakes // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. № B9. P. 4583–4591.
27. *De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S.* Current plate motions // Geophys. J. Int. 1990. Vol. 101. № 2. P. 425–478.
28. *Erickson A.J., Simmons G., Ryan W.B.F.* Review of heat flow data from the Mediterranean and Aegean Seas // Intern. Symp. on the structural history of the Mediterranean basins. 1977. P. 263–280.
29. *Erickson A.J., Von Herzen R.P.* Downhole temperature measurements // Deep Sea Drilling Project. Leg. 43A. Init. DSDP. 1978. Vol. 42. Pt. 1. P. 857–871.
30. *Finetti I.* Structure and evolution of the Central Mediterranean (Pelagion and Ionian Seas) // Geological evolution of the Mediterranean Basin. N.Y. etc.: Springer, 1985. P. 215–230.
31. *Illies J.H.* Graben formation – the Maltese islands – A case history // Tectonophysics. 1981. Vol. 73. P. 151–168.
32. *Klitgord K.D., Schouten H.* Plate kinematics of the Central Atlantic / Eds. Vogt P.R., Tucholke B.E. // The Geology of North America. Vol. M. The Western North Atlantic Region. Geol. Soc. Am.: Boulder, Colo, 1986. P. 351–378.
33. *Loddo M., Mongelli F.* Heat flow in Southern Italy and surrounding seas // Boll. Geofis. Teor. Appl. 1975. Vol. 16. P. 115–116.
34. *Makris J., Stobbe C.* Physical Properties and state of the crust and upper mantle of the Eastern Mediterranean Sea deduced from geophysical data // Mar. Geol. 1984. Vol. 55. № 314. P. 347–363.
35. *Mongelli F., Loddo M.* The present state of geothermal investigations in Italy // Acta geodaet. geophys. montanist. 1974. Vol. 9. P. 449–456.
36. *Morelli C.* Geophysical contribution to knowledge of the Mediterranean Basins. N.Y. etc.: Springer, 1985. P. 65–82.
37. *Parker R.L., Oldenburg D.W.* Thermal model of ocean ridges // Nature. Phys. Sci. 1973. Vol. 242. P. 137–139.
38. *Rehault J.P., Moussi E., Fabbri A.* Structural evolution of the Tyrrhenian back-arc basin // Mar. Geol. 1987. Vol. 74. P. 123–150.
39. *Reuther C.-D.* Extensional tectonics within the central Mediterranean segment of the Afro-European zone of convergence // Mem. Soc. Geol. It. 1987. Vol. 38. P. 69–80.
40. *Scholl D.W., Vallier T.L., Stevenson A.J.* Geologic evolution and petroleum geology of the Aleutian Ridge // Earth Sci. Ser. 1987. Vol. 6. P. 123–155.
41. *Srivastava S.P., Tapscott C.R.* Plate kinematics of the North Atlantic / Eds. Vogt P.R., Tucholke B.E. The Geology of North America. Vol. M. The Western North Atlantic Region. Geol. Soc. Am.: Boulder, Colo., 1986. P. 379–404.
42. *Suhadolc P., Panza G.F., Müller S.* Physical properties of the lithosphere-asthenosphere system in the Europe // Tectonophysics. 1990. Vol. 176. № 1–2. P. 123–135.
43. *Tectonophysics / Eds. Monin A., Le Pichon X.* 1986. Vol. 123. № 1/4. 315 p.
44. *Udias A.* Seismicity of the Mediterranean Basin. Geological evolution of the Mediterranean Basin. N.Y. etc.: Springer, 1985. P. 55–63.
45. *Watanabe T., Langseth M.G., Anderson R.N.* Heat flow in back-arc basin of the Western Pacific. Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins. Wash.: D.C., 1977. M. Ewing. Ser. Vol. 1. P. 137–185.

Рецензенты: Б.Г. Поляк, Н.А. Богданов

Heat Flow and Origin of the Lithosphere in the Central Mediterranean Region

E. V. Verzhbitskii and M. V. Kononov

Shirshov Institute of Oceanography, Russian Academy of Sciences, Nakhimovskii prosp. 36

Abstract—Using the heat flow data available the lithosphere of the African-Sicilian threshold (Middle Mediterranean region) was dated 10 Ma, the age compatible with the beginning of the active rifting phase (12–10 Ma) established from drilling data. The calculations of the kinematics of the Central Mediterranean plates suggest an abrupt change in the movement direction of the Central Mediterranean plates (from 308 to 341°) relative to the African plate during a time interval of 10–0 Ma. This caused the growth of the pressure of the European continent on the Sicilia block, the pull-apart extension of the lithosphere in the region of the African-Sicilian threshold, and the formation of the Pantelleria, Malta, and Linosa grabens. Analysis of the heat flow distribution along the Pantelleria graben–Calabrian arc–Lipari (Eolian) Islands suggested the existence of a trench, buried under the sediments in the area of the Sicily Island, the fact confirmed by seismological and gravity data. Generally, the heat flow data suggest the Calabrian arc to be a close analog of the World Ocean island-arc systems. Based on the heat flow data, the thickness of the lithosphere was calculated to be 105 km in the southeastern part of the Adriatic Sea (South Basin), where the crust is thinner compared to its northwestern part. The calculated thickness agrees with the thickness of the lithosphere (90–110 km) obtained from seismological data northwest of the Southern Basin. This suggests the invariable genesis of the Adriatic Sea lithosphere in the course of its extension and detachment from the African continent in the Mesozoic time.

36-ое ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ МЕЖВЕДОМСТВЕННОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО КОМИТЕТА ПРИ ОНЗ РАН

Очередное 36-ое тектоническое совещание “Тектоника и геодинамика континентальной литосферы” было проведено Межведомственным тектоническим комитетом при ОНЗ РАН в период с 4 по 7 февраля 2003 г. В организации Совещания принимали участие Геологический институт РАН, Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова и Тектоническое общество России. В работе Совещания приняли участие более 350 ученых России и стран СНГ.

В соответствии с тематикой Совещания приоритет был отдан докладам, посвященным обобщениям по региональной тектонике континентов, моделям строения и развития коры и литосферы различных типов тектонических элементов: складчатым поясам, осадочным бассейнам, платформам, зонам перехода континент–океан, анализу строения областей древнего и современного орогенеза, были отражены результаты моделирования и геолого-геофизической интерпретации тектонических структур регионального уровня и т.д.

На пленарных заседаниях было заслушано 24 доклада. Ряд докладов был посвящен моделированию процессов мантийной конвекции. Н.Л. Добрецовым, А.Г. Кирдяшкиным и А.А. Кирдяшкиным было проведено экспериментальное и теоретическое моделирование влияния зон субдукции на конвективный теплообмен и структуру течения в астеносфере, нижней мантии и внешнем ядре, по результатам которого выявлено, что закономерности формирования конвективных течений в астеносфере под континентом и океаном одинаковы, но мощности астеносферы и размеры ячеек различаются. Зоны субдукции не влияют на нижнемантийную конвекцию, но существенно сказываются на гидродинамической структуре мантийных течений. Влияние их на температурные условия на границе ядро–мантия проявляется через нисходящие нижнемантийные потоки.

Численное моделирование глобальной эволюции Земли на протяжении 4 млрд. лет проведено Л.И. Лобковским и В.Д. Котелкиным в рамках разработанной авторами модели термохимической мантийной конвекции. Показано, что развитие мантийной конвекции имеет импульсно-циклический характер, при котором всплески геодинамической активности могут быть отождествлены с на-

чалом развития очередного суперцикла Вилсона. Полученная теоретическая кривая довольно точно совпадает с хронологическими этапами геологической истории Земли: существованием и распадом эпиархейского (2.6–2.3 млрд. лет назад) и эпипалеопротерозойского (1.65–1.35 млрд. лет назад) суперконтинентов, а также со временем существования и распада Родиния (1.0–0.8 млрд. лет назад) и Пангеи (320–200 млн. лет назад).

Несколько докладов было посвящено современной геодинамике континентальной литосферы. В их числе доклад Ю.Г. Гатинского и Д.В. Рундквиста “Современная геодинамика Евразии по результатам спутниковых измерений”, в котором авторы представили новейшие данные спутниковых измерений в системах GPS, DORIS, VLBI, SLR по программам ITRF, APRGP, IGS и NEDA. Приведены и проанализированы многочисленные данные о направлении векторов и скоростям абсолютного перемещения отдельных блоков этого континента.

Процессы плюмообразования и воздействие мантийных плюмов на континентальную литосферу обсуждались в докладах Ю.С. Геншафта и А.Я. Салтыковского, Ф.П. Митрофанова, А.Ф. Грачева.

Ю.С. Геншафтом и А.Я. Салтыковским на примере Исландии и Байкало-Монгольского региона был проведен анализ соотношения рифтогенеза и тектогенеза под влиянием мантийных плюмов.

На основе анализа комплекса геолого-геофизических данных и петрогеохимических особенностей новейшего вулканизма Паннонского бассейна А.Ф. Грачевым сделан вывод о том, что основные черты его современной глубинной структуры (тонкая кора, высокий разогрев литосферы, пониженные скорости продольных сейсмических волн в верхней мантии) могут быть объяснены только в рамках модели всплывающего мантийного плюма, вызывающего растяжение литосферы.

Проблеме выявления палеоплюмов в пределах Кольской провинции Балтийского щита посвятил свой доклад Ф.П. Митрофанов. К магматическим образованиям плюмового происхождения автором отнесены: позднеархейские щелочные грани-

ты и сиениты с карбонатитами, палеопротерозойские щелочные базиты, щелочные и рапакиви граниты, раннепалеопротерозойские вулканиды и расслоенные интрузии базит-ультрабазитового состава, а также разнообразные палеозойские щелочные породы с карбонатитами и кимберлитами. Все формации обладают богатой промышленной минерализацией. Автором предложена группа индикаторных признаков древнего плюмового магматизма, в числе которых: большой ареал распространения, структурная автономность, анорогенность, наличие геохимических мантийных меток, антидромность рядов магматических пород и т.д.

На Секции “Области палеозойской складчатости” состоялось восемь докладов, в основном посвященных Уралу.

Длительная и сложная история формирования метаморфических комплексов зоны Уралтау рассмотрена в докладе С.Г. Самыгина с соавторами. Впервые обосновано выделение активной континентальной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента в доордовикское время (венд–кембрий). Доказывается, что становление максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса произошло в результате позднекадомкой субдукции под вулканическую дугу на краю палеоконтинента, а заключительная фаза высокобарического метаморфизма в конце раннего девона была связана с глубинными надвигами и сдвигами в обстановке трансформной окраины.

Новые данные о строении Северо-Сосьвинского района были представлены К.С. Ивановым. Наибольший интерес вызвало выделение триасового грабена, близкого по строению к Челябинскому грабену Южного Урала.

Обстоятельная петрохимическая характеристика раннекаменноугольных вулканидов Южного Урала и Зауралья была дана Ал.В. Тевелевым и др. Авторами показано постепенное смещение во времени начала раннекаменноугольной вулканической деятельности на Восточном склоне Урала с запада на восток; по геохимическим критериям проанализирована геодинамическая привязка вулканидов различных зон, предложена кинематическая модель смещения зон вулканизма.

В докладе М.Л. Коппа и Е.Ю. Егорова “Новейшее поле деформаций Южного Урала” вызвал интерес вывод о важнейшей роли сдвигов в формировании новейших деформаций Южного Урала.

В докладе Н.Л. Добрецова и др. “Ордовикская структура и модель эксгумации УНР-НР пород Кокчетавского региона” обсуждались модели формирования (540–520 млн. лет) и эксгумации (518–510 млн. лет) алмазосодержащих пород сверхвысоких давлений. В основе модели – погружение

и выведение по кембрийской зоне субдукции вулканогенных образований, офиолитов и фрагментов Кокчетавского микроконтинента. Вопросы и возражения слушателей вызвали все три составные части модели: 1 – быстрое погружение континентального блока на глубину 160–200 км при субдуцировании вряд ли возможно, поскольку этот блок должен был играть роль “поплавка”; 2 – выплавление гранитной магмы на глубине 160 км невозможно в принципе; 3 – сомнителен быстрый подъем (эксгумация) метаморфизованных блоков вдоль той же “работающей” зоны субдукции.

На секции “Зоны перехода континент–океан” было сделано восемь докладов. На основе анализа томографических и сейсмических данных и данных по распределению теплового потока в Охотском море Е.А. Константиновской, А.В. Горбатовым и Г.М. Ивановым реконструирована “замороженная” древняя зона субдукции, которая, вероятно, была связана с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом.

В докладе В.Н. Вадковского, В.С. Захарова, Н.В. Лубнинной “Аккреционная тектоника и фрактальные характеристики террейнов” была сделана попытка количественной оценки процесса аккреции террейнов. Для анализа использовались цифровые международные карты террейнов Северной Циркум-Пацифики, а в расчетах – параметры террейнов: площадь, периметр, возраст и время аккреции. Основные результаты: 1) установлено самоподобие форм террейнов; 2) фрактальная размерность террейнов СВ России ($d = 1.377$), Западной Аляски ($d = 1.202$) и др.

В докладе М.В. Лучицкой, О.Л. Морозова, С.А. Паланджяна “Раннемеловая плагиогранитная формация хребта Пекульней – продукт низкокалорийного гранитоидного магматизма во фронтальной части Пекульнейского сегмента Пекульнейско-Золотогорской палеоостроводужной системы (Центральная Чукотка) на региональном примере рассмотрены строение, состав и происхождение продуктов кислого магматизма во фронтальных частях островных дуг. Обсуждены три возможные модели: 1) плавление гетерогенного фундамента фронтальной части дуги при активном участии восходящего потока флюидов из субдуцируемой плиты; 2) дифференциация толеит-базальтовых расплавов, источником которых служила истощенная часть мантийного клина; 3) частичное плавление субдуцированной коры и осадочных отложений в основании аккреционной призм.

Доклад Г.Л. Кирилловой, Т. Саксан, К. Исида, Т. Козан, Т. Ота, Н. Исида посвящен особенностям строения континентальной окраины Приамурья. Особенности размещения осадочных отложений, покровно-надвиговых структур, зон тектони-

ческого меланжа и олистостромов позволили предложить модель с механизмом углового течения аккрецированного материала.

Секция “Строение и история становления платформ, континентов, суперконтинентов” была, пожалуй, наиболее крупной на совещании. В ее работе участвовало около 80 человек (заслушано 17 докладов). Большинство докладов было посвящено анализу строения и истории формирования кратонов и суперконтинентов.

Н.А. Божко проведен анализ цикличности в образовании и распаде суперконтинентов для 4 млрд. лет геологической истории. Выделено десять суперконтинентальных циклов. Цикл включает суперконтинентальный период длительностью 160 млн. лет (начальная стадия – интеграция, амальгамация континентальных масс, поздняя стадия – рифтогенез) и межсуперконтинентальный период, 235 млн. лет, когда происходит фрагментация суперконтинента, которая сменяется их локальной агломерацией. Предполагается, что общей причиной являются трансляционные смещения оболочек вследствие гравитационных взаимодействий небесных тел.

М.В. Минц, рассматривая эволюцию палеопротерозойского суперконтинента, показал, что ювенильные ассоциации сосредоточены в мобильных поясах двух типов. 1) Вулканогенно-осадочные и вулканоплутонические пояса низкой степени метаморфизма, которые представляют собой палеосутуры. В них преобладают ассоциации океанического и островодужного типов, а также террейны океанического, островодужного и задугового типов, амальгамированные к континентальным окраинам. 2) Гранулитогнейсовые пояса, связанные с активностью плюмов, проявившейся во внутриплитном магматизме, образовании рифтогенных депрессий, высокотемпературном метаморфизме нижне- и среднекоревых ассоциаций. Эволюция поясов обоих типов завершилась процессами надвигообразования в обстановке коллизии. В истории палеопротерозоя выделяется пять периодов, в которых суперплюмы сменялись тектоноплитной системой, а на завершающем этапе эволюции – анорогенным магматизмом.

Тектоническое районирование Сибирского кратона с привлечением многочисленных новейших данных изотопной геохронологии рассмотрено О.М. Розеном. Схема районирования базируется на представлении о террейнах (3.2–2.5 млрд. лет), первоначально представлявших собой микроконтиненты, нередко перекрытые вулканогенными и терригенными толщами (в настоящее время – складчатые пояса, 2.4–2.1 млрд. лет), и на разделяющих эти террейны коллизионных (разлом-

ных, надвиговых) зонах. Выделены террейны гранулит-гнейсового и гранит-зеленокаменного состава.

Районирование фундамента этого кратона, выполненное с других позиций, было предложено в докладе В.Я. Хильтовой с соавторами. Выделены изометричные гранит-зеленокаменные и гранулитогнейсовые области, разделенные коллизионными и аккреционными поясами. Приведены первые палеомагнитные данные для палеопротерозоя Сибирского кратона, 20° с.ш., полученные для гранитоидов саянского комплекса (1855 ± 5 млн. лет).

На примере покровно-складчатых поясов Таймыра и Енисейского Кряжа В.А. Верниковским показан процесс многоэтапной аккреции на западной активной окраине Сибирского кратона в неопротерозое. Ранние протоконтиненты (выявленные по гранитоидам с возрастом 920–865 млн. лет) столкнулись с кратоном 760–720 млн. лет назад (датировки коллизионных гранитоидов). Позднее, в интервале 700–600 млн. лет, сформировались островодужные системы, которые вместе с сопровождающими офиолитами были надвинуты на кратон.

Новая модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива в палеопротерозое предложена В.М. Ненаховым, Н.М. Чернышевым и Ю.Н. Стриком. Модель основана на аккреционной трактовке Воронцовского комплекса. По представлениям этих авторов, комплекс сформировался в результате раскрытия океана между Уралией и Волго-Сарматией и заложения островодужной системы (2.2–2.1 млрд. лет), которая была шарьирована на пассивную окраину. Затем последовала деформация шарьяжей и внедрение коллизионных гранитоидов (возраст 2023 ± 4 млн. лет).

Несколько докладов были посвящены особенностям строения осадочного чехла. Описанию квазикратонного чехла Восточно-Европейской платформы было посвящено сообщение М.А. Нагорного и В.Г. Николаева. К квазикратонному чехлу отнесены фрагментарно развитые вулканогенно-осадочные образования, залегающие между породами кристаллического фундамента и собственно плитным чехлом. Они резко отличаются по своим параметрам (характеру залегания, метаморфизму, геофизическим характеристикам) от образований и фундамента, и чехла. Сделан вывод, что отложения квазиплатформенного чехла тяготеют или к областям развития тел гранитов рапакиви, или вообще не связаны с внутренней структурой фундамента.

Доклад М.Г. Леонова с соавторами содержал новые сведения о постседиментационных преобразованиях платформенного чехла Воронежской антеклизы. На основании изучения разрезов дево-

на, юры и мела установлено, что вторичные диагенетические преобразования проявлены неравномерно по разрезу и по площади и коррелируются с определенными геодинамическими обстановками.

Впервые на совещании самостоятельно работала Молодежная секция. Целью создания этой секции было дать возможность молодым ученым, аспирантам и студентам представить и обсудить результаты своих исследований на совещании такого уровня. В работе Секции приняли участие молодые ученые из Москвы, Иркутска, Новосибирска, Сыктывкара, Тюмени, Хабаровска и Якутска. На Секции было представлено 13 устных докладов.

В докладах Секции был рассмотрен широкий круг актуальных вопросов, связанных с тематикой Совещания. В большинстве докладов были сделаны интересные выводы, расширяющие представления о палеотектоническом и геодинамическом развитии того или иного региона, при этом были использованы различные методы и подходы.

В докладе С.В. Хромых (Новосибирск) рассмотрена природа базит-ультрабазитовых зональных интрузий коллизионного шва Чернорудской зоны (Ольхонский регион Западного Прибайкалья). Автором на основании геологических и петрогеохимических данных высказано предположение о том, что эти интрузии представляют собой, скорее всего, синколлизийные образования, а не фрагменты раннепалеозойского окраинноморского-островодужного комплекса, обдуцированного на сиалический фундамент, как предполагалось ранее.

А.В. Соловьевым и его соавторами (Москва) были представлены новые данные о U-Pb датировании зерен циркона из грубообломочных терригенных пород барабской свиты Камчатки, позволяющие сделать выводы о времени коллизии дуги с окраиной континента.

В докладе С.В. Пчелинцева (Москва) на основании микроструктурных исследований выделены три этапа коллизионных и постколлизионных деформаций в структурах коры Магнитогорского синклинория при столкновении индентора (Уфимского выступа) с микроконтинентом Восточно-Уральского поднятия в условиях косоугольной коллизии.

Ряд докладов был посвящен различным аспектам неотектоники. В докладе С.Ю. Орлова (Москва) были рассмотрены неоген-четвертичные дислокации осадочного чехла Воронежской антеклизы. Показано, что формирование постпалеогеновых внутрислоевых дислокаций происходило в условиях горизонтального растяжения на этапе внутричехольного рифтогенеза. В докладе

О.С. Смотриной (СибНАЦ, Тюмень) приведены результаты анализа новых сейсмогеологических материалов и данных глубоких скважин на севере Западной Сибири, на основании которых построены региональные геологические разрезы и сделаны выводы о величине размыва кайнозойских образований и о неотектонических вертикальных движениях в регионе.

В докладе С.А. Тулубаева (Тюмень) показаны результаты палеоструктурного анализа сводов и мегавалов, контролирующих крупнейшие нефтегазоконденсатные месторождения на севере Западной Сибири.

Среди представленных докладов следует отметить работы, посвященные проблемам моделирования. В докладе А.В. Черемных (Иркутск) рассмотрены интересные результаты исследования влияния глубинных разломов на напряженное состояние земной коры и сейсмичность в Прибайкалье. Исследование проводилось на основе поляризационно-оптического метода экспериментального моделирования. В докладе Ю.Ф. Манилова (Хабаровск) приведены результаты численного анализа гравиметрических и магнитных данных с целью изучения структурных особенностей и построения плотностной модели тектонических объектов на разных глубинных уровнях на примере Амуро-Зейской и Среднеамурской депрессий. Примененная методика численных модельных построений позволяет создавать карты рельефа перекрытого фундамента с наложенной системой разломных структур и выявлением плотностных и магнитных неоднородностей на разных глубинных уровнях.

В целом доклады Секции были выполнены на высоком уровне, большинство из них в виде компьютерной презентации. Практически во всех докладах были четко сформулированы задачи конкретного исследования, рассмотрены полученные результаты, показана обоснованность предлагаемых решений. Обзор представленных докладов позволяет сделать вывод о том, что молодые ученые принимают активное участие в научных исследованиях, выполняемых на самом современном уровне.

Представляется весьма целесообразным проведение в дальнейшем Молодежной Секции в рамках Тектонического Совещания Межведомственного тектонического комитета ОНЗ РАН. Участие в работе Секции молодых ученых из разных регионов России способствует знакомству с новыми методами, взаимному обмену результатами и идеями.

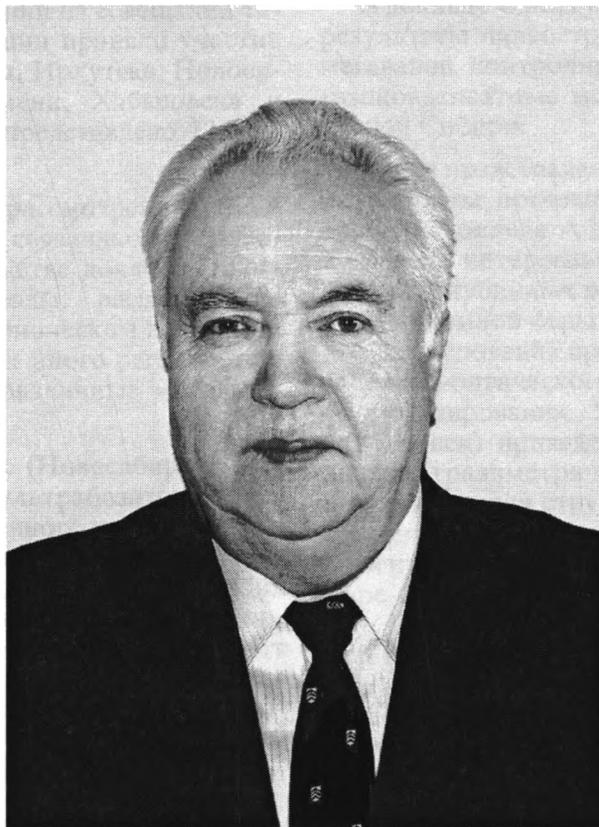
В большинстве заслушанные доклады представляют собой результаты исследований, выполненных на мировом уровне. Совещание было

проведено на высоком научно-организационном уровне, чему способствовала финансовая поддержка РФФИ, Геологического института РАН и Геологического факультета МГУ. Советание ре-

комендовало опубликовать наиболее яркие доклады в журнале "Геотектоника" (по представлению Оргкомитета МТК).

Ю. В. Карякин

НИКОЛАЙ ВЛАДИМИРОВИЧ КОРОНОВСКИЙ (70 лет со дня рождения)



4 июля 2003 г. исполняется 70 лет Николаю Владимировичу Короновскому, доктору геолого-минералогических наук, профессору и заведующему кафедрой динамической геологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, Заслуженному деятелю науки Российской Федерации.

Ученый с разнообразными научными интересами, замечательный преподаватель, воспитавший не одно поколение студентов-геологов Московского университета, Н.В. Короновский пользуется широкой известностью. Он автор более чем 300 научных публикаций, главным образом в области вулканизма и тектоники, и ряда прекрасных учебников. За работы по региональной геологии удостоен премии им. А.Д. Архангельского Президиума РАН.

Свое геологическое образование Н.В. Короновский получил на геологическом факультете

МГУ по кафедре А.А. Богданова, с деятельностью которого был и в дальнейшем связан в течение многих лет. Еще студентом принял участие в изучении вулкана Эльбрус и с тех пор проявлял особый интерес к молодому вулканизму и неотектонике горных стран, к полевым исследованиям, которые он проводил на Кавказе, в Карпатах, Крыму и ряде других складчатых областей. В 1964 г. защитил кандидатскую диссертацию “Новейший вулканизм Центрального Кавказа”, в 1980 г. – докторскую диссертацию “Кайнозойский вулканизм Средиземноморского пояса Евразии”. Результаты исследований в этом направлении докладывал на многих отечественных и международных конференциях и конгрессах, что принесло ему заслуженный научный авторитет. Кроме того, как знаток региональной геологии нашей страны Н.В. Короновский неоднократно читал лекции в целом ряде зарубежных вузов и геологических учреждений – в США, Мексике,

Канаде, Германии, Нидерландах, Норвегии, Греции, Иране.

Свою научную деятельность Н.В. Короновский успешно совмещает с педагогической. Еще в 1963 г. он стал ассистентом, затем доцентом (1967 г.) кафедры исторической и региональной геологии геологического факультета МГУ, а в 1986 г. был избран заведующим кафедрой динамической геологии того же факультета и руководит ею по настоящее время. Эрудицию и искусство лектора он проявил, читая в разные годы такие основополагающие лекционные курсы, как Геология СССР, Историческая геология, Структурная геология и геологическое картирование, Общая геология, Тектоника и магматизм. Много лет он вел учебную геологическую практику в Крыму. Выпустил в свет несколько учебников и учебных пособий, в их числе такие, как “Краткий курс региональной геологии СССР”, выдержавший два издания, а также “Историческая геология”, написанная вместе с В.Е. Хаином и Н.А. Ясамановым, и опубликованный в этом году учебник “Общая геология”, предназначенный для студентов всех геологических специальностей. Под руководством Н.В. Короновского защищено 14 кандидатских диссертаций и одна докторская. Он также прекрасный популяризатор геологических

знаний, печатающий статьи в журнале “Природа” и литературу по геологии, доступную широкому читателю. Он редактор и один из авторов тома “Геология” энциклопедии издательства “Аванта”, которая рекомендована Министерством образования РФ в качестве учебного пособия для школьников, а также тома “Науки о Земле” в Современной энциклопедии естествознания (2001 г.).

Широко известна научно-организационная деятельность Н.В. Короновского. Он член бюро Межведомственного тектонического комитета России, член президиума Учебно-методического совета классических университетов РФ по высшему геологическому образованию, председатель секции “Геология”, член двух диссертационных советов. В течение 10 лет был председателем экспертного совета ВАК РФ по наукам о Земле. Мы высоко ценим активную работу Н.В. Короновского в редколлегии нашего журнала.

Н.В. Короновский общительный и доброжелательный человек, одаренный многими талантами. Его замечательные путевые зарисовки и живопись памятны всем, кто знаком с ними. Желаем Николаю Владимировичу доброго здоровья и новых творческих успехов.

Редколлегия

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ им. О.Ю. ШМИДТА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
СЕКЦИЯ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ
И СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ

ТЕКТОНОФИЗИКА СЕГОДНЯ (к юбилею М.В. Гзовского)

Ответственные редакторы В.Н. Страхов, Ю. Г. Леонов
Составители: А.В. Лукьянов, А.В. Михайлова, Д.Н. Осокина, Л.М. Расцветаев,
Ю.Л. Ребецкий, Ф.Л. Яковлев

М.: ОИФЗ РАН, 2002. – 436 с.

Книга содержит 30 статей, представляющих новые результаты тектонофизических исследований отдельных ученых и коллективов, работающих в ведущих научных учреждениях России и ближнего зарубежья. Многие из сообщаемых выводов и обобщений являются результатами многолетних исследований.

Статьи представляют данные как полевой тектонофизики, так и экспериментальной тектоники. Методами полевой тектонофизики изучены механизмы образования конкретных тектонических структур, тектонических движений, полей напряжений и сейсмических проявлений крупных регионов. Методами экспериментальной тектоники исследованы важнейшие особенности деформаций и структурообразования в однородных средах с использованием как специальных моделей из эквивалентных материалов, так и специальных ЭВМ-программ для математического моделирования. Ряд статей посвящен анализу развития и современного состояния тектонофизики как особого научного направления в геотектонике и обзорам достижений в отдель-

ных ветвях этого фундаментального направления: в реконструкции тектонических напряжений, в тектонофизическом анализе структур, в механизмах складкообразования, разломообразования, сейсмичности и др.

Статьи размещены в 5-ти разделах сборника. 1. Тектонофизика и Гзовский. 2. Сейсмичность и разломообразование. 3. Теоретические и экспериментальные исследования зон разломов. 4. Натурные поля напряжений и деформаций. 5. Тектонофизические аспекты структурной геологии. Однако такое распределение в некоторой степени условно, так как в ряде статей рассмотрены вопросы, относящиеся сразу к нескольким разделам. Все статьи хорошо иллюстрированы и содержат большие списки использованной литературы.

Сборник предназначен для широкого круга специалистов в областях геологии, геотектоники, тектонофизики, геофизики, сейсмологии, горного дела.

А.В. Лукьянов

ПРАВИЛА ПРЕДСТАВЛЕНИЯ СТАТЕЙ В ЖУРНАЛ “ГЕОТЕКТОНИКА”

1. Работа должна быть представлена на русском или английском языках. Объем статей не должен превышать 32 страниц, включая текст, список литературы и иллюстрации.

2. Текст рукописи представляется в трех экземплярах, рисунки и фотографии – в трех экземплярах.

3. Конструкция статьи. Статья должна содержать следующие элементы:

а) Заглавие.

б) Фамилии и инициалы авторов; полные названия учреждений, в которых выполнена работа, с указанием города и почтового индекса.

в) Резюме, в котором должны быть изложены главные выводы. Размер резюме – не менее 200 и не более 400 слов.

г) Введение, в котором необходимо указать цель исследования. Здесь же уместны исторические сведения.

д) Описание метода исследования (если он не стандартен) и фактического материала. Необходимо разбить описание на разделы и снабдить их заголовками и подзаголовками.

е) Результаты исследования и их обсуждение.

ж) Заключение.

з) Список цитированной литературы.

и) Таблицы (на отдельных страницах).

к) Подписи к рисункам (с новой страницы).

4. Первый экземпляр текста статьи должен быть подписан авторами. На отдельном листе необходимо указать фамилию, почтовый адрес, номера телефона и телекса автора, с которым редакция будет поддерживать связь.

5. Требования к тексту рукописи.

а) Рукопись необходимо печатать через два интервала, оставляя слева поля 4 см, на машинке с нормальным шрифтом или на компьютере шрифтом № 12. Обязательно представление первого экземпляра машинописи.

б) Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции. В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

в) 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, номера страниц; для книг – название работы, издательство, место и год издания, количество страниц. В случае приведения в списке литературы иностранных монографий и статей из сборников, переведенных на русский язык и изданных в России, необходимо после русского названия и фамилий авторов повторить оригинальное название научного труда и фамилий его авторов на иностранном языке. Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы в списке литературы.

г) Обозначения греческими буквами и формулы вписываются черными чернилами. Необходимо делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы двумя черточками снизу, а строчные – сверху. Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие – красным карандашом.

6. Требования к рисункам.

а) Рисунки должны быть четкими, вычерчены черной тушью или хорошо отпечатаны на черно-белом принтере.

б) Фотографии, иллюстрирующие текст, должны быть хорошего качества и отпечатаны на глянцева́й бумаге.

в) В статье должна быть обзорная карта, на которой показан район исследований и положение других рисунков.

г) На всех рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны линейный масштаб и ориентировка, на картах обязательно показывать географические координаты. Сейсмические профили должны иметь вертикальный масштаб в километрах.

д) Необходимо позаботиться о том, чтобы статья была понятна не только специалистам по описываемому району: на рисунках обозначить все упоминаемые в тексте тектонические структуры, пункты, свиты. Не следует нагружать рисунки ненужными названиями.

е) Максимальный размер рисунка в журнале 17 × 23 см. Можно представить рисунки (до 60 см по диагонали), которые будут уменьшены при воспроизведении; нагрузка на рисунках должна 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) В тексте обязательны ссылки на все рисунки. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях рукописи.

7. К рукописи необходимо приложить на отдельном листе, отпечатанными в одном экземпляре:

а) Расшифровку аббревиатур – как русских, так иноязычных.

б) В латинской транскрипции: фамилии всех авторов статьи; адреса иностранных соавторов; названия иностранных геологических объектов (разломов, террейнов, массивов и т.п.); малоизвестные иностранные географические названия; фамилии иностранных исследователей, которые упомянуты в тексте без библиографической ссылки.

в) На английском языке: желательный автору перевод терминов, имеющих несколько английских эквивалентов, перевод новых терминов.

г) На русском языке в именительном падеже: географические названия, по которым названы местные стратиграфические подразделения и другие геологические объекты (например: Тундровка – тундровская свита, Иваново – Ивановский разлом).

8. Редакция высылает авторам отредактированный текст для проверки. Дальнейшее прохождение рукописи контролируется редакцией.

9. Авторы получают 5 оттисков опубликованной статьи.

Сдано в набор 07.04.2003 г.	Подписано к печати 30.05.2003 г.	Формат бумаги 60 × 88 ¹ / ₈
Офсетная печать	Усл. печ. л. 12.0	Уч.-изд. л. 12.0
	Усл. кр.-отт. 4.2 тыс.	Бум. л. 6.0
	Тираж 336 экз.	Зак. 7379

Свидетельство о регистрации № 0110282 от 8.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации
 Учредители: Российская академия наук,
 Геологический институт (ГИН) РАН

Адрес издателя: 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90

Отпечатано в ППП “Типография “Наука”, 121099, Москва, Шубинский пер., 6

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ ЖУРНАЛОВ ИЗДАТЕЛЬСТВА “НАУКА”

Подписка на академические журналы издательства “Наука” в I полугодии 2004 г. будет проводиться по той же схеме, по которой она велась во II полугодии 2003 г., – по ценам Объединенного Каталога Прессы России “Подписка-2004” (т. 1) в отделениях связи, а также по специальным (сниженным) ценам.

Специальные (сниженные) цены предоставляются государственным научно-исследовательским организациям Российской академии наук, а также их сотрудникам. В связи с недостаточностью бюджетного финансирования подписка для других учреждений и их специалистов будет осуществляться на общих основаниях.

Индивидуальные подписчики академических организаций смогут оформить подписку по специальным ценам, **предъявив служебное удостоверение**. Лица, желающие получать подписные издания непосредственно на свои почтовые адреса, а также иногородние подписчики смогут оформить ее по специальным заявкам. Индивидуальная подписка по-прежнему будет проводиться по принципу “Один специалист – одна подписка”.

Коллективные подписчики академических организаций, перечисленные выше, для оформления своего заказа должны будут направить в издательство “Наука” надлежаще оформленные бланк-заказы. При положительном рассмотрении полученных заявок оплата производится через отделение банка или почтовым переводом на основании полученного подписчиками счета ЗАО “Агентство подписки и розницы” (АПР).

Учреждения РАН, специализирующиеся на комплектовании научных библиотек **академических организаций** (БАН, БЕН, ИНИОН), могут осуществить подписку, как и прежде, непосредственно в издательстве, предварительно согласовав с ним список пользующихся их услугами организаций и количество льготных подписок.

Лицам и организациям, сохранившим право подписки по специальным ценам, в соответствии с настоящими условиями, достаточно будет при оформлении подписки на I полугодие 2004 г. лишь подтвердить заказ, указав в письме номер своего кода, присвоенного АПР при предыдущем оформлении подписки.

Бланки заказов как коллективных, так и индивидуальных подписчиков **будут приниматься только с печатью организации** (оттиск должен быть четким и читаемым).

Убедительно просим всех индивидуальных и коллективных подписчиков журналов издательства “Наука”, имеющих право на подписку по специальным ценам, заблаговременно направлять свои заказы и письма по адресу: 117997, ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90, комната 430, факсы: 334-76-50, 420-22-20.

Поздно поданная заявка будет оформляться только с соответствующего месяца.

В конце этого номера журнала публикуются бланки заявок с указанием цены подписки, доставляемой по Вашему адресу.

Издательство “Наука”

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Автоматика и телемеханика*
 Агрохимия
 Азия и Африка сегодня
 Акустический журнал*
 Алгебра и анализ
 Астрономический вестник*
 Астрономический журнал*
 Биологические мембраны
 Биология внутренних вод
 Биология моря*
 Биоорганическая химия*
 Биофизика*
 Биохимия*
 Ботанический журнал
 Вестник РАН*
 Вестник древней истории
 Водные ресурсы*
 Вопросы истории естествознания и техники
 Вопросы ихтиологии*
 Вопросы философии
 Вопросы языкознания
 Восток
 Вулканология и сейсмология
 Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)*
 Генетика*
 Геология рудных месторождений*
 Геомагнетизм и аэрономия*
 Геоморфология
 Геотектоника*
 Геохимия*
 Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология
 Государство и право
 Дефектоскопия*
 Дискретная математика
 Дифференциальные уравнения*
 Доклады Академии наук*
 Журнал аналитической химии*
 Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова
 Журнал вычислительной математики и математической физики*
 Журнал научной и прикладной фотографии
 Журнал неорганической химии*
 Журнал общей биологии
 Журнал общей химии*
 Журнал органической химии*
 Журнал прикладной химии*
 Журнал технической физики*
 Журнал физической химии*
 Журнал эволюционной биохимии и физиологии*
 Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Записки Всероссийского минералогического общества
 Защита металлов*
 Земля и Вселенная
 Зоологический журнал
 Известия АН. Механика жидкости и газа
 Известия АН. Механика твердого тела
 Известия АН. Серия биологическая*
 Известия АН. Серия географическая
 Известия АН. Серия литературы и языка
 Известия АН. Серия математическая
 Известия АН. Серия физическая
 Известия АН. Теория и системы управления*
 Известия АН. Физика атмосферы и океана*
 Известия АН. Энергетика
 Известия русского географического общества
 Исследование Земли из космоса
 Кинетика и катализ*
 Коллоидный журнал*
 Координационная химия*
 Космические исследования*
 Кристаллография*
 Латинская Америка
 Лесоведение
 Литология и полезные ископаемые*
 Математические заметки
 Математический сборник
 Математическое моделирование
 Международный журнал социальных наук (РАН/ЮНЕСКО)
 Микология и фитопатология
 Микробиология*
 Микроэлектроника*
 Мировая экономика и международные отношения
 Молекулярная биология*
 Наука в России
 Научная книга
 Научное приборостроение
 Нейрохимия
 Неорганические материалы*
 Нефтехимия*
 Новая и новейшая история
 Общественные науки и современность
 Общество и экономика
 Океанология*
 Онтогенез*
 Оптика и спектроскопия*
 Отечественная история
 Палеонтологический журнал*
 Паразитология
 Петрология*
 Письма в Астрономический журнал*
 Письма в Журнал технической физики*
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Поверхность
 Почвоведение*
 Приборы и техника эксперимента*
 Прикладная биохимия и микробиология*
 Прикладная математика и механика
 Природа
 Проблемы Дальнего Востока
 Проблемы машиностроения и надежности машин
 Проблемы передачи информации*
 Программирование*
 Психологический журнал
 Радиационная биология. Радиэкология
 Радиотехника и электроника*
 Радиохимия*
 Расплавы
 Растительные ресурсы
 Российская археология
 Российский физиологический журнал имени И.М. Сеченова
 Русская литература
 Русская речь
 Сенсорные системы
 Славяноведение
 Социологические исследования
 Стратиграфия. Геологическая корреляция*
 США. Канада. Экономика - политика - культура
 Теоретическая и математическая физика
 Теоретические основы химической технологии*
 Теория вероятностей и ее применение
 Теплофизика высоких температур*
 Труды Математического института имени В.А. Стеклова*
 Успехи математических наук
 Успехи современной биологии
 Успехи физиологических наук
 Физика Земли*
 Физика и техника полупроводников*
 Физика и химия стекла*
 Физика металлов и металловедение*
 Физика плазмы*
 Физика твердого тела*
 Физиология растений*
 Физиология человека*
 Функциональный анализ и его применение
 Химическая физика
 Химия высоких энергий*
 Химия твердого топлива
 Цитология
 Человек
 Экология*
 Экономика и математические методы
 Электрохимия*
 Энергия, экономика, техника, экология
 Этнографическое обозрение
 Энтомологическое обозрение*
 Ядерная физика*