

Номер 1

ISSN 0016-853X

Январь - Февраль 1998

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский



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

МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 1 1998 Январь–Февраль

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

Главный редактор
Ю.М. Пушаровский

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия:

**Э. Бонатти (Италия), Ч.Б. Борукаев, А.Л. Книппер,
В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский,
К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский,
А.С. Перфильев, В.Е. Хаин, В.Н. Шолпо, А.Л. Яншин**

Журнал “Геотектоника” публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, 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. Puscharovsky – Editor
A.A. Mossakovsky – Coeditor
V.S. Burtman – Secretary**

Editorial board

**E. Bonatti (Italy), Ch.B. Borukaev,
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,
A.S. Perfilyev, V.N. Sholpo, A.L. Yanshin**

“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; Telex: 411 648 GIN SU; Телетайп: 114092 ТЕТИС

**Москва
Издательство “Наука”
Международная академическая
издательская компания “Наука”**

© Российская академия наук.
Отделение геологии, геофизики,
геохимии и горных наук.
Геологический институт, 1998 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 1, 1998

Геологическое выражение нелинейных геодинамических процессов <i>Ю. М. Пуцаровский</i>	3
Туркестанский океан в среднем палеозое: реконструкция по палеомагнитным данным по Тянь-Шаню <i>В. С. Буртман, Г. З. Гурарий, А. В. Беленький, А. В. Игнатьев, М. Одибер</i>	15
История восточной части террейна Горного Крыма в средней–поздней юре <i>А. И. Вознесенский, А. Л. Книппер, А. С. Перфильев, Е. А. Успенская, А. В. Арешин</i>	27
Об особенностях строения Джидинской зоны каледонид Бурятии <i>А. Н. Булгатов, В. С. Климук</i>	45
Геодинамическая эволюция коллизионного пояса горной системы Черского (северо-восток Азии) <i>В. С. Оксман</i>	56
Оценка ширины зон активных разломов методами неотектоники и структурной геоморфологии (на примере Восточного Саяна и Западного Прибайкалья) <i>С. Б. Кузьмин</i>	70
Правила представления статей в журнал “Геотектоника”	79

Contents

No. 1, 1998

Simultaneous English language translation of the journal is available from MAHK Hayka/Interperiodica Publishing (Russia).
Geotectonics ISSN 0016-8521.

Geologic Expression of Nonlinear Geodynamic Processes <i>Yu. M. Pushcharovsky</i>	3
Turkestan Ocean in the Middle Paleozoic: Reconstruction Using Paleomagnetic Data for the Tien Shan <i>V. S. Burtman, G. Z. Gurarii, A. V. Belen'kii, A. V. Ignat'ev, and M. Audibert</i>	15
Middle–Late Jurassic History of the Eastern Crimean Mts. Terrane <i>A. I. Voznesensky, A. L. Knipper, A. S. Perfiliev, E. A. Uspenskaya, and A. V. Areshin</i>	27
Structural Features of the Dzhida Zone, Buryat Caledonides <i>A. N. Bulgatov and V. S. Klimuk</i>	45
Geodynamic Evolution of the Collisional Belt of the Chersky Mountain System (Northeast Asia) <i>V. S. Oksman</i>	56
Estimation of Active Fault Zone Thickness Using the Methods of Neotectonics and Structural Geomorphology (Evidence from the Eastern Sayan and Western Cisbaikalia) <i>S. B. Kuzmin</i>	70
Instructions to authors	79

УДК 551.24

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ВЫРАЖЕНИЕ НЕЛИНЕЙНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

© 1998 г. Ю. М. Пушаровский

Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 21.04.97 г.

Понятие “нелинейная геодинамика” введено автором и его коллегами в 1990 г. Благодаря ему геодинамика утратила прежнее непререкаемое детерминистское начало. В настоящее время представляется возможным обособить глобальные, региональные и локальные проявления нелинейных геодинамических процессов. Каждая из этих категорий отражается в тектонических, магматических и иных явлениях, связанных как с земной корой, так и с мантией. Корни нелинейных геодинамических процессов, как это следует из данных сейсмической томографии и геологических признаков, могут находиться на любых глубинных уровнях, что связано с изменчивостью геодинамических и энергетических свойств геосфер как по вертикали, так и по латерали. Совокупность разномасштабных и разноуровневных нелинейных геодинамических процессов представляет чрезвычайно крупный фактор, определяющий сложную дифференциацию в строении и развитии лика Земли. В тексте приведены конкретные примеры геологического выражения нелинейных геодинамических процессов.

До 90-х годов слово “нелинейность” в приложении к геодинамике не использовалось. Доктрина тектоники литосферных плит, с ее ярко выраженным детерминистским началом, необычайно широко распространена и сейчас, ни в какой мере не ориентирует мысль в этом направлении. Однако в других областях геологии этот термин применяется давно: “нелинейная геофизика” – 1981 г. [6], “нелинейная металлогения” – 1983 г. [23], “нелинейная сейсмология”, о которой писали еще в 1930-х годах, но основательные разработки появились в 1986 г. [10]. Первое упоминание в литературе о нелинейной геодинамике относится к 1990 г. [15].

Подойти к представлению о большой роли в геодинамических процессах нелинейных эффектов удалось благодаря углубленному изучению петрологии и геохимии океанского магматизма, структурных и геофизических неоднородностей континентов и океанов, в особенности латеральных, а также общему анализу структурного плана Земли в целом.

С того времени вышло в свет уже немало публикаций в области нелинейной геодинамики. Существенно отметить, что в последний период для описания нелинейных геодинамических явлений включается уже математический аппарат [7].

В настоящее время соотношения между геодинамикой и нелинейной геодинамикой представляются в следующем виде. Нелинейная геодинамика – ветвь геодинамики, охватывающая радикальные отклонения от последовательности (линейности) в развитии геодинамических систем, порождающие неупорядоченность, разного рода нерегулярнос-

ти и бифуркации в геологических процессах. При этом под геодинамическими системами понимаются силовые поля и поля напряжений, локализованные в геосферах.

В зарубежных геологических кругах нелинейная геодинамика еще не фигурирует. Однако уже подошло время нелинейной геофизики, о чем свидетельствуют, в частности, симпозиумы по этой тематике, проводимые Европейским геофизическим обществом [15]. Вне сомнения, что такая же судьба ожидает и нелинейную геодинамику, по проблемам которой у нас проведено уже два представительных симпозиума [16], по одному из которых издан сборник [5]. В настоящее время опубликован сборник “Тектонические и геодинамические феномены”, где половина статей затрагивает проблемы нелинейной геодинамики [21].

Нелинейные явления фиксируются современной наукой фактически во всех ее областях, в том числе и в социальных. Поэтому данное понятие уже нельзя связывать только с математикой, где оно возникло, ибо оно приобрело гораздо более широкий смысл. Ныне даже сам процесс научного знания понимается как нелинейный, в котором одна наука может радикально воздействовать на развитие другой [17].

Нелинейные геодинамические эффекты могут иметь весьма различный порядок. Среди них можно выделить эффекты глобального, регионального и местного значения со всеми переходами между ними.

Подойдем к этому с общих позиций.

Земля в целом и отдельные геосферы представляют собой открытые системы, которым свойственны процессы энергетической диссипации. Их геодинамическое состояние неуравновешенное, и в нем могут происходить процессы радикальных перемен, вплоть до процессов бифуркации. Все это с позиций современного уровня естествознания кажется очевидным, однако имеет смысл привести дополнительную аргументацию со стороны данных сейсмической томографии, поскольку она нова.

Карты сейсмических аномалий, составленные с помощью этого метода для разных глубинных срезов планеты, начиная от ее ядра и до литосферы, однозначно свидетельствуют о большом разнообразии сейсмического облика каждого уровня [26, 27]. Последние отличаются интенсивностью, контрастностью, площадью распространения, особенностями контуров аномалий (рис. 1). На некоторых срезах или на их отдельных участках в результате сгущения аномалий наблюдается очень пестрая сейсмическая картина, на других – аномалии разрежены и степень их контрастности менее значительна. При генерализации можно сгруппировать отдельные карты в некоторые укрупненные сейсмотомографические концентры, которые, естественно, будут отвечать отдельным геосферам. В особенности это относится к нижней мантии, обычно ошибочно представляемой как бы гомогенной средой. Лишь нижняя ее часть обособляется в виде особого слоя D", в пределах которого сказывается влияние земного ядра.

Автором проделана такая генерализация, нашедшая отражение в публикации [13 и др.]. Вместо разделения мантии только на верхнюю и нижнюю, предложено деление ее на шесть геосфер: Верхнюю – мощностью 650 км с внутренним разделом на уровне 410 км; зону раздела верхней и средней мантии – 170 км; среднюю – 900 км; зону раздела средней и нижней мантии – 500 км и нижнюю мантию – 650 км. Деление это до известной степени условное, но оно определенно устанавливает реальность внутримантийных геосфер. С такой стратификацией вполне согласуются известные в литературе сейсмические границы. Базисом для нее послужили 14 карт, составленные для разных уровней мантии вплоть до ядра Земли [27]. Но с наименьшей определенностью она явствует и из 12 карт, приведенных на рис. 1, заимствованных из работы, опубликованной лишь на 4 мес позже предыдущей [26]. Тем самым, построения автора в принципе представляются отражающими объективно существующие соотношения. Но, конечно, известные отклонения от предложенных в схеме границ как в одну, так и в другую сторону могут иметь место, о чем и предупреждал автор еще в своей самой первой публикации на эту тему (1995 г.).

Сейсмические аномалии коррелируют с состоянием геосфер, выявляя области пониженной или повышенной вязкости и тем самым указывая на энергетически дифференцированное их состояние. Уровни и масштабы энергетических отличий могут существенно варьировать в пространстве, свидетельствуя о динамизме геосферных сред. Соответственно в мантии должны образовываться крупные и малые очаги – носители энергии, способные вызвать радикальные (нелинейные) изменения в геодинамике соответствующих мантийных областей. Особенно существенно, что такие изменения в состоянии перестроить мантийные конвективные системы, в том числе и влияющие на тектогенез Земли. Непредсказуемость подобного рода процессов очевидна.

Развиваемые представления, коррелирующие с идеей неравновесности и открытости геосфер, подверженных нелинейным геодинамическим эффектам, по мнению автора, – существенный сдвиг в сторону более адекватной геодинамической теории, чем теория зарождения мантийных плюмов исключительно на границе ядра и мантии.

В связи со сказанным легко понять, почему нелинейные геодинамические эффекты могут быть глобальными, региональными и локальными. Отражением их всех могут быть различного рода литосферные (в том числе и коровые) геологические явления.

ГЛОБАЛЬНАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ НЕЛИНЕЙНОСТЬ

Тихоокеанский феномен

Проблема генезиса и времени образования Тихого океана не решена. Тем самым нам еще неизвестно, каким образом образовалась главная тектоническая асимметрия Земли – разделение ее на Тихоокеанский и Индо-Атлантический тектонические сегменты (рис. 2). Если судить по распространению комплексов океанской земной коры на материковых окраинах Пацифики и по общему строению этих окраин, образующих в совокупности Тихоокеанский тектонический пояс, то корректно заключить, что история Тихого океана восходит к 1 млрд. лет назад, т.е. к рифейскому времени. Не существует никаких признаков того, что на месте Пацифики когда-либо находился континент, который раскололся, и с помощью механизма рифтинг–спрединг в месте раскола начал формироваться океан, достигший в конце концов грандиознейших размеров. Однако такая точка зрения поддерживается лишь отдельными авторами.

Высказывалась гипотеза, что Тихий океан возник в результате отрыва Луны от Земли. Но после получения данных о вещественном составе

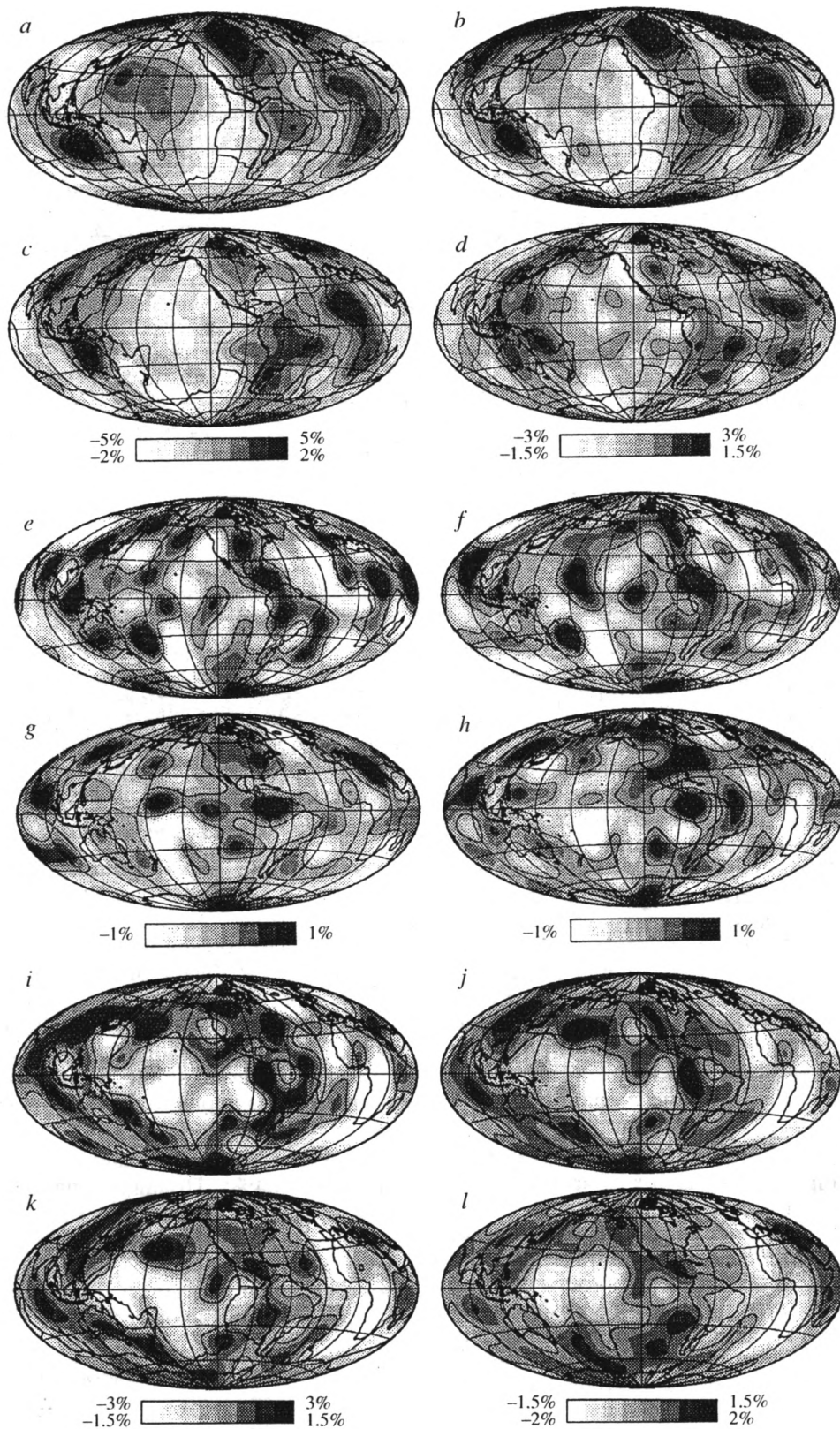


Рис. 1. Распределение скоростных аномалий в мантии Земли по данным сейсмической томографии на разных глубинах [26].

Глубинные уровни в км: *a* – 50, *b* – 200, *c* – 400, *d* – 650, *e* – 900, *f* – 150, *g* – 1450, *h* – 1750, *i* – 2050, *j* – 2350, *k* – 2600, *l* – 2850. Цифры вверху и внизу на масштабной линейке соответствуют верхнему и нижнему рядам карт соответственно.

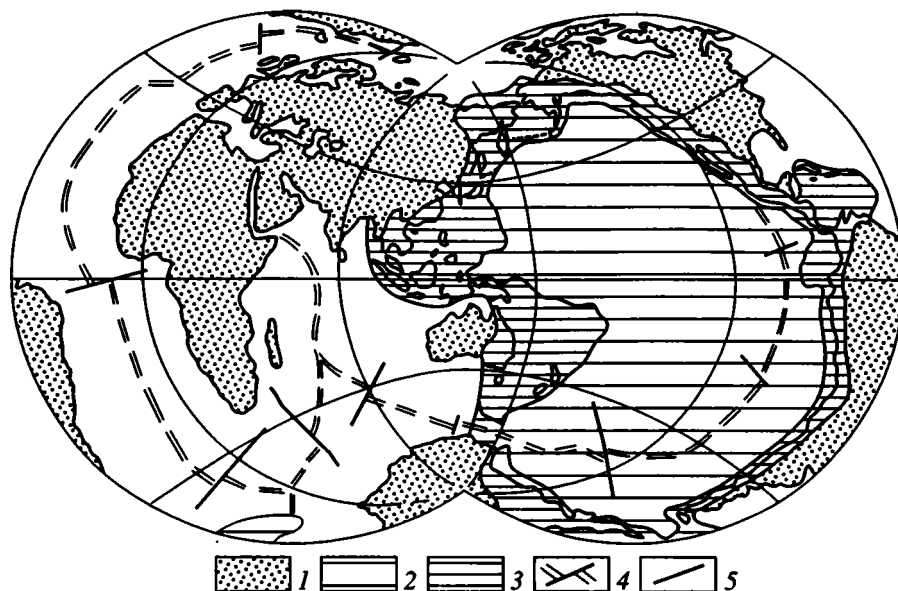


Рис. 2. Тектоническая асимметрия Земли.

Индо-Атлантический сегмент: 1 – континентальные области. **Тихоокеанский сегмент:** 2 – ложе Тихого океана; 3 – Тихоокеанский тектонический пояс. Другие знаки: 4 – Мировая рифтовая система; 5 – некоторые разломы.

пород Луны поддерживать такое представление практически невозможно.

Столь же маловероятна версия, что Тихий океан есть результат погружения земной коры, начавшегося в начале юры. Вполне очевидно, что такая кора не могла быть сиалической. Этому противоречат современные геологические, геохимические и геофизические данные. Но если кора имела симатический состав, то принцип актуализма позволяет уверенно утверждать, что соответствующая площадь Земли должна была быть покрыта водой, а, следовательно, океан существовал и притом задолго до юрского времени. Вопрос в том, когда возникла тихоокеанская симатическая кора? Учитывая громадные размеры занимаемой ею площади, можно допустить, что она отражает очень древнюю неоднородность планеты.

Но каковы бы не были гипотезы происхождения Тихого океана, каждая из них несет в себе нелинейное геодинамическое начало. Тогда, когда речь идет о катастрофических событиях, пояснений не требуется. Менее ясно дело обстоит в отношении гипотезы о большой древности океана. Но и здесь, без допущения мощного воздействия нелинейного характера, трудно понять возникновение главной вещественной и структурной асимметрии Земли, сколь бы далеко оно не уходило в глубь времен.

Как известно, в отношении Тихого океана В.И. Вернадский писал, что его существование отражает диссимметрию в строении планеты. Термин «диссимметрия» означает расстроенную симметрию. В настоящее время можно опреде-

ленно сказать, что нарушение в симметрии эволюции Земли есть следствие нелинейности геодинамического и соответственно тектоно-магматического развития планеты.

Сиалические массы

Сиалические массы распределены на земном шаре крайне неравномерно. Главная их часть сосредоточена в Африкано-Евразийском массиве ~59%. Другой массив, объединяющий Северную и Южную Америку и обладающий столь же неправильной формой, включает ~26%. На оторванные по расположению массы австралийского и антарктического сиала приходится соответственно ~5 и ~10%. Но расположение на Земле сиалических масс не только неравномерное, а и неупорядоченное.

В южном полушарии заключено ~36% сиала; в северном ~64%¹. Подавляющая масса его находится в Индо-Атлантическом сегменте, структурный план которого определяется сочетанием континентальных блоков, с их древнейшими кристаллическими ядрами, и молодых океанов, возраст которых не выходит за пределы среднего мезозоя (см. рис. 2).

Объяснение неравномерности и неупорядоченности расположения сиалических масс вызывает необходимость обратиться к глубинной геодинамике.

¹ Здесь не учитывается сиаль, местами имеющийся в океанах, что, однако, не сильно изменило бы приведенное соотношение.

Интерферометрия на длинной базе, спутниковая геодезия, морфологические и геологические особенности материков и зон их сочленения с океанами указывают на горизонтальные перемещения материковых блоков. Однако векторы перемещения не образуют единой глобальной системы, а изменчивы и в пространстве, и во времени. Например, Индостан, оторвавшись от Гондваны, описал сложную кривую движения, прежде чем прицелился к Азии. В то же самое время Южная Америка устойчиво смещалась на запад, в Австралия (так же по сложной кривой) – на восток, причем ныне она движется на север. Имеются примеры разнонаправленных векторов движения в пределах единого континентального массива (Северная Америка и др.).

Не только векторы, но и скорость движения материковых масс весьма изменчивы. Об этом свидетельствуют как непосредственные измерения скоростей в современную эпоху, так и палеогеодинамические реконструкции. Естественно считать, что все сказанное отражает пространственную и временную изменчивость геодинамических обстановок в геосферах, включая радикальные смены режимов, вызываемые воздействием сторонних факторов. В итоге мы приходим к тому, что неравномерное и неупорядоченное расположение крупных сиалических масс на Земле отражает влияние на геодинамическую эволюцию нелинейных эффектов планетарного значения. Предрасположением к возникновению нелинейных эффектов является то, что “химико-плотностная конвекция в мантии по своей природе – нестационарный процесс с постоянно видоизменяющейся структурой конвективных ячеек. Геодинамика течений в мантии будет постоянно нарушаться не стационарностью процесса” [20, с. 16]. Конвективные течения в мантии вызваны “развивающимися в земле мощнейшими энергетическими процессами” (там же), которые, как это ясно, и могут являться носителями нелинейных геодинамических воздействий.

Океаногенез

Столь крупному геологическому явлению на Земле, как океаногенез, в литературе уделяется непропорционально малое внимание. Обычно на этот счет принимается некоторое осредненное представление, в основе которого лежат процессы рифтинга и спрединга. О том, что к образованию Тихого океана нет оснований подходить с такой узкой позиции, говорилось выше. Что же касается других океанов, то осредненный подход и здесь не самый прогрессивный. Прежде всего следует констатировать, что каждый из океанов в структурном и геодинамическом отношениях своеобразен. Атлантический океан, вытянутый субмеридионально, имеет рифтогенную природу

и обладает рядом признаков структурной симметрии, хотя и далеко не совершенной. Индийский океан, наоборот, характеризуется рассогласованностью тектонического плана, неправильностью формы и разной природой западной и восточной частей. Тихий океан, заключенный в кольцо Тихоокеанского тектонического пояса, обладает колоссальной массой симатической коры (занимает 49% площади Мирового океана и 35%² всей поверхности Земли), для которой характерен длительный дискретный процесс тектоно-магматического развития.

Столь значительные различия в тектонике огромных областей Земли, занимаемых океанами, ярко иллюстрируют геодинамические неоднородности глубин в макромасштабе, связанные с нелинейным процессом океаногенеза.

Большая разница существует и в магматизме океанов. Как недавно было показано [5], толеитовые базальты срединных спрединговых хребтов трех крупнейших океанов, при близких скоростях спрединга, разнятся по изотопным соотношениям Sr, Nd и Pb. Они отличаются и по петрохимическим, и геохимическим параметрам. Из этих и других факторов следует, что магматический процесс в океанах очень сложен и зависит от многих факторов. В их число входят: режим конвективных тепломассопотоков, вещественный состав и геодинамические свойства геосфер, структурные особенности зон проницаемости и др. Действие этих факторов во многих случаях резко переменчиво, что и может порождать нелинейные отклонения катастрофического свойства в магматическом процессе. Индивидуализированные черты магматизма океанов вполне коррелируют с упомянутыми выше их общими структурными особенностями.

Нелинейный ход океанообразования иллюстрируется также непоследовательностью в зарождении молодых океанов. Так, развитие Атлантического океана началось в его средней части. Затем малый океанический бассейн возник на крайнем юге, откуда распространялся в сторону экватора. Все это происходило в мезозое, а на рубеже мезозоя и кайнозоя началось развитие Северной и арктической Атлантики.

Аналогичный пример можно привести и в отношении морей, в частности, Средиземного моря. Так, на тектонической карте акватории [2] видно, что сначала сформировалась восточная часть моря (поздний мел), затем – западная (олигоцен) и, наконец, центральная (миоцен).

Все это – крупные черты в преобразовании земного лица, отражающие воздействия нелинейных геодинамических факторов на поступательные процессы формирования океанских и морских структурных образований.

² Вместе с морями.

Океанская мировая рифтовая система

Рассматриваемая система, выделенная Б. Хизеном и М. Юингом около четырех десятилетий назад, имеет сложное развитие. Наиболее древней является ее атлантическая часть, простирающаяся в Центральной и Южной Атлантике. Ее образование заняло интервал времени от средней юры до позднего мела. Все остальные отрезки Мировой рифтовой системы образовались в более позднее время. Особенно крупный этап ее развития примерно совпадает с рубежом мела и палеогена. С этим временем связано образование отрезков системы в Индийском океане, в пределах Южно-Тихоокеанского и отчасти Восточно-Тихоокеанского поднятий и в Северном Ледовитом океане. В совокупности это огромная деформация, и вполне можно допустить, что причины ее появления кроются не только в эндогенных процессах, но и в воздействии на геодинамический режим внешнего (внеземного) фактора [11]. Несколько позднее (не намного) процесс взламывания коры захватил отдельные районы Северной Атлантики и среднюю часть Восточно-Тихоокеанского поднятия. Наиболее молодым отрезком системы (неоген – квартал) является район северной части Восточно-Тихоокеанского поднятия и район Калифорнийского залива. Но молодой тектогенез существенно рифтинговой природы проявлен и в других районах (Галапагосский район, средняя часть Восточно-Тихоокеанского поднятия, район Аденского залива, Западно-Индийский и Африкано-Антарктический хребты, Северная Атлантика). В данном случае речь идет уже о включении в геодинамику (о наложении) неотектонического процесса.

В целом выясняется картина участия в образовании океанской Мировой рифтовой системы многих геодинамических факторов. Процесс ее формирования был сложным и не протекал линейно. На это однозначно указывают приведенные выше данные. Помимо эндогенных факторов, в этом процессе большая роль, вероятно, принадлежит воздействию внеземных факторов. В особенности это относится к событиям на рубеже мезозоя и кайнозоя.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ НЕЛИНЕЙНОСТЬ

Ниже будет идти речь об отражении в строении континентов, океанов и переходных между ними зон нелинейных геодинамических процессов, если можно так сказать, “среднего масштаба”.

Континенты. В качестве весьма значительного отклонения от поступательного структурного развития древней платформы в ее чехольную стадию следует рассматривать возникновение Тунгусской синеклизы на Сибирской платформе,

заполненной в пермо-триасовое время громадными полями траппов. Какой бы механизм не допустить в отношении излияния траппов, очевидно, что первопричиной здесь является мощнейший региональный глубинный энергетический поток. Его нелинейную природу можно принять даже априори, особенно учитывая огромные размеры синеклизы.

Ясным примером воздействия мощного нелинейного геодинамического фактора на платформенное развитие может служить также формирование в пределах Восточно-Европейской платформы второй генерации авлакогенов, относящиеся ко времени средний девон – пермь. Если первая генерация, рифейско-раннедевонская, может рассматриваться как предтеча образования платформенного чехла, то вторая означает крупнейшее отклонение от этой последовательности в структурном развитии платформы, не вписывающееся в естественную стадийность. Такое отклонение есть следствие нелинейного изменения геодинамической ситуации, вмешательства посторонних геодинамических факторов. После прекращения действия этих факторов процесс формирования структуры платформы снова вошел в свое “нормальное” русло.

Что касается подвижных поясов, то нелинейность в развитии их геодинамических полей ярко отражается в радикальной смене во времени тектонического плана этих поясов или их отдельных сегментов. Это наглядно видно на примере наложения неотектонических структур в виде крупных впадин или поднятий на более древние образования, как это имеет место в пределах палеозойд Сибири или Центральной и Южной Азии. Вообще неотектонические деформации в массе своей отражают проявления нелинейных геодинамических факторов.

Океаны. Региональные нелинейные геодинамические процессы в океанах отражены как в рельефе дна, так и в тектонических и магматических проявлениях. В рельефе дна о них свидетельствуют крупные нерегулярности в распространении подводных гор, концентрирующихся в одних регионах и мало распространенных или почти отсутствующих в других, вне всяких линейных закономерностей. Такое явление имеет место во всех трех крупнейших океанах Земли. Для Атлантики это было отмечено в работе [8], в отношении Индийского океана такой вывод следует из работы В.Н. Ефимова и Н.Н. Турко [4] и новой более подробной карты, приведенной на рис. 3. Что касается Тихого океана, то неравномерность распределения гор на его дне очевидна еще со времени выхода в свет физиографических карт Б. Хизена и М. Тарп, а также известных книг Г. Менарда и Г.Б. Удинцева.

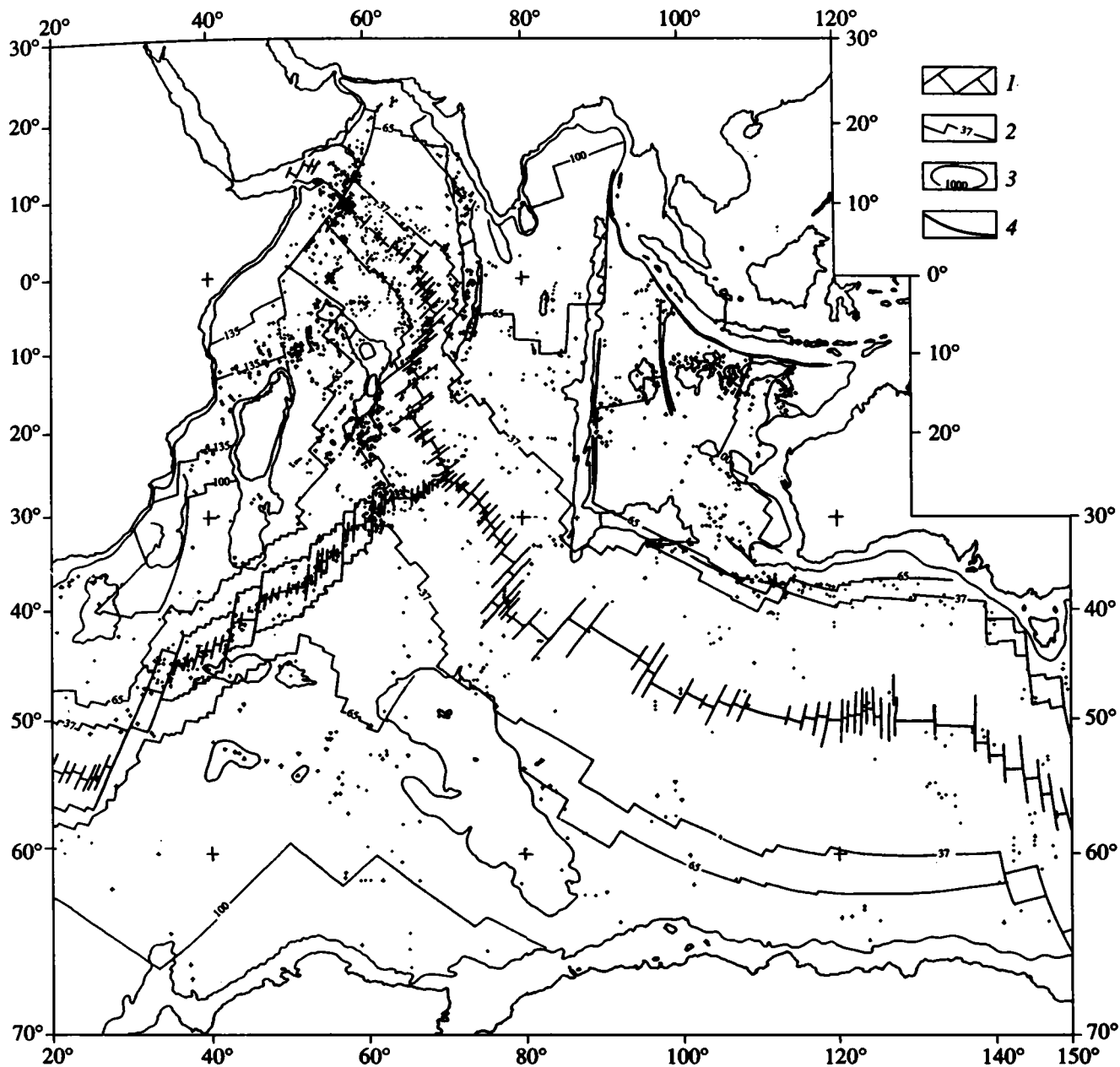


Рис. 3. Распределение гор в Индийском океане. Карта составлена Н.А. Маровой и Г.Н. Алехиной, 1997 г. Учтены горы высотой 500 м и более (в том числе выступающие из воды). Горы показаны разными знаками в зависимости от их объема. В данной статье этот параметр не анализируется.
 1 – рифтовые системы и пересекающие их разломы; 2 – изохроны, цифры показывают возраст в млн. лет; 3 – изобата 1000 м; 4 – некоторые разрывные нарушения.

Появление гор, поскольку почти все они вулканические, – это индикатор эндогенной активности земных недр. Соответственно эта активность весьма избирательна, коррелируя с особенностями региональных геодинамических обстановок. Распределение гор в абиссальных областях свидетельствует о том, что они могут возникать в любое время и в любом месте. Иногда горы сгруппированы в цепочки, связанные образова-

нием с проградацией отдельных разломных структур.

В конечном итоге анализ эндогенной активности, приводящей к горообразованию, неизбежно ведет к заключению о теснейшей связи этого процесса с явлениями нелинейной геодинамики.

Совершенно аналогичный вывод можно сделать и из анализа магматических провинций океанского дна. Различия в магматизме между океанами

относятся к категории явлений глобального масштаба; внутриокеанские различия – регионального.

Провинции обособляются как в спрединговых хребтах, так и в талассогенах (области океанов, лежащие за пределами Мировой рифтовой системы). В Срединно-Атлантическом хребте они разграничиваются крупными поперечными разломами. Обобщенные данные по этому поводу автор привел в публикации [12]. В ней сказано, что в пределах этого хребта имеется целый ряд специфических по химизму и изотопным характеристикам базальтовых провинций, отражающих латеральные мантийные неоднородности и приуроченных к сегментам хребта, разделенным разломами. Подобные неоднородности раскрывают специфику глубинных теплопотоков, обусловленную геодинамическими особенностями геосфер. Разноуровненность выплавления магм [3] и разномаштабность провинций указывают на существование дифференцированный режим теплопотоков, т.е. сложную геодинамику недр. Распределение провинций в большой мере неупорядоченное, а соответственно в геодинамических условиях весьма значимым является нелинейный фактор.

Отметим еще одну сторону проявления фактора нелинейной геодинамики в океанах. Она касается крупнейших перемен в геометрии региональных спрединговых систем. Один из примеров – структурные перестройки в Индийском океане, показанные на большом числе реконструкций для разных отрезков времени в виде срезающих одна другую систем линейных магнитных аномалий [22, 24 и мн. др.]. Другим примером может служить перестройка спрединговой системы в юго-восточной области Тихого океана, иллюстрируемая рис. 4 [5]. В этих случаях нелинейная геодинамика проявлена настолько очевидно, что в комментариях нет необходимости.

Зоны перехода океан–континент

Исключительно важную проблему в геодинамике представляет соотношение во времени и пространстве Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли. Палеогеодинамические реконструкции раскрывают большую сложность этого процесса, которая отражает проявленную здесь особенно ярко нелинейность как в структурообразовании, так и в магматических, металлогенических и некоторых других явлениях. Ниже это иллюстрируется геодинамическими соотношениями в обрамлении современного Тихого океана.

В отношении тихоокеанских зон перехода океан|–континент основные разработки с позиций нелинейной геодинамики выполнены С.Д. Соколовым. Об этих зонах он пишет, что их можно рассматривать в качестве диссипативных струк-

тур и что они “являются открытыми системами, в которых геологические процессы находятся вдали от равновесия” [18, с. 38]. Отмечается, что здесь этапы длительного эволюционного развития прерывались кратковременными периодами тектонических деформаций и структурных перестроек и что в эти периоды “на месте переходных зон возникали новообразованные структуры континентальных окраин или происходило разрушение последних” [там же, с. 39]. При этом подчеркивается отсутствие следов какой-либо наследственности от предшествующего этапа развития.

В Азиатском секторе периоды радикальных региональных перестроек охватывали время: конец средней – начало поздней юры, конец раннего мела, конец позднего мела, конец среднего – начало позднего эоцена, рубеж раннего – позднего миоцена (средний миоцен) [19]. Фактической основой при этом послужили палеогеологические и палеогеодинамические реконструкции для восточной окраины Азии и запада Северной Америки.

Так, в конце средней юры устанавливается быстрое наращивание площади континентов на северо-востоке Азии и в Северной Америке, резко меняющее структурный облик континентальных окраин. На перестройку в конце раннемелового времени указывают аккреция океанических базальт-яшмовых комплексов в районах Камчатки и Корякского нагорья, а также заложение Охотско-Чукотского окраинно-материкового вулканогенного пояса. В конце мела вдоль восточной окраины Азии возникла новая система островных дуг и окраинных морей. В среднем эоцене обдукцией крупных офиолитовых аллохтонов и новой фазой аккреции завершилось формирование Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского тектонического пояса. Современная система желобов, островных дуг и краевых морей сформировалась в миоцене. В частности, образование Японского моря, олицетворяющего мощный деструктивный процесс, произошло 15 млн. лет назад.

Все упомянутые выше явления следует связывать с проявлением нелинейных региональных геодинамических факторов. Они вполне естественны для нестабильных условий зон перехода океан–континент, в которых происходит обмен веществом и энергией между континентальными и океанскими массами [19].

ЛОКАЛЬНАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ НЕЛИНЕЙНОСТЬ

Локальные нелинейные геодинамические процессы могут отражаться в тектонических, вулканических и сейсмических явлениях, либо в их раздельном проявлении, либо в совместном.

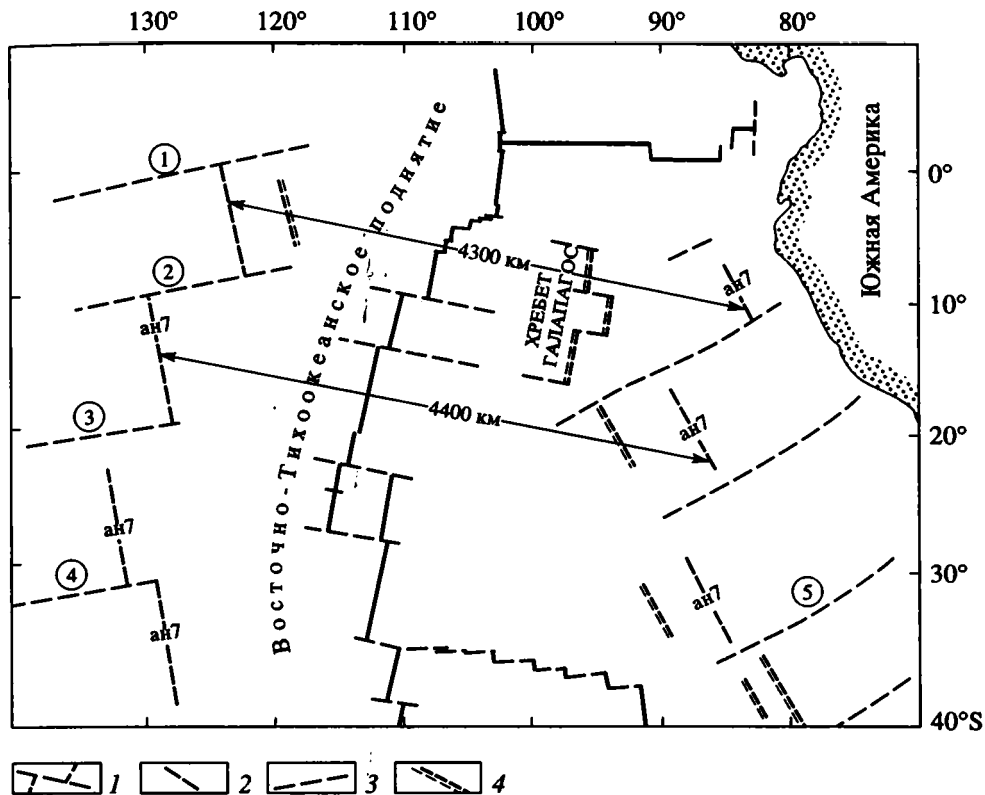


Рис. 4. Перестройка спрединговых систем в юго-восточной части Тихого океана в позднем кайнозое [25].

Ранняя система отражена магнитной аномалией 7 (26 млн. лет) и ортогональными ей разломными зонами. Современная система – спрединговой зоной Восточно-Тихоокеанского поднятия.

1 – современные рифтовые системы и пересекающие их разломы; 2 – магнитная аномалия 7; 3 – разломы ранней генерации; 4 – брошенные спрединговые хребты. Цифры в кружках – разломные зоны: 1 – Галапагосская, 2 – Маркизская, 3 – Южная, 4 – Агассиц, 5 – Челленджер.

В общей форме проблема локальной нелинейности рассмотрена в работе [1]. “В материалах с неоднородной структурой (зернистых, трещиноватых, пористых и т.д.) присутствуют компоненты с контрастными упругими свойствами. Они приводят к тому, что даже при малых в среднем амплитудах деформации их локальные значения могут быть аномально велики. В связи с этим связь “напряжение – деформация” в таких областях носит существенно нелинейный характер. В результате может наблюдаться высокая нелинейность среды в целом, заметная уже при сравнительно небольших амплитудах возмущений” [1, с. 40].

Имеются многочисленные примеры отражения нелинейных геодинамических процессов в виде тектонических деформаций. Одним из них может служить сложное внутреннее строение разломных структур в океанах, прихотливо меняющееся от одного сегмента разломной зоны к другому по ее простиранию. Это относится, например, к таким разломным зонам, как Романш, Сан-Паулу, Долдрамс, Зеленого Мыса, Хэйс, осложняющих структуру дна Атлантического океана. На одних участках они представлены одинарными ущелья-

ми, на других – сложно и незакономерно ветвятся, на третьих – выражены группами субпараллельных трогов, иногда кулисно заходящих один за другой. При этом относительно просто и сложно построенные сегменты могут чередоваться. Ни в протяженности сегментов, ни в их пространственной локализации регулярностей нет. В том же плане характерна изменчивость батиметрии вдоль разломов, уровни которой также нелинейно меняются. В целом, в строении отдельных разломных зон отражается “хаотическая геодинамика”, являющаяся следствием эпизодического воздействия локальных нелинейных геодинамических процессов на последовательный ход их структурного развития [14].

Обратимся к другим примерам проявления локальных нелинейных геодинамических процессов.

В зонах перехода океан–континент тихоокеанского типа локальные нелинейные геодинамические процессы отражены, например, в так называемой террейновой тектонике, в особенности, если иметь в виду террейны, перемещающиеся на то или иное расстояние. Подобного рода явление отражено на рис. 5.

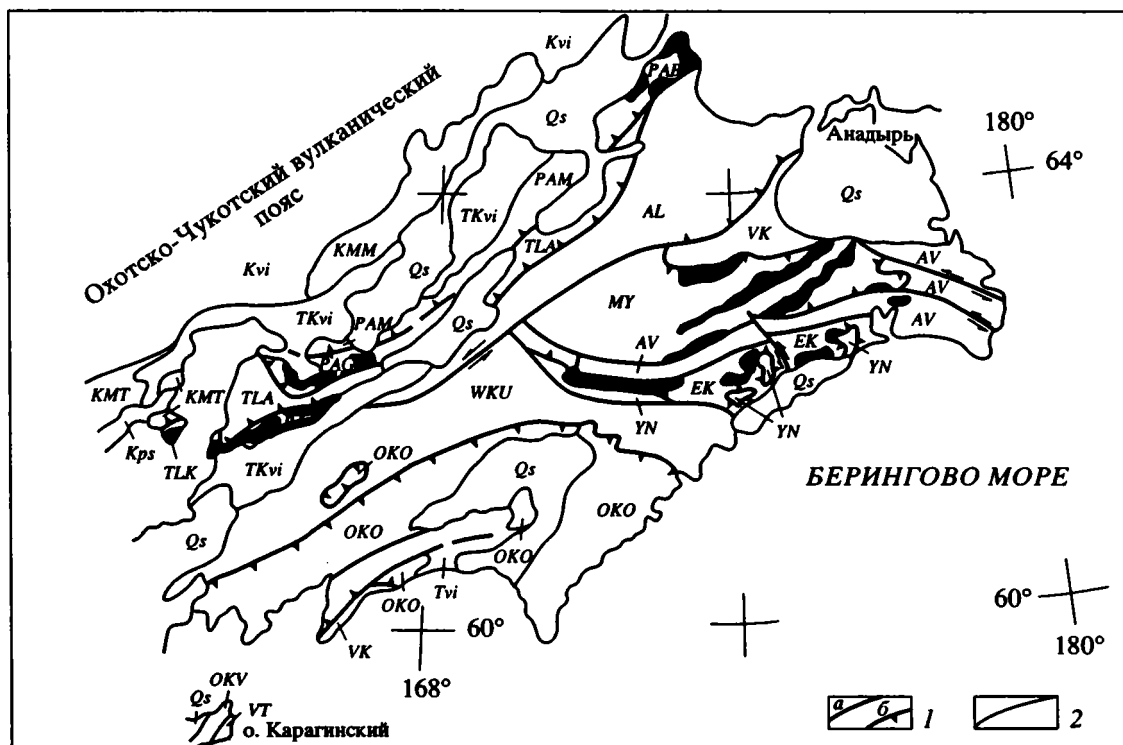


Рис. 5. Схема террейнов Корякского нагорья, по С.Д. Соколову, 1997 г.

1 – тектонические нарушения: а – сбросы, сдвиги, б – надвиги; 2 – стратиграфические и интрузивные границы. Черным цветом показаны офиолиты. Террейны: AV – Алякватваамский, EK – Эконайский; Кони-Мургальский: KMM – Мургальский и KMT – Тайгоносский субтеррейны; AL – Алганский, MY – Майницкий; Олюторско-Камчатский: OKO – Олюторский и OKV – Валагинский субтеррейны; Пенжинско-Анадырский: PAB – Усть-Бельский, PAG – Ганычаланский и PAM – Майнский субтеррейны; Таловский: TLA – Айнынский и TLK – Куюльский субтеррейны; VK – Великореченский, VT – Ветловский; WKU – Укэляятский; YN – Янранайский. Вулканические пояса: Kvi – Охотско-Чукотский, TKvi – Корякско-Камчатский, Tvi – вулканогенно-осадочные палеогеновые островодужные образования; Kps – меловые гранитоиды; Qs – палеоген-четвертичные отложения.

Извержение вулканов в конкретной точке и в конкретное время равным образом индуцировано местным нелинейным геодинамическим эффектом. Это тем более очевидно, что подобные явления классифицируются как катастрофические, а природные катастрофы присущи именно нелинейным диссипативным системам.

Все это в полной мере относится и к сейсмическим явлениям, выражающимся в форме землетрясений. Происходят они также в весьма нестабильных природных системах, причем выделение громадной сейсмической энергии может быть связано с вмешательством постороннего малого геодинамического импульса, возникшего в коре или мантии, на локальном участке, не только природного, но и техногенного генезиса, резко меняющего существовавшее более или менее стабильное поле напряжений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основной итог выполненной работы заключается в обособлении нелинейных геодинамических процессов в геосферах глобального, региональ-

ного и локального значений. Каждая из этих категорий имеет геологическое выражение в виде тектонических, тектоно-магматических и магматических явлений.

Глобальные нелинейные геодинамические процессы отражены в главной тектонической асимметрии Земли – разделении ее на Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты, в огромной массе симатической коры в области Тихого океана, в резко асимметричном, неупорядоченном распределении на планете сиалических масс, а соответственно и молодых океанов, в нарушении последовательности процесса океаногенеза, в особенностях формирования такой гигантской деформации, какой является океанская Мировая рифтовая система, как и само ее появление.

Региональная нелинейность иллюстрируется крупными тектоническими, в том числе неотектоническими перестройками структурного плана платформ и подвижных поясов; магматическими провинциями (отражающими нелинейный режим тепломассопотоков); структурными перестройками в океанах; аккреционными и деструктивными процессами в зонах перехода океан-континент.

Локальная нелинейность отчетливо отражена тектоническими, вулканическими и сейсмическими процессами в Тихоокеанском тектоническом поясе и в других областях Земли.

Совокупность разномасштабных нелинейных геодинамических процессов представляет чрезвычайно мощный фактор, сильно влияющий на строение и развитие коры и мантии Земли. Именно они ответственны за возникновение неупорядоченности и рассогласованности в эволюционном ходе событий на планете. Корни нелинейности могут находиться в любых геосферах, причем прямой связи таких их параметров, как интенсивность, масштабность, режим проявления, с глубиной корней во многих случаях нет. Резкое изменение геодинамических ситуаций с соответствующими далеко идущими последствиями может возникать на самых разных уровнях.

Анализ процесса приводит к тому, что нелинейное геодинамическое воздействие на геологическую среду может и, вероятно, нередко дихотомизировать, что еще более усложняет общую геодинамическую картину.

Все сказанное подкрепляет идею о геодинамической активности геосфер, их нестабильности, подверженности тектоническим процессам как автономным, так и сквозным.

Включение в общий геологический анализ фактора нелинейности, как можно видеть, резко сужает пространство детерминистской геодинамики, углубляя тем самым фундаментальные знания об истинной природе вещей в геологии.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 96-05-64758).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беляева И.Ю., Зайцев В.Ю., Островский Л.А., Сутин А.М. Упругий нелинейный параметр как информативная характеристика в задачах сейсморастворки // Физика Земли. 1994. № 10. С. 39–46.
- Богданов Н.А. // Тектоническое строение Средиземного моря // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. С.-Пб.: ВНИИОкеангеология, 1995. С. 106–124.
- Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Данюшевский Л.В., Ахметов К.С. Сегментация Срединно-Атлантического хребта и ее связь с давлением кристаллизации и содержанием воды в базальтовых расплавах // Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. С. 26–67.
- Ефимов В.Н., Турко Н.Н. Морфометрические характеристики подводных гор Индийского океана // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. С.-Пб.: ВНИИОкеангеология, 1995. С. 219–234.
- Кашишцев Г.Л., Пушаровский Ю.М. Гетерогенность мантии под океанами и нелинейность магматических процессов // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. С.-Пб.: ВНИИОкеангеология, 1995. С. 39–51.
- Кузнецов О.Л. Нелинейная геофизика // Вопросы нелинейной геофизики. М.: ОНТИ ВНИИЯГТ, 1981. С. 5–20.
- Лобковский Л.И. Модель теплового гидродинамического взрыва в коре и верхней мантии – классический пример в области нелинейной геофизики // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 244–250.
- Марова Н.А., Алехина Г.Н. Подводные горы Атлантического океана и особенности их распространения // Океанология. 1992. Т. 32. Вып. 1. С. 176–180.
- Нелинейная геодинамика / Ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1994. 192 с.
- Проблемы нелинейной сейсмологии. М.: Наука, 1987. 288 с.
- Пушаровский Ю.М. Мировая рифтовая система – редкое событие в геологии // Тихоокеанская геология. 1986. № 6. С. 98–101.
- Пушаровский Ю.М. Спрединг, разломы и магматизм в океанах // Магматизм и тектоника океана. М.: Наука, 1990. С. 4–10.
- Пушаровский Ю.М. Сейсмомография и структура мантии: тектонический ракурс // Докл. РАН. 1996. Т. 351. № 6. С. 806–809.
- Пушаровский Ю.М., Говоров И.Н., Козарко Л.Н. и др. Глубинные геосферы под океанами // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. С.-Пб.: ВНИИОкеангеология, 1995. С. 6–38.
- Пушаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Неоднородности и конвекция в тектоносфере // Геотектоника. 1990. № 5. С. 3–8.
- Разницын Ю.Н. Два семинара по нелинейной геодинамике // Геотектоника. 1996. № 2. С. 93–96.
- Самоорганизация и наука: опыт философского осмысления. М.: Ин-т философии РАН, 1994. 309 с.
- Соколов С.Д. Принцип диссимметрии в геотектонике // Геотектоника. 1993. № 6. С. 33–40.
- Соколов С.Д. Основные закономерности развития активных континентальных окраин // Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. С. 67–79.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Дрейф континентов в геологической истории Земли // Жизнь Земли. М.: Изд-во МГУ, 1996. Вып. 29. С. 5–36.
- Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. 256 с.
- Шрейдер А.А. Палеоокеанологическое изучение аномального геомагнитного поля Индийского океана: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. науки. М.: Институт океанологии АН СССР, 1989. 44 с.
- Щеглов А.Д. Нелинейная металлогения // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 6. С. 1471–1474.
- Johnson B.D., Powell C.McA., Veevers J.J. Spreading history of Eastern Indian Ocean and Greater India's

- northward flight // *Geol. Amer. Bull.* 1976. Vol. 87. № 11. P. 1560–1566.
25. *Mammerickx J., Herron E., Dorman L.* Evidence for two fossil spreading ridges in the southeast Pacific // *Geol. Soc. of Amer. Bull. Part 1.* 1980. Vol. 91. № 5. P. 263–271.
26. *Su W.-J., Woodward R.L., Dziewonski A.M.* Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle // *J. of Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. № B4. P. 6945–6980.
27. *The Journal of the Geological Society of Japan.* 1994. Vol. 100. № 1. P. VI–VII.

Geologic Expression of Nonlinear Geodynamic Processes

Yu. M. Pushcharovsky

Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia

The concept of nonlinear geodynamics was introduced by me and my colleagues in 1990. Owing to this concept, geodynamics has lost its formerly unshakable deterministic aspect. Currently, it is possible to discriminate between global, regional, and local manifestations of nonlinear geodynamic processes. Each of these categories is expressed in tectonic, magmatic, etc., phenomena related with both the earth's crust and mantle. The roots of nonlinear geodynamic processes, as apparent from seismic tomography data and geological evidence, may occur at any depth level, because geodynamic and energy properties of the geospheres vary both vertically and laterally. The totality of nonlinear geodynamic processes of various scales and levels is a very important factor determining the complex differentiation of the structure and history of the earth's face.

УДК 551.242.3(235.216)

ТУРКЕСТАНСКИЙ ОКЕАН В СРЕДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ: РЕКОНСТРУКЦИЯ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ ПО ТЯНЬ-ШАНЮ

© 1998 г. В. С. Буртман, Г. З. Гурарий, А. В. Беленький, А. В. Игнатьев, М. Одибер

Геологический институт РАН
109017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 22.05.97 г.

В раннем палеозое Туркестанский океанический бассейн разделял Таримско-Алайский континент и систему энциалических островных дуг. Последняя в позднем ордовике – среднем палеозое была преобразована в композитный Киргизский (Казахстано-Киргизский) континентальный блок. Спрединг океанической коры происходил в Туркестанском океане от начала палеозоя до среднего девона. Известково-щелочные вулканы, обусловленные субдукцией океанической коры, формировались на киргизской окраине океана в ордовике, силуре и раннем–среднем девоне. В живетском веке спрединг океанической коры продолжался, а субдукция уже прекратилась, и к позднему девону океанический бассейн, вероятно, достиг максимальной ширины. В течение почти 50 млн. лет – от среднего девона до визейского века – субдукция океанической коры не происходила. Она возобновилась на киргизской окраине океана в серпуховском веке. При отсутствии океанического спрединга это привело к относительно быстрому (в течение 25 млн. лет) сокращению и закрытию Туркестанского океана.

Авторы изучили палеомагнетизм пород живетского и позднедевонского возраста, расположенных в пределах Киргизского и Алайско-Таримского среднепалеозойских континентов. По полученным данным, длинная ось Киргизского континентального блока имела в позднем девоне северо-северо-восточное простирание, Алайско-Таримского континента – меридиональное направление (в девонских координатах). Чаткальский район Киргизского блока находился в позднем девоне на широте 23°, Баубашатинский район Алайско-Таримского континента – на широте 8°.

Туркестанский океан [10] существовал около 300 млн. лет – от венда или раннего кембрия до среднего карбона [4, 5], остаточные морские бассейны у сутуры океана развивались до ранней перми. В раннем палеозое этот океанический бассейн разделял Таримско-Алайский континент и систему энциалических островных дуг. Последняя в позднем ордовике – среднем палеозое в результате сложной эволюции была преобразована в композитный Киргизский (Казахстано-Киргизский) континентальный блок, который столкнулся с Таримско-Алайским континентом в башкирско-московское время. В моделях эволюции структуры Центральной Азии, предложенных разными исследователями [12, 14, 17, 19–21, 29], представления о размерах Туркестанского океана и его роли в тектонической истории различны.

Излияния базальтов, свидетельствующих о спрединге океанической коры, происходили в Туркестанском океане от начала палеозоя [4] до среднего девона [18]. Известково-щелочные вулканы, обусловленные субдукцией океанической коры, формировались на киргизской окраине океана в ордовике, силуре и раннем–среднем девоне. В живетском веке спрединг океанической коры продолжался, а субдукция уже прекратилась, и к позднему девону океанический бассейн

между Киргизским и Таримско-Алайским сиалическими блоками, вероятно, достиг максимальной ширины. В течение 50 млн. лет – от среднего девона до визейского века – субдукция океанической коры не происходила. Это была переломная эпоха в истории Туркестанского океана, когда в нем не было ни спрединга, ни субдукции. Субдукция на киргизской окраине океана возобновилась в серпуховском веке, что привело к закрытию океанического бассейна в среднем карбоне.

Мы предприняли палеомагнитные исследования в Тянь-Шане для определения палеоширот и ориентировки континентальных блоков в переломную эпоху.

ОБЪЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ

Объектами изучения были породы среднего и верхнего девона, распространенные южнее и севернее сутуры Туркестанского океана – в пределах Таримско-Алайского и Киргизского среднепалеозойских блоков с континентальной корой.

Таримско-Алайский блок. Туркестанская окраина этого континента в течение большей части или всей истории Туркестанского океана была пассивной. В девоне на ней накапливались карбонатные, карбонатно-терригенные отложения и

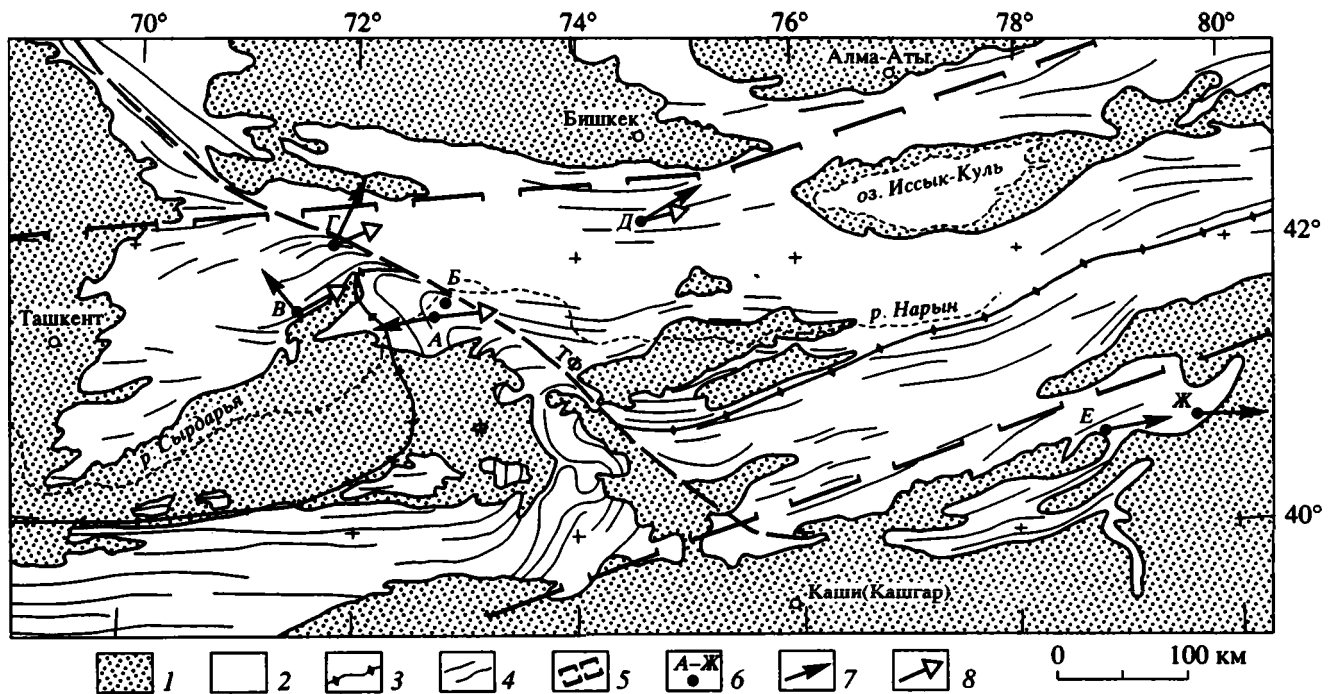


Рис. 1. Положение изученных участков

1 – кайнозой и мезозой; 2 – палеозой и допалеозой; 3 – сутура Туркестанского океана; 4 – оси вертикальных складок F_2 , возникших на стадии деформации D_2 ; 5 – зона левосдвиговых напряжений и деформаций стадии D_3 , по [1]; 6 – участки палеомагнитных исследований; 7, 8 – позднедевонские палеомагнитные склоения: 7 – измеренные, 8 – реконструированные в результате учета последевонских локальных вращений. ТФ – Таласо-Ферганский сдвиг.

турбидиты – на шельфе, континентальном склоне и карбонатных платформах. В Северо-Восточной Фергане в Баубашатинских горах среди шельфовых известняков локально развиты базальты, андезит-базальты, их туфы и туффиты, отчасти щелочного состава, которые образуют босоготашскую свиту. На периферии ареала развития вулканитов они слагают прослой среди амфиболовых известняков живетского яруса, а в центральной части ареала образуют толщу, мощностью 1.5–2 км. Основная часть этих пород принадлежит живетскому ярусу, верхняя часть, возможно, имеет франский возраст [7].

Базальты, туфы, туфоалевролиты и мелкозернистые туфопесчаники босоготашской свиты были изучены в четырех обнажениях в долине р. Каинды (рис. 1, А). Породы залегают на пологом крыле большой синформы, которое осложнено дополнительными складками. Породы босоготашской свиты и подстилающие известняки живетского яруса изучены также в моноклиналином разрезе в долине р. Карасу (см. рис. 1, Б).

Киргизский блок с ордовика до среднего девона был активной энсиалической островной дугой, вслед за тем вулканизм прекратился и был возобновлен в серпуховском веке. На туркестанской окраине в ее внешней зоне в живетском веке и позднем девоне накапливались мелководные карбо-

натно-терригенные отложения, которые местами (в горах Бозбутау в Северной Фергане) замещались чисто карбонатными отложениями. Внутри Киргизского блока формировалась мощная толща ритмичных обломочных отложений, которые несогласно налегают на отложения разного возраста. В Чаткало-Нарынской зоне эти отложения образуют тюлькубашскую свиту, в Северном Тянь-Шане – тарсуйскую свиту.

Нами были изучены карбонатно-терригенные отложения на двух участках (Алабука и Аксу) в Чаткальском районе и обломочные отложения на двух участках (Беш-алаарча и Суек) в Северном Тянь-Шане.

Участок Алабука (см. рис. 1, В) находится на южном склоне Чаткальского хребта в долине р. Алабука в ее среднем течении. Карбонатно-терригенные отложения содержат брахиоподы живетского и франского ярусов и согласно перекрыты известняками фаменского яруса [9]. Мощность отложений около 750 м. В разрезе преобладают кварцевые песчаники и алевролиты, которые переслаиваются с известняками. В нижней части разреза залегают конгломераты и гравелиты. Породы имеют розовую, красную, лиловую и серую окраску. В них видна градиционная слоистость, следы размыва в основании грубозернистых слоев, знаки ряби. На этом участке изучены

алевролиты и известняки в нескольких разрезах, имеющих нормальное и опрокинутое залегание.

Участок Аксу (см. рис. 1, Г) расположен в районе сочленения Чаткальского и Таласского хребтов в долине р. Аксу – одного из истоков р. Чаткал. В изученном разрезе на базальных конгломератах залегает толща кварцевых песчаников (более 500 м), которая выше сменяется 100-метровой пачкой переслаивающихся песчаников и песчаных детритусовых известняков. В известняках собрана (у пер. Кокуйбель) богатая фауна брахиопод фаменского яруса, среди которых встречены также формы, характерные для этренских слоев [9]. Палеомагнитному изучению были подвергнуты красноцветные мелкозернистые песчаники этого разреза, залегающие на крыльях сжатой антиклинальной складки.

Участки Беш-аларча и Суек (см. рис. 1, Д) находятся в 7 км один от другого в низовьях одноименных рек, принадлежащих бассейну р. Каракол-западная, долина которой разделяет Киргизский и Джумгалский хребты Северного Тянь-Шаня. Здесь развиты мощные (более 2 км) красноцветные и пестроцветные обломочные отложения тарсуйской свиты с ихтиофауной среднего-верхнего девона и флорой верхнего девона [6, 8]. В толще преобладают аркозовые песчаники, которые чередуются с грубообломочными породами и содержат прослой алевролитов и аргилитов. Градационная слоистость и присутствие косослоистых пачек, следов перемыва осадка, знаков ряби, трещин усыхания позволяют надежно определять кровлю и подошву пластов. На этих участках были изучены красноцветные алевролиты и мелкозернистые песчаники. Слои на обоих участках залегают моноклиinally, на участке Беш-аларча угол наклона варьирует в пределах 45° – 80° .

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Методика лабораторных исследований. Все образцы прошли ступенчатое терморазмагничивание до температуры 570 – 670°C в печах с остаточным полем 10 – 20 нТ. Измерения намагниченности были выполнены на рок-генераторе JR-4, для компонентного анализа данных ступенчатого размагничивания использовались диаграммы Зийдервельда [24] по программам, разработанным Р. Энкиным и любезно переданным автором в распоряжение палеомагнитной лаборатории Геологического института РАН. Изучение выделенных в результате этого анализа палеомагнитных направлений проводилось с использованием различных модификаций теста складки – выравнивания, корреляционного теста и теста группирования [3, 26, 27].

Почти все исследованные вулканогенно-осадочные и осадочные породы девона оказались

слабомагнитными (от 0.5 мА/м до 6.5 мА/м). Для них характерно лабораторное подмагничивание при температурах нагрева выше 580°C , наличие которого проверялось по результатам, полученным по парным образцам из каждого штуфа при различной их ориентировке в печи во время цикла нагрев – охлаждение. Вулканогенные породы (разрез Каинды) отличает высокая намагниченность (в среднем 850 мА/м).

В качестве окончательных данных при анализе принимались средние компоненты по штуфам из двух образцов для определенного температурного интервала. При несовпадении направлений выделенных компонент естественной остаточной намагниченности по парным образцам из одного штуфа данные при дальнейшем анализе не использовались.

По спектру блокирующих температур естественной остаточной намагниченности при возможности делалось предположительное заключение о минерале-носителе выделяемой компоненты намагниченности.

Результаты лабораторных исследований. *Участок Каинды.* Характеристическая намагниченность в образцах различных пород (базальты, туфы, туфоалевролиты, туфопесчаники и известняки) уверенно выделяется в интервале температур от 400 – 440 до 560°C (рис. 2). Судя по характеру кривых терморазмагничивания естественной остаточной намагниченности (рис. 3), носителем характеристической компоненты, скорее всего, является магнетит. Распределение проекций векторов характеристической намагниченности на сфере и их средние значения приведены на рис. 4 и в табл. 1.

Результаты теста группирования, корреляционного теста и отношения кучностей (азимут падения меняется в пределах 260° – 330° , угол падения колеблется от 5° до 40°) указывают на доскладчатый возраст выделенной компоненты намагниченности (табл. 2). Максимальное значение кучности достигается при 100% распрямлении пластов. Полностью совпадают направления выделенной компоненты естественной остаточной намагниченности для базальтов и осадочных пород. К выделенному в результате компонентного анализа направлению близко и направление, полученное по пересечению кругов размагничивания.

Низкотемпературные компоненты естественной остаточной намагниченности во всех случаях характеризуются большим разбросом направлений, и их анализ не проводился для всей коллекции.

Участок Алабука. Характеристическая намагниченность в образцах алевролитов и песчаников выделяется в интервале температур 350 – 540°C (см. рис. 2), носителем которой является магнетит. Все показатели теста складки свидетельствуют о доскладчатом возрасте данной компоненты намагниченности, максимальное значение кучности отмечается при 100% распрямлении

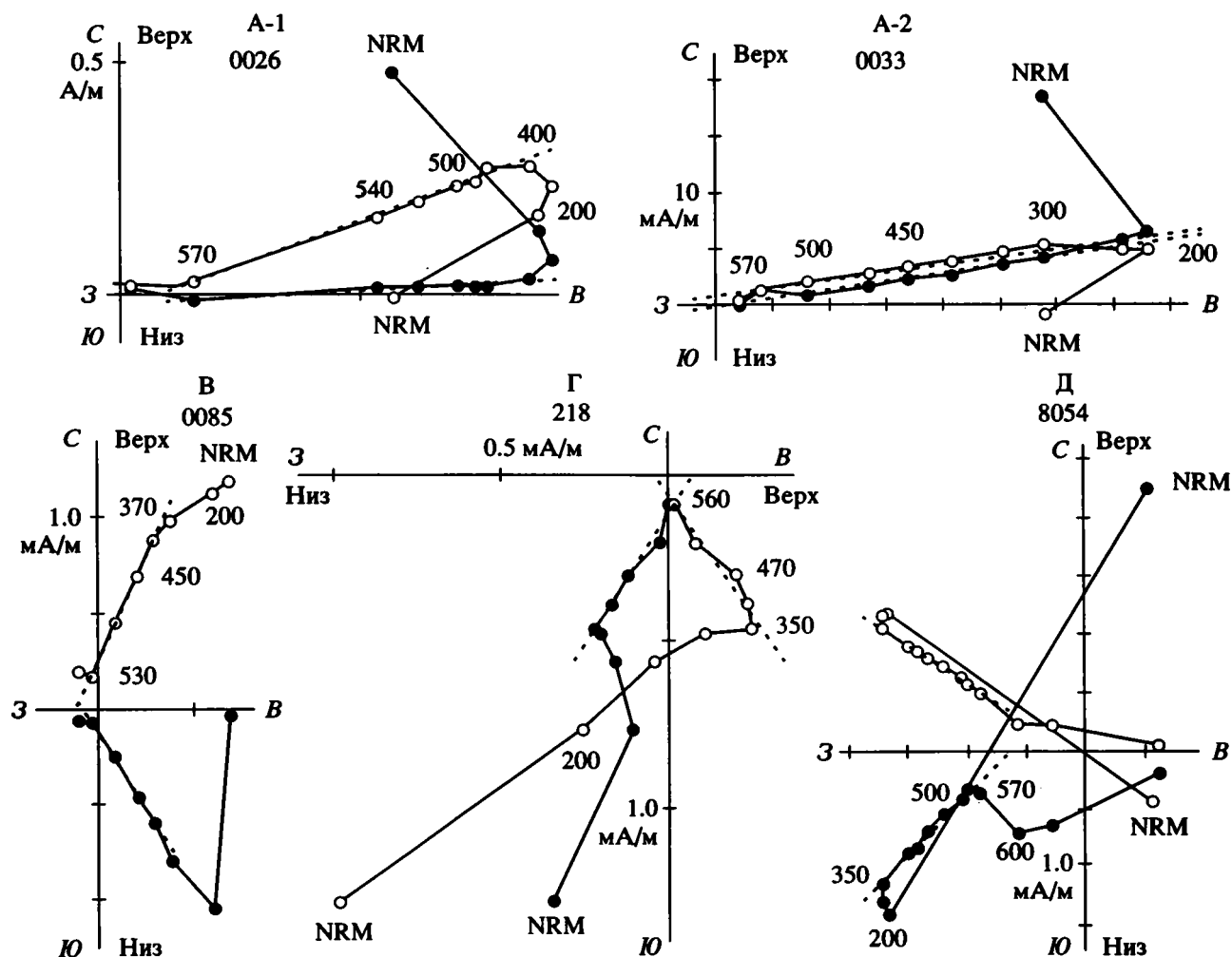


Рис. 2. Типичные диаграммы Зийдervельда (древняя система координат).

Темными точками обозначены проекции на горизонтальную плоскость, светлыми – на вертикальную, пунктиром – интерпретируемая компонента.

А-1 – базальты Каинды, А-2 – туффиты Каинды, В – алевролиты Алабука, Г – песчаники Аксу, Д – алевролиты Беш-аларча.

пластов (см. табл. 2). В разрезе имеются прямо и обратно намагниченные породы, при анализе данных по которым получены совпадающие результаты (см. табл. 1).

Участок Аксу. Начальная намагниченность пород в среднем составляет 2 мА/м и быстро падает на первых этапах прогрева до 200–300°C. Для большинства образцов высокотемпературная компонента выделяется в интервале 350–570°C (см. рис. 2). Носителем ее является магнетит, возможно, окисленный магнетит. Все показатели теста складки свидетельствуют о доскладчатом возрасте данной компоненты намагниченности, максимальное значение кучности отмечается при 100% распрямлении пластов (см. табл. 2). Средние направления намагниченности, установленные в ре-

зультате компонентного анализа и по кругам размагничивания, полностью совпадают.

Участок Беш-аларча. В большинстве образцов характеристическая намагниченность выделяется в интервале температур 350–560°C (см. рис. 2) и в основном связана с магнетитом. Результаты теста складки и максимальное значение кучности при 100% распрямлении пластов (табл. 2) позволяют уверенно говорить о доскладчатом возрасте выделенной характеристической намагниченности, с которым полностью совпадает направление пересечения кругов размагничивания.

Участки Карасу и Суек. В породах, изученных на участках Карасу и Суек, не удалось разделить первичную и наложенную намагниченность, и эти данные при интерпретации не учитывались.

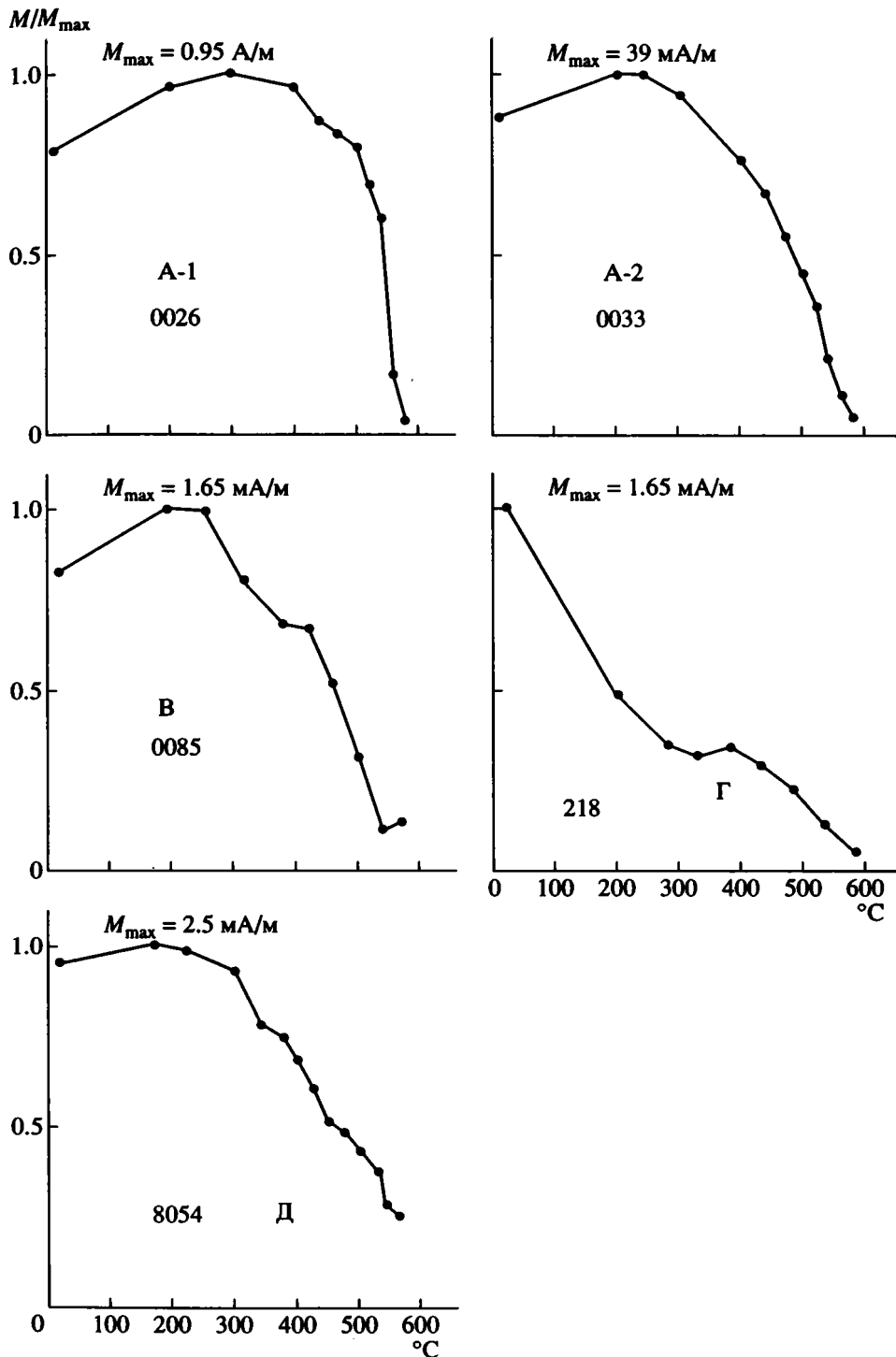


Рис. 3. Нормированные кривые терморазмагничивания естественной остаточной намагниченности. Индексы объяснены на рис. 2.

Обсуждение полученных данных. В результате проведенных исследований удалось установить характеристики складчатой естественной остаточной намагниченности девонских пород Таримско-Алайского и Киргизского блоков (см. табл. 1),

располагавшихся в среднем палеозое по разные стороны Туркестанского океана. Формирование складок в рассматриваемом регионе происходило в позднем карбоне и перми при наиболее интенсивной складчатости в позднем карбоне [10].

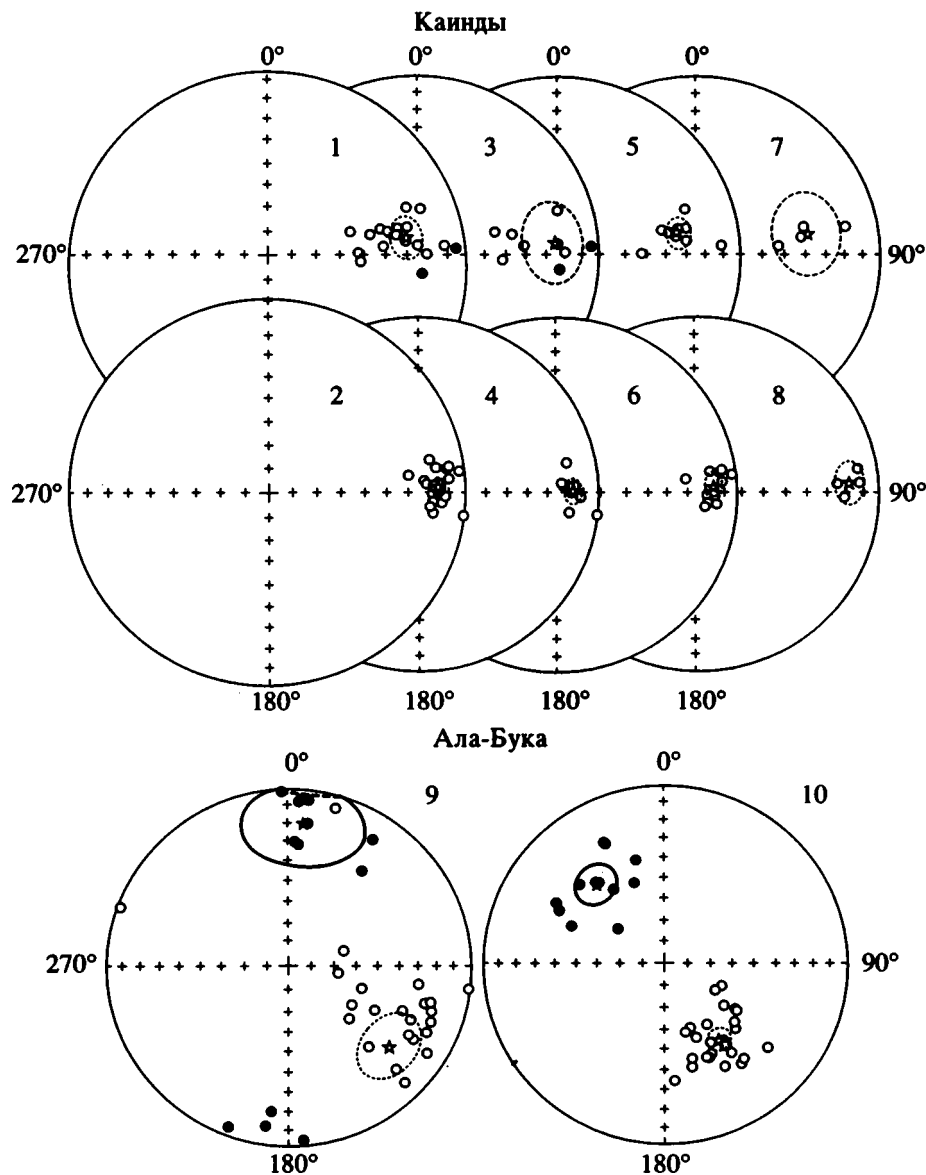


Рис. 4. Стереограммы проекций векторов интерпретируемых палеомагнитных компонент в современной (нечетные стереограммы) и древней (четные стереограммы) системах координат.

Темными точками обозначены проекции на нижнюю полусферу, светлыми – на верхнюю. На стереограммы нанесены средние значения (☆) и их овалы доверия.

Следовательно, выделенная высокотемпературная компонента намагниченности имеет допозднекаменноугольный возраст. Сравнение палеомагнитных данных, полученных по пермским [1] и девонским (см. табл. 1) породам, свидетельствует о вероятном отсутствии пермского перемагничивания последних. Наклонение геомагнитного поля, измеренное в долине р. Каинды в породах ранней перми, равно -41° , поздней перми -58° , в девонских породах оно: -15° . В Киргизском блоке в изученном нами районе среднее раннепермское наклонение равно -48° , позднепермское -57° , в

породах девона оно: -39° . Сравнение данных по полному направлению пермского магнитного поля невозможно в связи с вращением отдельных участков изученной территории в более молодое время.

Сходимость направлений векторов выделенных компонент намагниченности для разных типов пород (в том числе изверженных и осадочных) и согласие прямо и обратно направленных палеомагнитных векторов на участке Алабука являются доводами в пользу первичного происхождения изученной намагниченности в среднем и

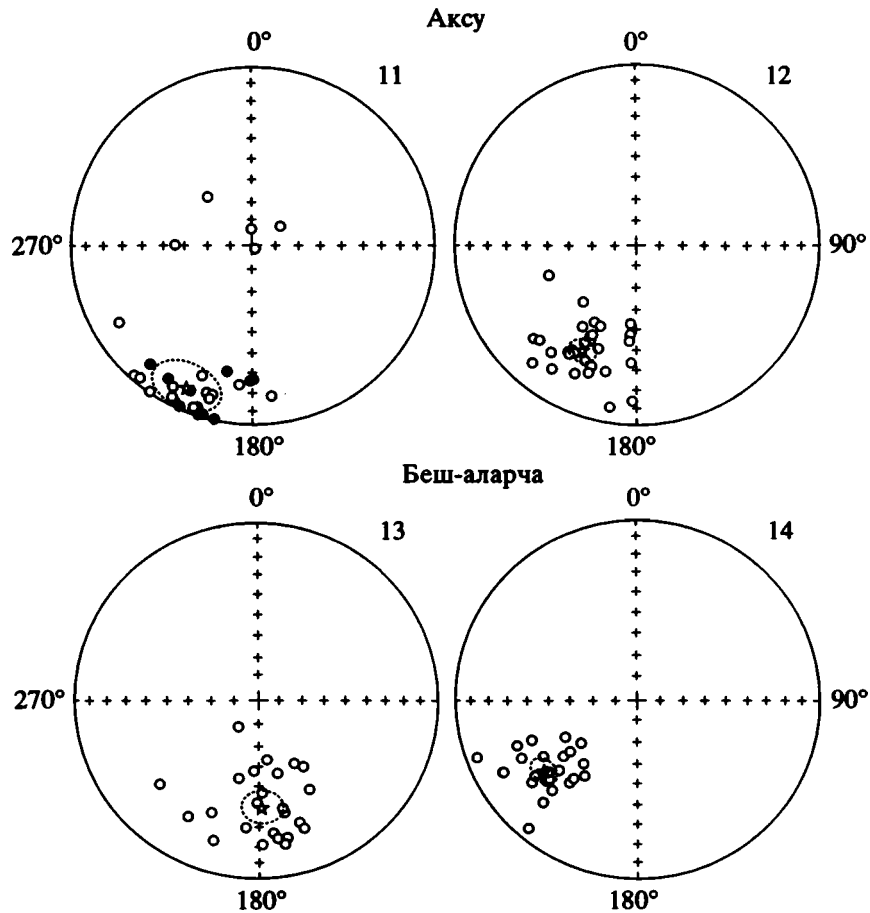


Рис. 4. Окончание.

позднем девоне. Для Таримско-Алайского блока нами получено наклонение $15 \pm 1.5^\circ$ (Каинды), для Киргизского блока среднее наклонение равно $39 \pm 1.5^\circ$ (статистика на уровне штупфов, по [28]).

Литературные данные. Туркестанский океан. Исследование океанических базальтов раннего-среднего девона из офиолитовой сутуры Туркестанского палеоокеана позволило выделить

Таблица 1. Результаты палеомагнитного изучения пород среднего-верхнего девона

Участки	№/n	Современная система координат				Древняя система координат			
		D°	I°	K	α_{95°	D°	I°	K	α_{95°
Таримско-Алайский блок									
Каинды: базальты	12/10	85	-26	10.6	13.9	89	-16	102.2	4.4
Каинды: туффиты, туфы	13/11	80	-34	53.8	5.8	87	-15	88.2	4.5
Каинды: общее	25/21	82	-30	17.7	7.3	88	-15	97.0	3.1
Киргизский блок									
Алабука: R	25	120	-37	4.4	13.4	145	-44	42.9	4.3
Алабука: N	12	177	-19	4.7	21.6	316	+41	19.3	10.6
Алабука: общее	58/37	140	-37	3.2	86.3	14	-42	27.7	4.4
Аксу	48/31	202	-16	4.8	11.5	204	-37	17.6	6.0
Беш-аларча	29/22	183	-42	12.1	8.6	238	-36	21.0	6.5

Примечание. № – количество изученных образцов; n – количество образцов, данные по которым взяты при получении окончательного результата; D, I – палеомагнитное склонение и наклонение прямой (N) и обратной (R) полярности; K – кучность; α_{95° – радиус круга доверия.

Таблица 2. Палеомагнитные тесты

Участок	n	Тест группирования			Корреляционный тест			Отношение кучностей		*, %
		F _{сов.}	F _{др.}	F _{крит.}	R _{сов.}	R _{др.}	R _{крит.}	K _{др./K_{сов.}}	Критич.	
Каинды	21	22.75	0.29	2.38	0.980	0.451	0.594	5.48	1.69	100
Алабука: R	25	4.89	1.87	2.58	0.770	0.439	0.539	9.67	1.62	100
Алабука: N	12	12.79	0.15	3.49	0.932	0.593	0.761	4.08	2.05	100
Алабука: общее	37	9.96	1.29	2.50	0.761	0.291	0.453	8.75	1.48	100
Аксу	31	58.91	1.58	3.16	0.692	0.331	0.476	3.64	1.53	100
Беш-аларча	22	4.69	2.24	3.23	0.614	0.406	0.579	1.74	1.67	100

Примечание. * – выравнивание при K_{\max} . F – коэффициент корреляции между средним направлением намагниченности в группе слоев с близкими элементами залегания и средним залеганием слоев в группе. R – коэффициент корреляции между средним направлением намагниченности и залеганием пород. Другие обозначения см. в табл. 1.

высокотемпературную доскладчатую компоненту намагниченности, вероятно, имеющую девонский возраст: $I = 37^\circ$, $D = 317^\circ$, $K = 126$, $\alpha_{95} = 5^\circ$ [13]. В результате изучения раннедевонских океанических базальтов из других обнажений офиолитов были определены раннедевонские палеомагнитные направления: $I = 28^\circ$, $D = 302^\circ$, $K = 41$, $\alpha_{95} = 10^\circ$ и $I = 21^\circ$, $D = 318^\circ$, $K = 18$, $\alpha_{95} = 11^\circ$ [17]. Эти данные получены для пород, формировавшихся на дне океана и занимавших промежуточное положение по отношению к изученным нами континентальным блокам. Они находятся в согласии с нашими определениями палеомагнитных наклонов в девонских породах из этих континентальных блоков.

Таримско-Алайский блок. Изучение девонских песчаников было проведено на северной периферии Таримского массива на пути участках в зоне келпинских (кепингских) дислокаций [22, 23, 25]. Девонскую компоненту намагниченности удалось выделить на двух участках. На участке Субаси (см. рис. 1, E) в породах среднего-верхнего девона получено направление: $I = 25^\circ$, $D = 79^\circ$, $K = 18$, $\alpha_{95} = 5^\circ$ [25], на участке Дахонгтоу (см. рис. 1, Ж) в породах верхнего девона определено направление: $I = 27^\circ$, $D = 89^\circ$, $K = 21$, $\alpha_{95} = 8^\circ$ [23]. С учетом погрешностей определения эти результаты находятся в согласии с нашим определением палеомагнитного наклона для Таримско-Алайского блока.

В Западном Туркестане в пределах Южного Тянь-Шаня в одиннадцати пунктах был изучен палеомагнетизм пород нижнего-среднего девона [17]. Полученные наклоны значительно отличаются одни от других, крайние средние значения – на 36° . Синхронная намагниченность в пределах этого относительно небольшого континентального блока не могла иметь столь большие отличия в наклоне. Возможность синскладчатого возраста намагниченности изучена не была. Разброс данных в работе [17] может быть результатом совмещения в разных пропорциях девонской дос-

кладчатой и пермской синскладчатой или послескладчатой компонент намагниченности.

Киргизский блок. На территории Чаткальского района в двух пунктах (в Сандалашском и Чаткальском хребтах) были изучены небольшие коллекции пород тюлькубашской свиты живеткофранского возраста, отобранные из моноклинальных разрезов [17]. С учетом погрешности определений, палеомагнитное наклонение в Чаткальском хребте ($I = 43^\circ$, $D = 310^\circ$, $n = 13$, $K = 17$, $\alpha_{95} = 9^\circ$) близко к полученному нами. В Сандалашском хребте получен результат с аномально пологим наклонением ($I = 28^\circ$, $D = 300^\circ$, $n = 8$, $K = 52$, $\alpha_{95} = 7^\circ$).

В восьми пунктах на территории Северного Тянь-Шаня и Чаткальского района были изучены породы нижнего девона [17]. Средний палеомагнитный вектор, подсчитанный нами по приведенным в работе [17] данным, имеет направление: $I = 36^\circ$, $D = 143^\circ$, $N = 8$, $K = 19$, $\alpha_{95} = 13^\circ$. С учетом погрешности, оно находится в согласии с нашими определениями палеомагнитного наклона по породам среднего-верхнего девона (см. табл. 1). Это свидетельствует о малой подвижности Киргизского блока в среднедевонское время.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ

Туркестанский океан разделял Таримско-Алайский континент и Киргизский блок. Последний представлял собой энсиалическую островную дугу, на которой вулканическая активность прекратилась в среднем девоне. От среднего девона до серпуховского века в Туркестанском океане не было ни спрединга, ни субдукции океанической коры. Ширина океанического бассейна оставалась в течение этой эпохи постоянной или менялась мало. Используя результаты палеомагнитных исследований, определим ориентировку в пространстве берегов Туркестанского океана –

краев Таримско-Алайского и Киргизского континентальных блоков в позднедевонское время.

Определение ориентировки в пространстве основано на тектонической интерпретации палеомагнитных склонений. Для среднего палеозоя Тянь-Шаня это – непростая задача. В результате многостадийных позднепалеозойских деформаций палеомагнитные векторы были повернуты вокруг вертикальных осей вместе с тектоническими структурами и относительно этих структур [1]. Представленные в табл. 1 девонские палеомагнитные склонения не совпадают с направлением на палеомагнитный полюс Таримско-Алайского и Киргизского блоков. Это направление предстоит реконструировать, внося поправки за счет последовонских вращений палеомагнитных векторов, обусловленных локальными причинами.

В позднепалеозойской истории деформаций Тянь-Шаня можно выделить несколько стадий [10].

Стадия D₁: средний–поздний карбон. Поле напряжений обусловлено прямой коллизией Таримско-Алайского континента с Киргизской энсиалической островной дугой. На этой стадии формируется система шарьяжей. Исследование вергентности складок, возникших в пластине Тегермачского шарьяжа в Алайском хребте, показало, что эта пластина была деформирована в плане во время движения [10]. Деформации такого типа должны привести к искажению картины палеомагнитных склонений. Мы избежали этих искажений, исследуя породы в автохтонном залежании.

Стадия D₂: поздний карбон и начало перми. Поле напряжений остается прежним, но стиль деформации иной. Вследствие поперечного сжатия региона формируется система вертикальных складок F₂. Эти складки мы распрямили в процессе обработки палеомагнитных данных, приведя слои в горизонтальное залегание. В табл. 1 в колонке “древняя система координат” распределены палеомагнитные направления после распрямления складок.

Стадия D₃: ранняя–поздняя пермь. Левосдвиговая система напряжений характеризует эту стадию деформации. Возможная причина такого поля напряжений – продольное левосдвиговое смещение Каракумского и Таримского массивов относительно Тянь-Шаня [1]. Внутри этой стадии выделяются два этапа деформаций, происходивших в одном поле напряжений.

Ранний этап (D_{3a}) установлен структурно-геологическим методом [10] и подтвержден результатами палеомагнитного изучения пород верхнего карбона и ассельского яруса перми [11, 15, 16]. Следует заметить, что результаты этих палеомагнитных исследований имеют невысокую надежность и их желательно повторить с применением современной методики. На этапе D_{3a} возникла

Ферганская левая горизонтальная флексура. Ее обрисовывают осевые линии складок F₂, изогнутые в двойную дугу (см. рис. 1). Интервал формирования горизонтальной флексуры – ранняя пермь до начала артинского века [1]. Участки, расположенные на смыкающем крыле горизонтальной флексуры, были повернуты против часовой стрелки. В Чаткальском хребте угол поворота составил 30°–40°, в Северо-Восточной Фергане (в Баубашатинских горах) он мог превысить 90°.

Деформации позднего этапа (D_{3b}) обнаружены в результате изучения палеомагнетизма пермских пород [1]. На этом этапе большую часть Тянь-Шаня занимала левосдвиговая зона (см. рис. 1), в пределах которой палеомагнитные векторы артинского, кунгурского и позднепермского возраста были повернуты против часовой стрелки относительно одновозрастных палеомагнитных направлений, полученных на Таримском массиве, за пределами сдвиговой зоны. Это вращение не отражено в мегаструктуре региона. Вероятно, в сдвиговой зоне происходило продольное тектоническое течение и в результате палеомагнитные векторы были повернуты относительно тектонических мегаструктур и фациальных зон. В Северной Фергане, где расположены участки Каинды, Карасу и Алабука, угол поворота составлял 70°–100° [1].

Стадия D₄: поздняя пермь – ранний мезозой. Деформации происходили в условиях поперечного сжатия или транспрессии. Главными структурами этой стадии деформации были диагональные правые сдвиги. Около сдвигов возникли горизонтальные складки, присдвиговое крыло которых повернуто по часовой стрелке.

Следует добавить, что пермские палеомагнитные склонения, измеренные на Таримском массиве и в Тянь-Шане вне сдвиговой зоны в свою очередь повернуты на 20° против часовой стрелки относительно направления на пермский европейский полюс [1]. Время и характер этого “фонового” послепермского вращения не известны. Если регион вращался целиком, то этот поворот автоматически учтен в реконструкции, основанной на палеомагнитных данных.

В новейшую эпоху Западный Тянь-Шань был повернут на угол около 10° против часовой стрелки относительно Центрального Тянь-Шаня [2]. Этот поворот незначителен по своему влиянию на девонскую палеореконструкцию.

В свете изложенного рассмотрим ситуацию на изученных нами участках.

Таримско-Алайский блок. Участок Каинды (см. рис. 1, А) расположен в пределах смыкающего крыла Ферганской горизонтальной флексуры вблизи ее северного колена. Во время формирования горизонтальной флексуры этот участок был повернут на 90°–110° против часовой стрелки

Таблица 3. Реконструкция позднедевонских палеомагнитных склонений

Участки	Dec (+)°	P ₁		P ₂		P ₂ -T		Σ°	Dec (D)°
		(±)	угол, °	(±)	угол, °	(±)	угол, °		
Киргизский блок									
А-Каинды	268	(+)	90-110	(+)	70-100		-	(+) 185	В
Таримско-Алайский блок									
В-Алабука	324	(+)	30	(+)	60-80		-	(+) 100	BCB
Г-Аксу	24	(+)	30	(+)	30-60	(-)	30	(+) 45	BCB
Д-Беш-аларча	58	(+)	-	(+)	0-30		-	(+) 15	BCB

Примечание. Dec (+) – измеренное палеомагнитное склонение в породах среднего-позднего девона (отрицательные палеомагнитные векторы обращены). Вращение девонских палеомагнитных склонений: P₁ – в ассельско-сакмарское время (деформации этапа D_{3a}), P₂ – в поздней перми (деформации этапа D_{3b}), P₂-T – на стадии деформации D₄. Направления вращения: (+) – против часовой стрелки, (-) – по часовой стрелке. Σ° – суммарная средняя величина вращения девонских палеомагнитных векторов в позднем палеозое-раннем мезозое. Dec (D)° – реконструированные направления позднедевонского палеомагнитного склонения: В – восточное, BCB – восток-северо-восточное.

(этап D_{3a}). Вращение на этапе D_{3b} добавило еще 70°–100° против часовой стрелки. Суммарная поправка приближается или превышает 180°, реконструированное направление на позднедевонский полюс (табл. 3) получается восток-северо-восточным или широтным (в современных координатах). Оно соответствует палеомагнитному направлению, определенному в средне-позднедевонских породах северной периферии Таримского массива (участки Е и Ж на рис. 1), где деформаций стадии D₃ не было.

Длинная ось Таримско-Алайского континента имеет ныне простирание, близкое к широтному. Угол между направлением этой оси и направлением на палеомагнитный полюс определяет ориентировку Таримско-Алайского континента от-

носительно девонского меридиана. Наши данные на участке Каинды и данные, полученные на Таримском массиве [23, 25], свидетельствуют о том, что ориентировка Таримско-Алайского континента было субмеридиональной (рис. 5).

Киргизский блок. Участок Алабука (см. рис. 1, В) был повернут на этапе D_{3a} на угол около 30° против часовой стрелки, и на этапе D_{3b} палеомагнитные векторы были повернуты еще на 60°–80° против часовой стрелки (см. табл. 3). Реконструированное направление на позднедевонский полюс после внесения этих поправок получается восток-северо-восточным (в современных координатах).

Участок Аксу (см. рис. 1, Г) находится на присдвиговом крыле горизонтальной складки вблизи ее шарнира. На этапе D_{3a} этот участок был повернут против часовой стрелки при формировании Ферганской горизонтальной флексуры, а на стадии D₄ он вращался по часовой стрелке при формировании присдвиговой горизонтальной складки. Эти повороты взаимно компенсировались, и простирание слоев было возвращено к исходному широтному направлению. Таким образом, на этом участке необходимо учесть лишь поправку за счет вращения палеомагнитных склонений на этапе D_{3b}. Величина поправки здесь не определена, но может быть оценена из следующих соображений. Обсуждаемый участок находится ближе к северному краю сдвиговой зоны, и угол вращения должен быть здесь меньше, чем на участках Алабука и Каинды. После внесения поправки получается, что направление на позднедевонский полюс восток-северо-восточное (в современных координатах).

Участок Беш-аларча (см. рис. 1, Д) находится вдали от области развития сигмоид и горизонтальных складок. В данные, полученные на этом участке, необходимо внести лишь поправку за счет вращения палеомагнитных векторов против часовой стрелки на этапе деформации D_{3b}. Для района оз. Сонкуль, расположенного южнее, эта поправка находится в интервале 25°–65° [1]. Для

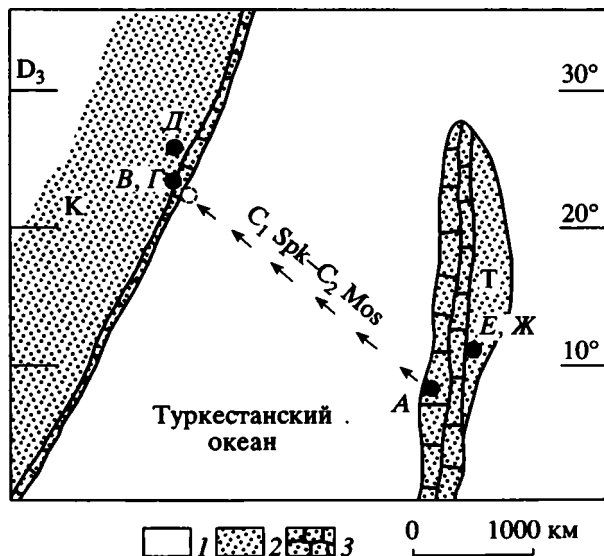


Рис. 5. Палеотектоническая реконструкция для позднего девона.

1 – океаническая кора; 2 – блоки континентальной коры (К – Киргизский, Т – Таримско-Алайский); 3 – шельфовые зоны. А–Ж – изученные участки.

рассматриваемого участка прямых данных нет. Он расположен в северной периферической части пермской сдвиговой зоны, где угол поворота должен быть меньшим.

В целом, реконструированное среднее направление на позднедевонский полюс получается для Кыргызского блока восток-северо-восточным (в современных координатах). Простираение ранне-среднедевонских островодужных фаций в Кыргызском блоке ныне близко к широтному. Таким образом, по палеомагнитным данным, простираение Кыргызской островной дуги в позднедевонских географических координатах было северо-северо-восточным (см. рис. 5). По этим данным, край Кыргызской островной дуги простирался под углом по отношению к краю Таримско-Алайского континента, что могло отразиться на характере деформаций, вызванных столкновением этих блоков. И, действительно, поперечное сокращение Центрального и Восточного Тянь-Шаня в результате позднепалеозойских деформаций значительно больше, чем Западного Тянь-Шаня.

В заключение этого раздела необходимо отметить обстоятельство, имеющее отношение к предложенной реконструкции (см. рис. 5). Величина поправки за счет поворотов в пермское и послепермское время зависит от точности определения пермского палеомагнитного полюса для Тянь-Шаня. В таком определении имеется неопределенность, связанная с тем, что расчетные направления на Таримский и Европейский пермские палеомагнитные полюса отличаются для Тянь-Шаня примерно на 20° . Возможные причины этого рассмотрены в работе [1]. К сожалению, отсутствует критерий для выбора. В этой статье использованы поправки, определенные относительно Таримского полюса. При другом варианте рис. 5 необходимо развернуть на 20° против часовой стрелки, не изменяя взаимного расположения синклических блоков.

Палеошироты, на которых находились изученные блоки, определены по данным о палеомагнитных наклонениях. Ситуация здесь проще рассмотренной выше, так как при формировании горизонтальных складок и флексур величина палеомагнитного наклонения не меняется или изменяется незначительно. По нашим палеомагнитным данным, Чаткальский район Кыргызского блока находился в позднем девоне на широте $23 \pm 1.4^\circ$, Баубашатинский район Алайско-Таримского континента – на широте $8 \pm 0.8^\circ$. Расстояние между ними вдоль позднедевонского меридиана составляло 15° . Это расстояние не определяет ширину океана, так как изученные блоки и фаціальная зональность в них имели в позднем девоне простираение, близкое к меридиональному (см. рис. 5). Размеры океана можно приблизительно оценить, исходя из количества океанической коры, которое могло быть поглощено в зоне субдукции при закрытии океана.

Субдукция туркестанской океанической коры у края Кыргызского блока возобновилась в серпуховском веке. Об этом свидетельствует известково-щелочной вулканизм на его окраине. При отсутствии океанического спрединга субдукция привела к относительно быстрому (в течение 25 млн. лет) сокращению и закрытию Туркестанского океана. Большая его часть (за исключением остаточных бассейнов Восточной Ферганы и Джаман-Давана) была закрыта к позднемосковскому времени. Если исходить из средней скорости субдукции в новейшее время (10 см/год), то пластина океанической коры, поглощенная в зоне субдукции при закрытии Туркестанского океана, имела ширину около 2500 км.

Девонские палеотектонические реконструкции, предложенные в работах [12, 19–21, 29], находятся в согласии с изложенными результатами палеомагнитных исследований, реконструкция в работе [14] может быть согласована с ними при небольшой модернизации, реконструкция в работе [17] не соответствует этим результатам.

Работа выполнена при финансовой поддержке Международного научного фонда (грант М45000/М45300) и Российского фонда фундаментальных исследований (грант 97-05-65084). Авторы благодарны М.В. Алексутину, М.Л. Баженову и С.В. Шипунову за методическую помощь в палеомагнитных исследованиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баженов М.Л., Буртман В.С. Позднепалеозойские деформации Тянь-Шаня // Геотектоника. 1996. № 3. С. 56–65.
2. Баженов М.Л., Буртман В.С., Кобболд П.Р., Перру Э., Садыбакасов И., Тома Ж.-Ш., Шован А. Палеомагнетизм третичных отложений и альпийская кинематика Тянь-Шаня // Геотектоника. 1993. № 6. С. 50–62.
3. Баженов М.Л., Шипунов С.В. Метод складки в палеомагнетизме // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 7. С. 89–101.
4. Бакиров А.Б., Бискэ Ю.С., Буртман В.С., Клишевич В.Л. Древнейшие породы Туркестанского океана // Тектоника варисцид Тянь-Шаня: Путеводитель экскурсии 27-го Междунар. Геол. Конгресса. Фрунзе: Кыргызстан, 1984. С. 55–58.
5. Бакиров А.Б., Буртман В.С. Тектоническая история Туркестанского палеоокеана // Тектоника варисцид Тянь-Шаня: Путеводитель экскурсии 27-го Междунар. Геол. Конгресса. Фрунзе: Кыргызстан, 1984. С. 55–58.
6. Бельговский Г.Л., Бискэ Ю.С., Жуков Ю.В., Клишевич В.Л., Осмонбетов К.О., Христов Е.В., Эктова Л.А., Яговкин А.В. Девонская–каменноугольная системы // Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Фрунзе: Илим, 1984. Т. 1. С. 237–247.
7. Бискэ Ю.С., Пориняков Г.С., Талашманов Ю.А. Герциниды Ферганского хребта и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. 128 с.

8. Буртман В.С. Тарсуйская свита Киргизского хребта // Материалы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе: Изд-во АН Киргизской ССР, 1962. Вып. 3. С. 71–74.
9. Буртман В.С. Таласо-Ферганский сдвиг. М.: Наука, 1964. 144 с. (Тр. ГИН; Вып. 104).
10. Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 164 с. (Тр. ГИН; Вып. 189).
11. Буртман В.С., Гурарий Г.З. О природе складчатых дуг Памира и Тянь-Шаня // Геотектоника. 1973. № 2. С. 190–195.
12. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7/8. С. 59–75.
13. Диденко А.Н., Печерский Д.М. Палеомагнетизм среднепалеозойских пород офиолитовых комплексов Алайского хребта // Геотектоника. 1988. № 4. С. 56–68.
14. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.
15. Клишевич В.Л., Клишевич И.А., Ржевский Ю.С., Храмов А.Н. К вопросу о Ферганской сигмоиде // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286. № 2. С. 402–405.
16. Клишевич В.Л., Ржевский Ю.С., Храмов А.Н., Талашманов Ю.А., Крылова Т.Н. Позневарисские горизонтальные деформации Ферганского сектора // Вестн. ЛГУ. 1989. Сер. 7. № 1. С. 3–10.
17. Клишевич В.Л., Храмов А.Н. Реконструкция Туркестанского палеоокеана (Южный Тянь-Шань) для раннего девона // Геотектоника. 1993. № 4. С. 66–75.
18. Куренков С.А., Аристов В.А. О времени формирования коры Туркестанского океана // Геотектоника. 1995. № 6. С. 22–31.
19. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Централь-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
20. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 297 с.
21. Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция Алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7/8. С. 41–58.
22. Bai Y., Chen G., Sun Q., Li Y., Dong Y., Sun D. Paleozoic polar wander path for the Tarim Block and tectonic significance // Tectonophysics. Vol. 139. 1987. B. 145–153.
23. Fang D., Chen H., Jin G., Guo Y., Wang Z., Tan X., Yin S. Late Paleozoic and Mesozoic paleomagnetism and tectonic evolution of the Tarim terrane // Terrane analysis of China and the Pacific rim. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Sciences Series. Vol. 13. Houston (USA), 1990. B. 251–255.
24. Kirschvink J.L. The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1980. Vol. 62. P. 699–718.
25. Li Yi., McWilliams M., Sharps R., Cox A., Li Yo., Li Q., Gao Z., Zhang Z., Zhai Y. A Devonian paleomagnetic pole from red beds of the Tarim Block, China // Journ. Geophysical Res. 1990. Vol. 95. № B12. P. 19185–19198.
26. McElhinny M.W. Statistical significance of the fold test in paleomagnetism // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1964. Vol. 8. P. 338–340.
27. McFadden P.L., Jones D.L. The fold test in paleomagnetism // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1981. Vol. 67. P. 53–58.
28. McFadden P.L., Reid A.B. Analysis of paleomagnetic inclination data // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1982. Vol. 69. P. 307–319.
29. Sengor A.M.C., Natalin B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid Tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. Vol. 364. № 6435. P. 299–307.

Turkestan Ocean in the Middle Paleozoic: Reconstruction Using Paleomagnetic Data for the Tien Shan

V. S. Burtman, G. Z. Gurarii, A. V. Belen'kii, A. V. Ignat'ev, and M. Audibert

Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia

In the Early Paleozoic, the Turkestan oceanic basin separated the Tarim–Alay continent and a system of ensialic island arcs. The latter in the Late Ordovician–Middle Paleozoic was transformed into the composite Kyrgyz (Kazakhstan–Kyrgyz) continental block. Sea-floor spreading in the Turkestan Ocean lasted from the beginning of the Paleozoic until the Middle Devonian. Calcalkaline volcanics appeared as a result of subduction of the oceanic crust at the Kyrgyz rim of the ocean in the Ordovician, Silurian, and Early–Middle Devonian. The spreading continued in the Givetian, whereas the subduction already ceased, and by the Late Devonian the oceanic basin apparently reached its maximum width. For 50 m.y.—from the Middle Devonian until the Viséan—no subduction of the oceanic crust took place. It resumed at the Kyrgyz rim of the ocean in the Serpukhovian. As there was no sea-floor spreading, the subduction resulted in a relatively rapid (in 25 m.y.) shrinking and closure of the Turkestan Ocean. We studied paleomagnetism of the Givetian and Late Devonian rocks within the Kyrgyz and Tarim–Alay Middle Paleozoic continents. From the data obtained it was surmised that the long axis of the Kyrgyz continental block in the Late Devonian trended north-northeastward, and that of the Tarim–Alay continent had a N–S orientation (in the Devonian coordinates). The Chatkal region of the Kyrgyz block in the Late Devonian was located at the latitude of 23°, and the Baubashaty region of the Tarim–Alay continent—at the latitude of 8°.

УДК 551.242.3(477.9)

ИСТОРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТЕРРЕЙНА ГОРНОГО КРЫМА В СРЕДНЕЙ–ПОЗДНЕЙ ЮРЕ

© 1998 г. А. И. Вознесенский*, А. Л. Книппер*, А. С. Перфильев*, Е. А. Успенская**, А. В. Арешин*

*Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7

**Московская Геологоразведочная академия

Поступила в редакцию 29.11.96 г.

С целью увязки палеомагнитных и геологических данных в восточной части Горного Крыма были проведены полевые исследования, посвященные детальному изучению преимущественно верхнеюрских отложений и особенностям их тектоники. В результате были восстановлены палеогеографические обстановки для четырех временных срезов, которые позволяют говорить о том, что особенности осадконакопления и структуры этой части Горного Крыма могут быть объяснены результатом сближения и столкновения террейна Горного Крыма с выступом Скифской плиты. Это столкновение, начавшееся в позднем оксфорде, сопровождалось вращением террейна Горного Крыма в целом и структурной перестройкой внутри него.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение геологии Горного Крыма имеет двухсотлетнюю историю. Оно связано с именами крупнейших геологов России. Однако, несмотря на, казалось бы, очень детальную изученность, до сих пор не удается создать единую тектоническую модель, приемлемую для всех исследователей. К настоящему времени имеют своих приверженцев две взаимоисключающие группы взглядов, существование которых связано с соответствующими воззрениями фиксизма и мобилизма.

Фиксистское направление представлено в фундаментальных работах М.В. Муратова и его последователей. Это направление предполагает конседиментационное развитие крупных прогибов и поднятий, запечатленных в современной структуре синклиналиев и антиклиналиев, усложненных дополнительными складками и разломами. Геологическое обоснование таких представлений отражено в восьмом томе “Геологии СССР” [4], в ряде обобщающих монографий [14, 15] и показано на геологических картах масштаба 1 : 200000 [3]. Рассмотренная группа тектонических моделей, наряду с целым рядом достоинств, не объясняет некоторые важные особенности геологии Горного Крыма. В частности, в рамках фиксистской модели трудно объяснить необычайно резкую смену многих разновозрастных фациальных комплексов вкосте простирающихся главных прогибов и поднятий и существование отчетливых постепенных переходов вдоль простирающихся этих структур. Не объясняет такая гипотеза и палеомагнитные данные, появившиеся в начале девяностых годов [17, 18]. По этим данным, в поздней юре Горный Крым испытал сложный разворот, что не могло не отразиться на

пространственном положении фациальных границ.

Широко распространенные в последние десятилетия мобилистские представления о покровно-складчатой природе складчатых поясов привели к попыткам радикально пересмотреть структуру Горного Крыма [6, 11, 12, 19, 21, 25]. В ряде работ Ю.В. Казанцева и его соавторов предлагается чисто шарьяжная модель строения, с многочисленными крупноамплитудными тектоническими покровами [6, 21]. Несколько иная, аккреционная, модель становления структуры обосновывается в работе В.В. Юдина [25]. Одним из определяющих факторов для создания такой модели, по мнению автора, является широкое распространение терригенных меланжей.

Еще одна модель предложена в работах В.С. Милеева и его соавторов [11, 12]. В ней предполагается наличие сравнительно малоамплитудных тектонических покровов, связанных с различными причинами, в том числе и с формированием коллизионной сuture в северной части складчатого сооружения Горного Крыма.

Главный недостаток покровно-складчатых моделей – отсутствие за документированных, однозначно интерпретируемых тектонических покровов, в которых более древние отложения лежат на более молодых (напомним, что это наиболее типичный и доказательный вариант тектонических покровов). В предлагаемых указанными выше авторами примерах, как правило, более молодые отложения слагают тело покрова, а более древние – его постель. Эти модели не объясняют также отмеченные выше результаты анализа палеомагнитных данных. Авторы настоящей статьи трудно обвинить в “нелюбви” к тектоническим покровам.



Рис. 1. Географическое положение исследованного района и структурная схема.

Однако несмотря на все усилия, мы так и не смогли обнаружить ни одного обоснованного тектонического покрова в пределах изученной нами восточной части Горного Крыма.

Неоднозначность подхода в анализе структуры и истории развития Горного Крыма, а также последние данные палеомагнитных исследований и предопределяли задачи исследований коллектива авторов данной работы.

Первоочередным объектом исследований стала юго-восточная часть Горного Крыма, а основное внимание сосредоточено на особенностях строения верхнеюрского комплекса – его структуре, взаимоотношениям с ниже и выше лежащими отложениями и на особенностях его осадконакопления.

В основу работы положены опубликованные и фондовые материалы по этому району коллектива МГРИ (М.В. Муратова, Д.С. Кизевальтера, И.В. Архипова, В.В. Бобылева, М.В. Михайловой, Е.А. Успенской), а также Т.И. Добровольской (ИМР), С.В. Пивоварова, Л.С. Борисенко и других. За основу взята сводная геологическая карта верхнеюрского комплекса масштаба 1 : 50000, составленная Е.А. Успенской в 1967 г.

В настоящей работе будет описан восточный сегмент складчатой системы Горного Крыма (рис. 1). Как мы увидим ниже, анализ геологических и палеомагнитных данных позволяет говорить о том, что в конце средней юры и в поздней юре этот сегмент представлял собой часть террейна, располагавшегося значительно южнее его современного положения. Ограничением террейна Горного Крыма в современной структуре является Северо-Крымский разлом, отделяющий его от Скифской плиты. Восточное продолжение террейна Горного Крыма перекрыто кайнозойскими терригенными отложениями Керченского полуострова, а западная и южная части скрыты под водами Черного моря.

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ

В пределах восточной части Горного Крыма широким распространением пользуются правые сдвиги, расчленяющие это складчатое сооружение на систему узких, протяженных широтно ориентированных полос, каждая из которых имеет вертикальное ограничение. С севера на юг это Туакская, Эчкидагская и Судакская сдвиговые пластины (см. рис. 1). Для такого рода структур лучше всего подходит термин “ломоть”. Однако это русское слово, имеющее гастрономический оттенок, в геологическом контексте звучит неблагозвучно, а его английский перевод – “slice” является термином и употребляется лишь в описании тектонических покровов, где он обозначает наименее крупный элемент чешуйчатой структуры. Поэтому в дальнейшем в тексте статьи, применительно к вышеупомянутой структуре мы будем употреблять термин “сдвиговая пластина”, в который мы вкладываем как морфологический (пластина), так и генетический (сдвиговая) смысл. Иногда для сокращения будет употребляться термин “пластина”, особенно в тех случаях, когда в фразе существует термин “сдвиг”. Наиболее крупный из сдвигов, ограничивающий с юга Туакскую пластину, по направлению на восток (юго-западнее пос. Коктебель) переходит в систему субмеридиональных надвигов, которые были выделены Д.С. Кизевальтером и М.В. Муратовым еще в 1959 г. [7]. Сопряженная система сдвига, переходящего в надвиги, представляет собой типичную динамопару в понимании А.И. Суворова.

Эти сдвиги редко удается наблюдать непосредственно в обнажениях. Сдвиг, разделяющий Эчкидагскую и Туакскую пластины, обнажается в почти вертикальной стенке на горе Эчкидаг. На ней видны отчетливые почти горизонтальные борозды скольжения.

Другой сдвиг, отделяющий Судакскую пластину от Восточно-Крымского прогиба, выполненного титонским флишем, наблюдался в районе Янышарской бухты. Этот разлом, несомненно, функционировал как в дотитонское, так и в послетитонское время.

В крутых обнажениях наблюдаются многочисленные сложные складки. В одних случаях эти складки имеют почти вертикальные шарниры и свидетельствуют о правоковом сдвиговом перемещении. В других случаях видны сжатые, почти лежащие, складки с горизонтальными шарнирами. Можно предположить, что на раннем этапе подвижки носили сдвиговый характер, а позднее по ним же осуществлялись надвиговые перемещения. Комплексы, формирующие сдвиговые пластины, осложнены многочисленными более или менее протяженными субширотными складками [15].

Породы северного обрамления Туакской сдвиговой пластины слагают южное крыло Восточно-Крымского синклинория (в понимании И.В. Архипова, [1]). Они круто наклонены на север и по

сравнению с более южными структурами образуют "... совершенно другую по масштабу и строению структуру" ([15], с. 115).

Для выявления особенностей развития структуры, которые основаны на палеофациальном анализе, нами были выбраны четыре возрастных среза, каждый из которых отвечает крупным эпохам в истории развития восточной части Горного Крыма. Эти интервалы (снизу вверх): бат-средний келловей; поздний келловей—ранний оксфорд; поздний оксфорд—ранний кимеридж; титон (берриас?). Для каждого из этих интервалов на основании карт фактического материала построены палеогеографические карты, учитывающие перемещение одних сдвиговых пластин относительно других (в современных координатах). Мы старались делать эти реконструкции на конец каждого из выделенных временных интервалов, хотя в некоторых случаях нам приходилось учитывать и более древние отложения. Все такие случаи оговариваются в тексте.

При подсчете латерального смещения по сдвигам мы допустили, что рифовые массивы оксфордского времени первоначально располагались в пределах одной палеогеографической зоны, а их восточная граница, фиксирующая бровку склона, была относительно прямолинейна. Для определения амплитуды горизонтального перемещения рифовые постройки разных пластин были по сдвигам совмещены в единую меридиональную полосу примерно по долготе системы надвигов Туакской сдвиговой пластины. Соответственно оценивается перемещение остальных пластин относительно Туакской. Можно подсчитать, что Эчкидагская пластина относительно продвинута на восток на 2 км, а Судакская относительно Эчкидагской на 15–17 км. Это перемещение наиболее отчетливо устанавливается для временного интервала поздний келловей—ранний оксфорд. Установленная для этого времени величина перемещения по сдвигам принимается и для всех других временных срезов дотитонского этапа развития.

ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИИ

Батско-верхнеюрские образования представлены отложениями морского бассейна, внутри которого выделяются две главные палеогеографические зоны: прибрежная и пелагиальная. Пелагиаль в свою очередь делится на внешнюю подзону, в которую попадает некоторое количество терригенного материала, и удаленную, внутреннюю, пелагиаль, для которой характерны преимущественно пелитовые породы. Вопрос о палеогеографическом положении вулканоплутологических и осадочных комплексов средней-верхней юры (Карадаг и его обрамление) будет рассмотрен отдельно.

Бат-средний келловей (рис. 2)

Прибрежная зона. Характерно широкое распространение песчано-глинистых отложений. В нижней части разреза преобладают песчаники кварцево-олигомиктового состава. Песчаники первого типа мелко- и среднезернистые, с мелкой и крупной пологой однонаправленной косою или горизонтальной слоистостью. В основании косых серий часто присутствует гравий и мелкая галька кварца, олигомиктовых и кварцевых песчаников, кварцитов, сидерита и очень редко слюдяных сланцев. Слоистые песчаники иногда переслаиваются с неслоистыми песчаниками и алевролитами, сильно переработанными илоедами.

Другой тип песчаников представлен мелко- и среднезернистыми разностями с горизонтальной, косоволнистой и мелкой косою слоистостью. Эти песчаники обычно хорошо сортированы и часто переслаиваются с глинами, глинистыми известняками или алевролитами, содержащими разрозненные ооиды гидрогетита или железистого хлорита.

Рассмотренные отложения формировались в пределах открытого мелководного шельфа. Первый тип песчаников – при воздействии волнового процесса и приливно-отливных течений; второй тип песчаников – в более спокойных гидродинамических условиях.

Для верхней части разреза характерно переслаивание глин, алевролитов и песчаников. Глины алевролитистые, не слоистые, иногда с прерывистой горизонтальной слоистостью. Глины содержат маломощные (до 25 см) прослои алевролитов и песчаников с горизонтальной, волнистой и косоволнистой слоистостью. Песчаники часто сидеритизированы. Эти породы накапливались в мелководных условиях шельфа в спокойных гидродинамических условиях при эпизодическом воздействии приливно-отливных и донных течений. Такое различие нижней и верхней частей разреза, вероятнее всего, связано с эвстатическим повышением уровня мирового океана, которое установлено для раннего келловя.

Пелагиальная зона. Внешняя (переходная) часть пелагиали представлена глинами с прослоями алевролитов и песчаников. Глины обычно алевролитистые, не слоистые или с прерывистой горизонтально-волнистой слоистостью. Они содержат линзы и прослои мелкозернистого олигомиктово-кварцевого песчаника массивного или с горизонтально-волнистой реже неясной мелкой косою слоистостью. Характерны мелкий растительный детрит, ходы илоедов и знаки струйных течений на подошве слоя. На ранне-среднекелловейском уровне в Судакской сдвиговой пластине среди глин встречаются линзы песчаников, vyplняющих эрозионные врезы шириной до 60 м и мощностью до 8 м. Песчаники мелкозернистые с

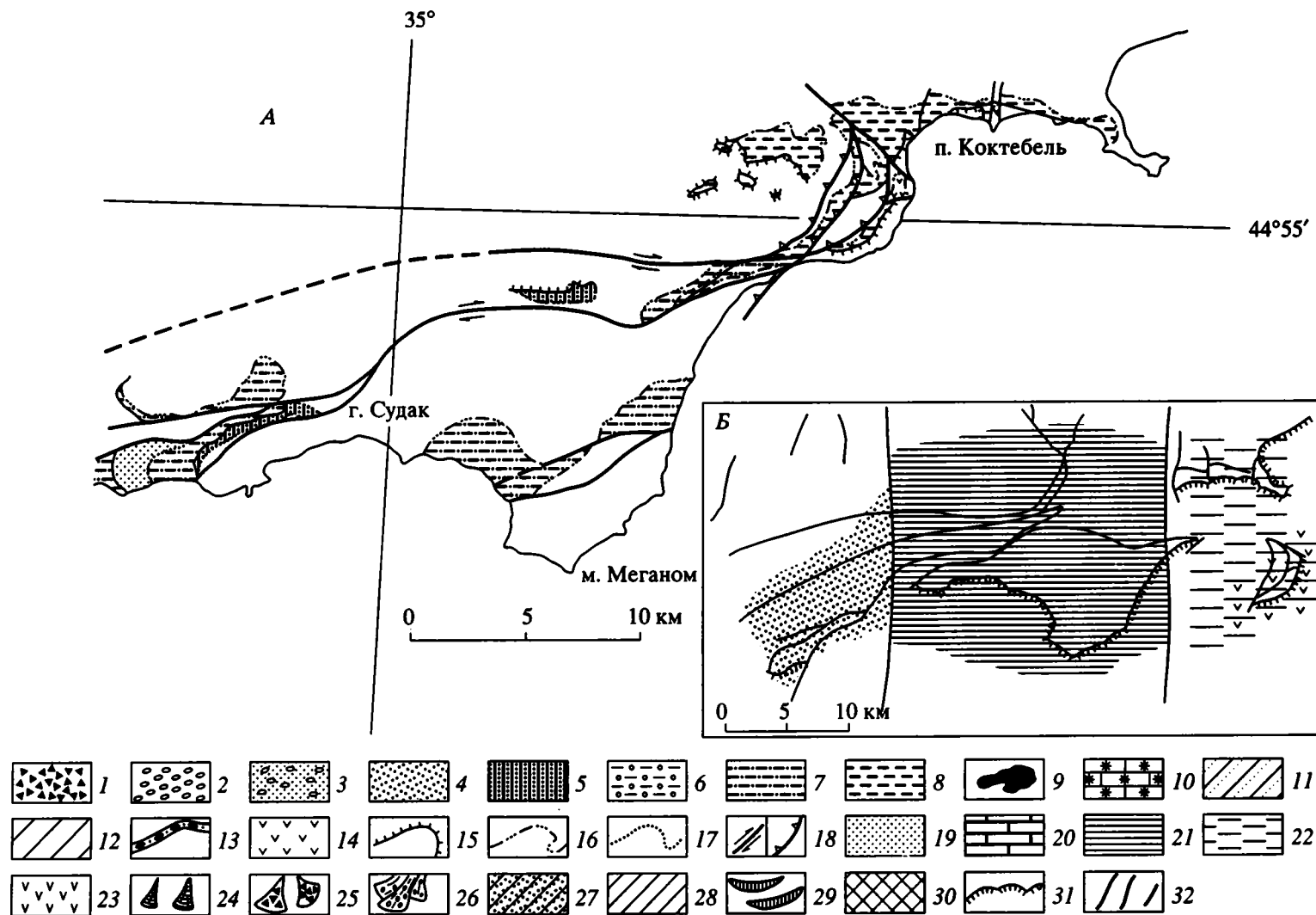


Рис. 2. Бат – ранний келловей: А – карта фактического материала, Б – палеогеографические реконструкции в современных координатах.

А: 1 – известняковые брекчин; 2 – конгломераты; 3 – конгломераты и песчаники; 4 – песчаники; 5 – песчаники с шамозитом; 6, 7 – переслаивание: 6 – глин, алевролитов и песчаников, 7 – глин и алевролитов; 8 – преимущественно глины; 9 – рифовые постройки; 10 – пестроокрашенные известняки; 11, 12 – флиш: 11 – песчано-глинистый, 12 – алевроито-глинистый; 13 – терригенные толщи с глыбами (янышарский горизонт); 14 – магматические породы и туфы; 15, 16 – границы осадочного комплекса: 15 – нижняя, 16 – верхняя; 17 – фациальная граница; 18 – разломы: а – сдвиг, б – надвиг; Б: 19, 20 – в прибрежной зоне: 19 – терригенные осадки, 20 – карбонатные отложения; 21, 22 – зоны пелагиали: 21 – внешняя, 22 – внутренняя; 23 – островодужные комплексы; 24 – конусы пластообразных потоков; 25 – предрифовые брекчин; 26–28 – части конусов выноса: 26 – проксимальные, 27 – медиальные, 28 – дистальные; 29 – островные кордильеры; 30 – суша. На рис. 2–5, Б: 31 – современная береговая линия; 32 – сеть сдвигов.

крупной косо́й слоистостью, биодетритом и растительными остатками. Эти линзы, скорее всего, представляют собой дистальные части каналов стока на пологом склоне, а глины относятся к фоновым фациям этого склона.

Внутренняя часть пелагиальной зоны характеризуется почти исключительно алевритистыми глинами с многочисленными конкрециями железистого карбоната. Среди глин встречаются отдельные маломощные (до 10 см) прослои и линзы мелкозернистых массивных песчаников и алевролитов, часто сидеритизированных. Глины с сидеритами образовались в наиболее гидродинамической спокойной обстановке, максимально удаленной от источников сноса.

В целом для рассмотренного этапа характерны очень плавные и постепенные переходы между прибрежной и пелагиальной зонами. По-видимому, между ними отсутствовали тектонические или эрозионно-тектонические уступы. Судя по зрелости песчаников прибрежной зоны, такого уступа не было также между источником сноса (суша?) и прибрежной зоной.

Поздний келловей–ранний оксфорд (рис. 3)

Прибрежная зона. Для нее характерно сложное сочетание фоновых мелководных песчаников и прорезающих их подводных русел, которые заполнены грубообломочным материалом. Широко распространены рифовые постройки, сформировавшиеся как в межрусловых пространствах, так и на краевых частях русловых комплексов.

Фоновые песчаники относятся к кварц-полевошпатовым грауваккам. Песчаники от мелкозернистых до крупнозернистых и гравийных с разнообразными типами слоистости (горизонтальная, волнистая, мелкая и крупная косая, массивная). Зерна хорошо окатаны. В составе обломков преобладают кварц, плагиоклаз, обломки осадочных пород, реже встречаются обломки вулканитов. Иногда песчаники содержат прослои пудинговых конгломератов с уплощенной галькой (цемент составляет до 80%) и прослои не слоистых алевролитов. Встречаются включения крупных валунов песчаника и известняка до 1.5–3 м в диаметре.

Все эти породы накапливались в мелководе в обстановках пляжей, кос, прибрежных валов, баров, приливно-отливных каналов и т.д.

Подводные русла заполнены валунно-галечным материалом каменных потоков и конгломератов конусов выноса. В составе обломков преобладают песчаники и алевролиты триаса, нижней и средней юры, реже известняки, конкреции сидеритов и мелкая галька кварца, яшмовидных пород и кремней.

Очень типично для этих образований присутствие валунных слоев, сложенных слабо окатанными обрывками пластов песчаников, размер которых достигает одного метра. Эти валуны внутри слоя имеют самую разнообразную ориентировку, вплоть до поперечной по отношению к слою. Наряду с валунами встречаются и уплощенные гальки разной степени окатанности, иногда покрытые гидроокислами железа. В конгломератах и конглобрекциях часто наблюдается крупная прямая или обратная градационная слоистость, обычно слабо выраженная.

Конгломераты часто слагают крупные проградационные линзы, врезанные в подстилающие отложения или одна в другую. Мощность таких линз достигает 50 м при ширине вреза 100–300 м. В некоторых случаях среди конгломератов встречаются прослои песчаников и гравийных пород со структурными особенностями, характерными для осадков, переработанных волновыми и приливно-отливными процессами. Общая мощность конгломератовых толщ в канале достигает 300 м. В основании конгломератовых тел нередко появляются конгломераты с красочетвертым гематитизированным цементом. Они выполняют выработанные западины палеорельефа.

Все признаки указывают на то, что конгломератовые тела заполняют подводные русла, которые имели достаточно крутой уклон. В них, наряду с обычными конгломератами заполнения, формировались каменные и дебризные потоки с признаками турбидного распределения грубообломочного материала. Это заставляет предполагать существование уступа (тектонического?) между областью транспортировки и областью накопления грубообломочного материала.

Изучение направлений следов транспортировки крупных валунов и глыб, измеренное по знакам струй в пределах одного русла (район с. Веселое) показывает направление переноса от 70° до 90°–130° (современные координаты).

Рифогенные известняки (прибрежные, лоскутные, краевые рифы; массивные, органогенно-обломочные, мелкодетритовые или пелитоморфно-органогенно-обломочные, реже оолитовые или онколитовые) были подробно изучены М.В. Михайловой и Е.А. Успенской [13]. Внутри рифовых тел распространены линзы известняковых брекчий. Мощность известняков, слагающих рифовые тела, достигает 300 м.

Рифовые массивы окаймлены полосой предрифовой брекчий (пририфовой обломочный шлейф). Обычно это плотно сцементированная, несортированная, неокатанная крупнообломочная порода с органогенно-обломочным карбонатным цементом. При широком распространении пририфового шлейфа по его периферии карбонатные породы

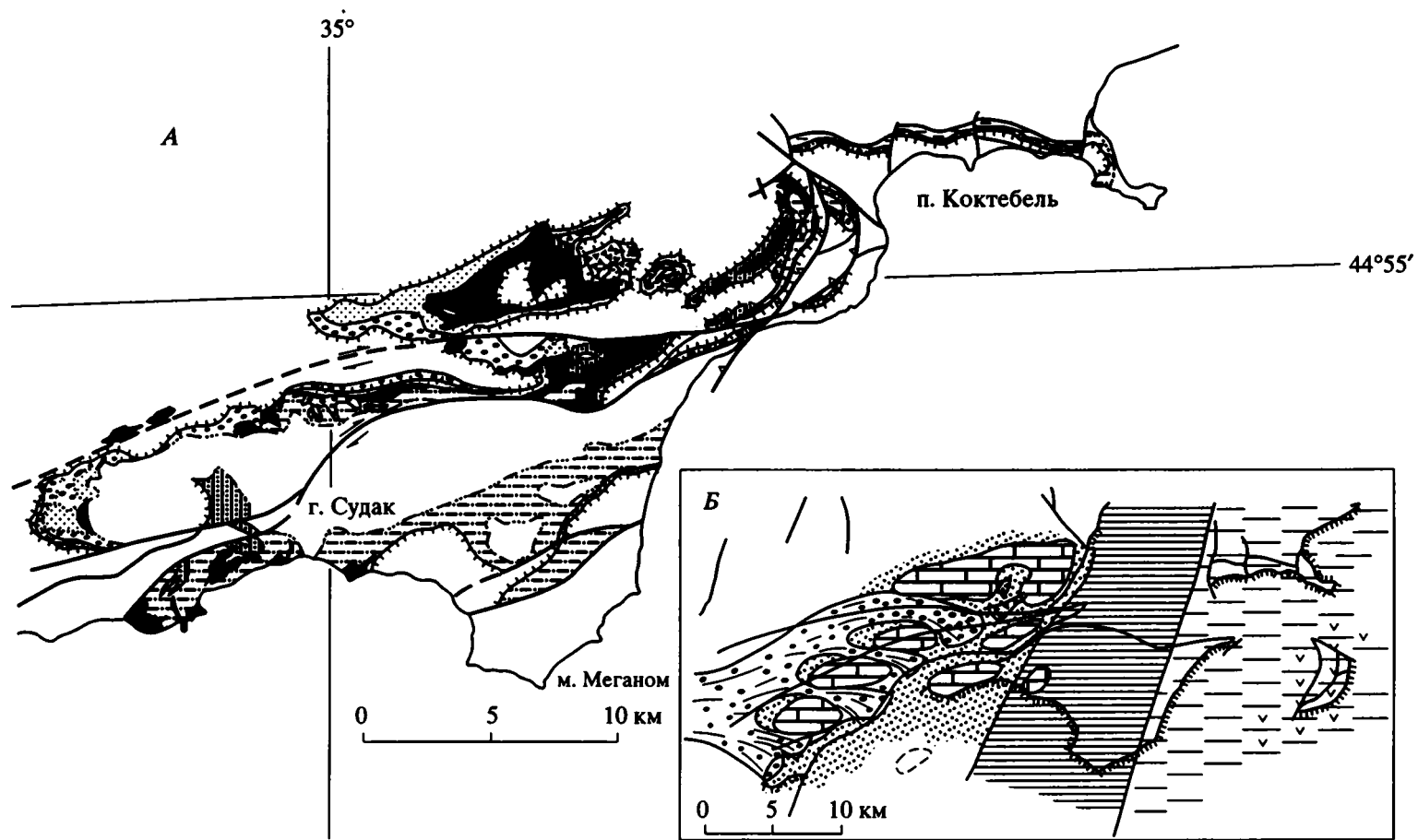


Рис. 3. Конец позднего келловая–ранний оксфорд: А – карта фактического материала, Б – палеогеографические реконструкции в современных координатах. Условные обозначения см. на рис. 2.

содержат примесь или прослой терригенного материала.

Рифовые массивы распространены во всей прибрежной зоне. Они располагаются на фоновых терригенных отложениях, сравнительно удаленных от источников сноса (гора Сокол в Судакской сдвиговой пластине), на обломочных (преимущественно песчаных) породах подводных русел (гора Лягушка и Эчкидагской сдвиговой пластине) или непосредственно на деформированных образованиях таврической серии (гора Кызыл-Таш в Туакской сдвиговой пластине). Важно отметить, что внешняя, восточная, граница распространения рифовых массивов в каждой из пластин резкая и распространенные восточнее терригенные образования внешней зоны пелагиали практически не содержат перемещенных рифовых тел.

Пелагиальная зона. Внешняя (переходная) часть пелагиали, как и в батско-келловейских отложениях, представлена в основном алевритоглинистыми осадками с маломощными прослоями мелкозернистых песчаников. Как и на предыдущем этапе, среди этих отложений встречаются отдельные линзовидные тела более крупнообломочных пород (в основном песчаников), которые, скорее всего, представляют собой дистальные фации отложений подводных каньонов и русел, прорезающих прибрежную зону и выходящих во внешнюю пелагиаль.

Внутренняя часть пелагиальной зоны характеризуется преимущественным развитием глин с подчиненным количеством алевритистых глин. По своему характеру эти глины мало чем отличаются от глин внутренней пелагиали, которые были описаны для бат-келловейского этапа.

Особо следует рассмотреть верхнекелловейские отложения **янышарского горизонта**, который впервые был выделен Е.А. Успенской [22]. Этот стратиграфический горизонт отличается появлением грубообломочных брекчий и конгломератов. Во внешней части пелагиальной зоны янышарский горизонт сложен крупноглыбовыми брекчиями с размером глыб иногда более 10 м, щебнем или обломками известняков, реже песчаников. Обломки погружены в микститовую песчано-глинистую массу, в которой распространены текстуры, свидетельствующие об оползании рыхлого осадочного материала. Брекчии представляют собой подводно-оползневые образования, которые накапливались у подножья крутого уступа. Во внутренней части пелагиали янышарский горизонт сложен алевритистыми глинами с линзами слоистого алевролита и глинистого известняка с овоидами железистых хлоритов. В глинах в большом количестве присутствуют светло-серые конкреции карбоната с трещинами синерезиса, кальцитовым или баритовым ядром (кон-

креции антисептариевого строения). Среди этих отложений появляется много прослоев и линз мелкогалечных конгломератов с гальками песчаников, известняков и сидеритов. Материал конгломератов представлен исключительно продуктами местного перемыва.

Вероятнее всего, образование янышарского горизонта отражает весьма важный момент в истории становления структуры. Если на предыдущем батско-среднекелловейском интервале переход от прибрежных фаций к пелагиали осуществлялся постепенно, то, начиная с позднего келловейя, на границе прибрежной зоны и пелагиали возник тектонический уступ, разделивший эти зоны. В позднекелловейское время, в период низкого стояния уровня моря, этот уступ фиксируется подводно-оползневыми брекчиями у подножья и размытом местном материале в более удаленной части бассейна.

В раннем оксфорде при общем повышении уровня моря верхняя кромка уступа ограничивает распространение рифов на восток. Иными словами, на рассматриваемом этапе сформировался шельф и континентальный склон, судя по сравнительно мелководным осадкам, довольно пологий. Вероятно, тектонический уступ отделял также зону шельфа от области сноса. Сравнение палеогеографических реконструкций для обоих выделенных этапов показывает, что граница между прибрежной зоной и пелагиалью находилась примерно в одном и том же месте (в пределах ошибки).

Вулкано-плутонические и осадочные комплексы Карадага

Вулкано-плутонические и осадочные породы Карадага и его обрамления стоят несколько особняком по отношению к анализируемым структурам. К ним относятся байос-келловейские отложения, которые по своему составу существенно отличаются от осадочных комплексов, рассмотренных выше. Подробное описание вулканоплутонических образований можно найти в работах [2, 9].

Основание разреза Карадага сложено базальтами и андезито-базальтами. Вверх по разрезу и частично по простираанию они сменяются породами преимущественно андезитового и андезито-дацитового состава с многочисленными телами и линзами туфов, туфобрекчий и лавобрекчий. С ними сочетаются лахаровые потоки [10]. Еще выше лавовые потоки практически исчезают, замещаясь преимущественно неслоистыми пепловыми туфами, слоистыми туфами, переотложенными слоистыми тефроидами, туфопесчаниками и кремнистыми туффитами. Эта часть разреза в основном имеет дацитовый и андезито-дацитовый состав вулканогенной составляющей. Андезитовые и андезито-дацитовые вулканыты

прорваны многочисленными изометричными экструзивными телами дацитов и липаритов, а также дайками (нередко коническими) кислого состава.

Рассмотренный комплекс принадлежит фрагменту крупного вулканического аппарата центрального типа, включающего многочисленные экструзивные тела и мелкие аппараты-паразиты. Наличие лахаровых потоков свидетельствует о крутых склонах этой постройки, которая временами поднималась над уровнем моря. Не исключено, что вулканический аппарат сформировался на щитовом вулкане базальтового и андезито-базальтового состава [2].

В нижней части вулканогенного разреза обнаружена фауна байосского возраста, и большинство исследователей относит весь карадагский комплекс к байосу. На вулканических образованиях залегают глины, содержащие батскую и раннекелловейскую фауну. Однако эти глины включают многочисленные обломки и крупные глыбы-отторженцы вулкаников (скала "Шапка Мономаха" в западной части Карадагского массива), а также подводные лахаровые потоки. Глины раннего келловей с обломками вулкаников и линзами лахаров с обжигом перекрыты лавами и лавобрекчиями дацитов в восточной части массива (гора Кок-Кая). Таким образом, возраст этих вулкаников заведомо не древнее келловей, на что указывал еще М.В. Муратов [15].

Скорее всего, Карадагский комплекс представляет собой сложную и длительно живущую вулканическую систему. В подножье вулканических построек могли накапливаться глины, в то время как на самих постройках продолжалась (возможно, с перерывами) вулканическая деятельность.

Трудно предположить, что Карадагский комплекс входил в состав Судакской пластины. Эксплозивный материал подобного типа извержений обычно широко разносится вокруг вулканов, а осадки Судакской сдвиговой пластины не содержат прослоев и линз вулканической тефры. Вероятнее всего, Карадагский комплекс вместе с вмещающими его глинами с многочисленными обломками вулкаников и лахарами относится к самостоятельной сдвиговой пластине. Это подтверждает тот факт, что западнее пос. Коктебель осадочные породы Карадагского комплекса с глыбами вулкаников отделены от отложений Судакской сдвиговой пластины мощной зоной терригенного меланжа. Матрицей этого меланжа являются нацело тектонизированные и хлоритизированные породы таврической серии, включающие тектонические глыбы более молодых пород Судакской пластины и вулкаников. Этот меланж, вероятно, фиксирует зону сдвига, отделяющего Карадагскую сдвиговую пластину от Судакской.

Труднее определить первоначальное расположение пород Карадагского комплекса относительно других сдвиговых пластин. По характеру средне-верхнеюрских глин, вмещающих вулканиды Карадага, эта пластина ближе всего внутренней части пелагиали Судакской сдвиговой пластины (разрез Янышарской бухты к востоку от пос. Коктебель). В этом же разрезе в батских отложениях средней юры присутствуют пульверизационные гялокластиты базальтового состава, которые можно рассматривать в качестве удаленных фаций базальтов того же возраста Карадагского комплекса. Если такие сопоставления верны, то Карадагский комплекс первоначально располагался восточнее внутренней пелагиали Судакской сдвиговой пластины, а по разделяющему их сдвигу впоследствии произошло правобокое перемещение, как и по остальным сдвигам.

Поздний оксфорд–ранний кимеридж (рис. 4)

Для юго-восточной части рассматриваемой территории сохраняются те же палеогеографические зоны, что и для предыдущего этапа. Они представлены примерно теми же типами отложений. Внутренняя пелагиаль представлена преимущественно глинами. Во внешней пелагиали накапливались алевритистые глины, алевролиты и мелкозернистые песчаники. В прибрежной зоне фоновые песчаники прорезаны подводными руслами, которые заполнены валунно-галечным материалом каменных потоков и конусов выноса. Рифовые массивы прибрежной зоны продолжают непрерывное развитие рифов предыдущего этапа.

Тектонический уступ, возникший в позднем келловее, проявляется и в позднем оксфорде. Об этом свидетельствует появление грубых обвальных известняковых брекчий, поступающих во внешнюю зону пелагиали с рифовых массивов верхней бровки уступа. Во внешнюю пелагиаль попадают также грубообломочные валунники. Эти образования по составу глыб не отличаются от отложений подводных русел прибрежной зоны, но имеют глинистый цемент, элементы маятниковой градационной слоистости и другие признаки, характерные для пастообразных (дебризных) потоков, образовавшихся при автокинетическом переотложении обломочного материала верхней кромки уступа. Отличие верхнеоксфордских образований, формировавшихся у подножья тектонического уступа, от более древних, видимо, связано с более высоким стоянием уровня моря. Существенно, что в отличие от более древнего этапа границы между палеогеографическими зонами ориентированы не субмеридионально (в современных координатах), а в направлении ЮЗ–СВ.

В северной части рассматриваемой территории закладывается новый структурный элемент,

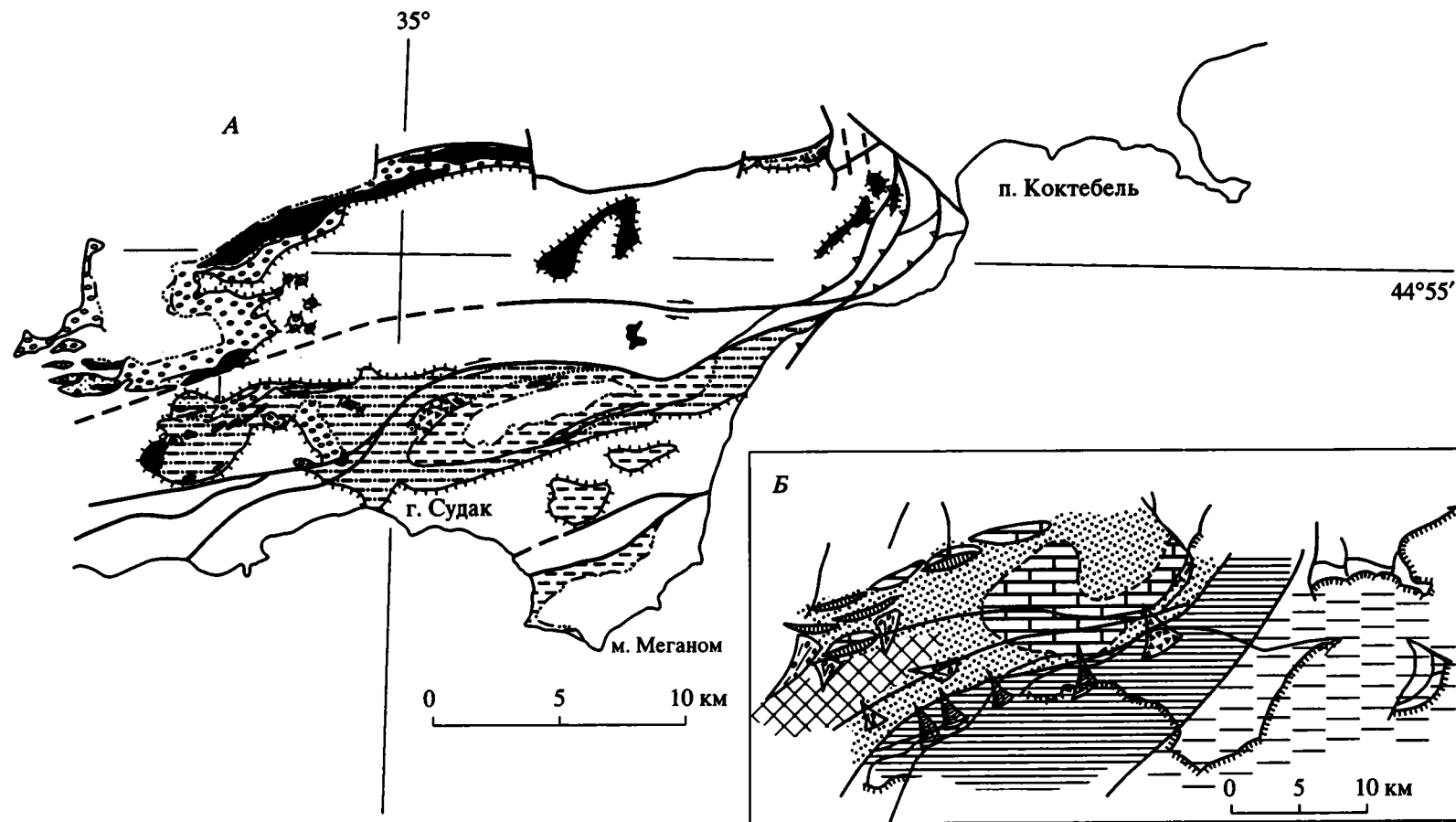


Рис. 4. Поздний оксфорд–ранний кимеридж: А – карта фактического материала, Б – палеогеографические реконструкции в современных координатах. Условные обозначения см. на рис. 2.

известный как Восточно-Крымский прогиб [15]. Своего расцвета эта структура достигла в титоне. На позднеоксфордско-кимериджском этапе южный борт этой структуры сложен преимущественно конгломератами и песчаниками. Песчаники являются фоновыми фациями, а конгломераты образуют проградационные линзы. Наибольшее развитие конгломераты получили в северо-западной части рассматриваемого региона, в районе пос. Ворон и Междуречье. Здесь выделяются по крайней мере два (возможно, три) проградационных цикла, отложения которых врезаются одни в другие и в подстилающие их породы таврической серии. Нижние части циклов сложены конгломератами с прослоями и линзами песчаников.

Конгломераты средне-крупногалечные и валунные, встречаются плоские гальки, ориентированные параллельно слоистости, чаще конгломераты плохо сортированы, а ориентировка обломков отсутствует. Обломки представлены местным материалом (преимущественно песчаники и в меньшей мере известняки). Встречаются единичные гальки вулканитов и аплитовидных гранитов. Конгломераты выполняют подводные русла потоков, частично переработанных морем. Встречаются отдельные дебризные потоки. В верхах проградационных циклов появляется много песчаников, выше которых нередко наблюдаются рифовые массивы. Проградационные циклы достигают 250–300 м мощности. По направлению на восток-северо-восток мощность отложений уменьшается. Количество конгломератов в этом направлении падает, и они слагают отдельные линзы среди песчаников. Песчаники вмещают крупные массивы рифовых известняков. Зоогенные и водорослевые известняки формировались и южнее песчанниковой полосы, залегая на более древних известняках.

В районе пос. Ворон и Междуречье (северо-западная часть рассматриваемой территории) были выявлены листрические сбросы. Всего были картированы три больших листрических сброса и множество мелких сбросов (палеоползней?). Листрические сбросы первично были наклонены на север, подчеркивая южный борт Восточно-Крымского прогиба. В современной структуре, за счет более позднего наклона всех пород на север, эти сбросы приобрели субвертикальное или даже крутое южное падение. Верхнеоксфордско-нижнекимериджские отложения вложены в террасы, созданные листрическими сбросами, и сингенетичны формированию этих структур. Поскольку сбросы захватывают не только верхнеюрские породы, но частично и подстилающие их образования таврической серии, наблюдается прислонение терригенных пород рассматриваемого комплекса к таврическим образованиям фундамента. Такое прислонение лучше всего видно южнее

пос. Ворон. Титонские толщи перекрывают и запечатывают листрические сбросы, что хорошо видно в районе пос. Междуречье.

Листрические сбросы фиксируют время заложения Восточно-Крымского прогиба, главный этап развития которого падает на более позднее время. Заложение этого прогиба предопределило образование тектонической перемычки между ним и распространенными южнее структурами (прообраз Туакского поднятия). Вероятнее всего, в западной части этой перемычки на уровень размыва выходили породы фундамента, в то время как восточнее на ней могли накапливаться рифогенные известняки. Южный борт Восточно-Крымского прогиба ориентирован под острым углом (почти широтно) по отношению к северо-восточным границам разных палеогеографических зон южных структурных элементов.

Титон (рис. 5)

Фациальная зональность этого этапа существенно отличается от таковой бата-раннего оксфорда и фиксирует, но в значительно более ясной форме, перестройку общей структуры восточной части Горного Крыма тенденция к которой наметилась в позднем оксфорде-раннем кимеридже. В титонское время возникают широтно ориентированные конседиментационные структуры, такие, как Восточно-Крымский и Судакский прогибы, разделенные Туакским поднятием, границы которых уже не совпадают со сдвигами, разделяющими выделенные нами ранее сдвиговые пластины. Более того, при восстановлении фациальной зональности этого этапа уже нет нужды прибегать к сдвиговым перемещениям, что говорит о дотитонском возрасте большинства правых сдвигов. Это, однако, не исключает более поздних подвижек вдоль некоторых из них (например, разлом в южной части Восточно-Крымского прогиба к северу от Янышарской бухты).

Необходимо также отметить, что верхнекимериджские отложения в области Туакского поднятия и вдоль крыла Восточно-Крымского прогиба не установлены [22], что, очевидно, связано с их интенсивным размывом в титонское время.

Для описываемого этапа выделяются три генетические группы осадков: 1) проксимальная зона конусов выноса с песчано-конгломератовыми отложениями; 2) медиально-дистальная зона конусов выноса, где формируется флиш; 3) бассейновая зона (дно бассейна), где осаждаются глины и алевролиты. Эти породы являются фоновыми по отношению к отложениям двух первых генетических типов. Все эти три группы осадков сложно сочетаются по вертикали и горизонтали.

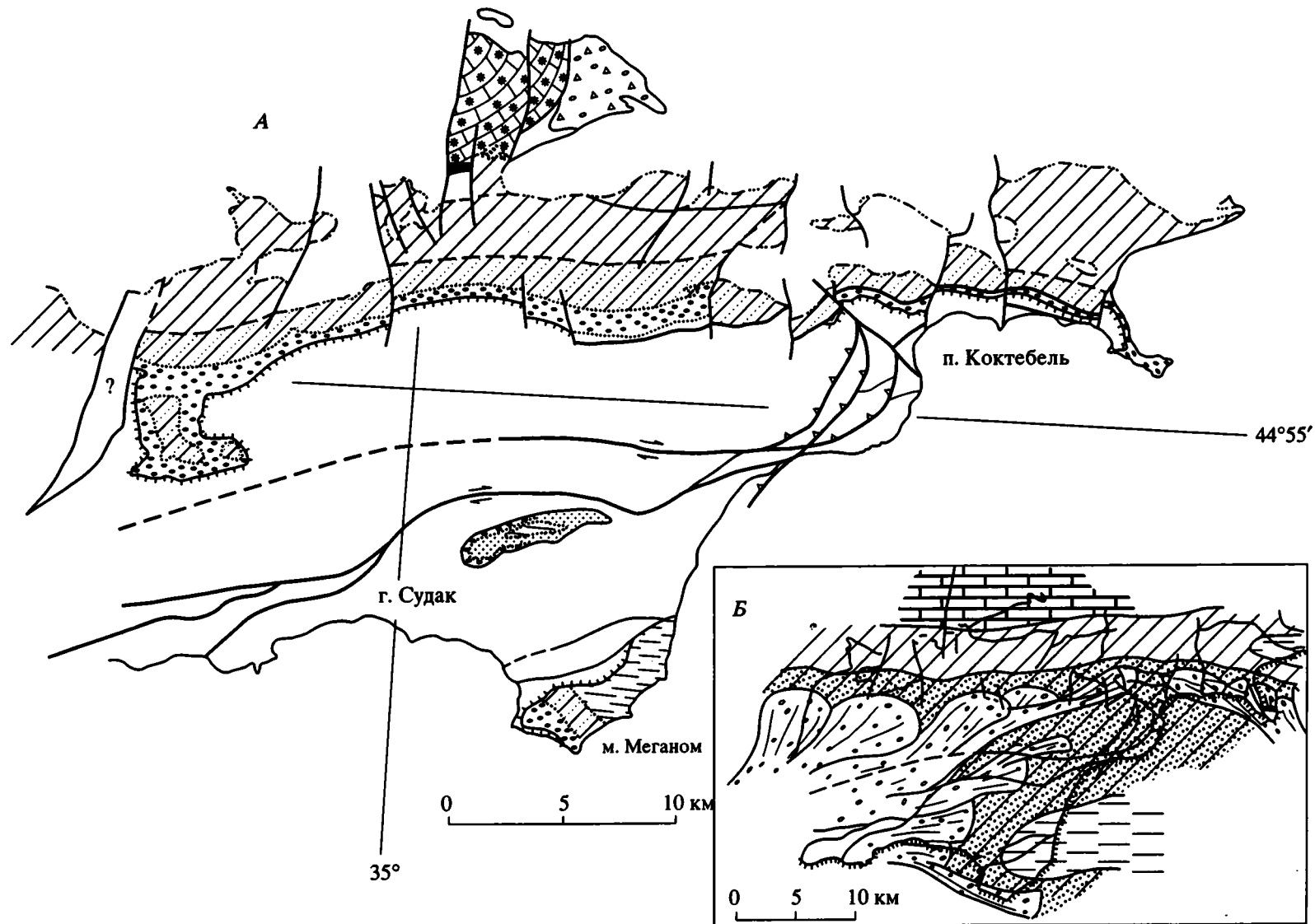


Рис. 5. Титон: А – карта фактического материала, Б – палеогеографические реконструкции в современных координатах. Условные обозначения см. на рис. 2.

Проксимальная зона конусов выноса. Конгломераты средне-крупногалечные с прослоями мелкогалечных, валунных и глыбовых отложений, мощность слоев и линз которых колеблется от одного до десяти метров. Породы не сортированы и в разной степени окатаны. Наряду с абсолютно не сортированными породами встречаются слои с отчетливой прямой, обратной и маятниковой градационной сортировкой. Иногда (пос. Ворон, Междуречье) среди конгломератов встречаются линзы и прослой глыбовых брекчий с размером глыб более 10 м в поперечнике. Окатанность материала разная: мелкая и средняя галька окатана, как правило, хорошо, крупная галька и валуны обычно средней, реже плохой окатанности. Крупные валуны обычно не окатаны, а лишь только оббиты, хотя и имеют часто изометричную форму.

Состав обломков существенно отличается от оксфордских. Первую группу галек и валунов составляют породы, встречающиеся в разрезах мезозоя Горного Крыма. Это органогенные, обломочные и пелитоморфные известняки, серые алевритистые песчаники, кварц, кварцевые песчаники, витрокластические, кристаллокластические и смешанные зеленые туфы, а также туффиты, туфопесчаники и базальты. Ко второй группы обломков относятся серицитовые сланцы, кварциты, кварц-слюдяные сланцы, граниты и гранодиориты, яшмы и кремни. Эти экзотические породы в пределах Горного Крыма не обнажаются [8, 23, 24]. Цемент конгломератов песчано-глинистый, иногда полностью карбонатизированный, и его содержание меняется от 10 до 60%. Весь комплекс конгломератов образовался в условиях конусов выноса крупных потоков, впадавших в морской бассейн в обстановке достаточно значительного перепада глубин. Большая часть валунно-галечного материала не претерпела длительного переноса, что не касается обломков экзотических пород.

На изученной территории выделяются три крупных конуса. Первый из них располагается в южном борту Восточно-Крымского прогиба в районе пос. Ворон и Междуречье, где он слагает нижнюю часть разреза. Здесь внутри конуса выделяется ряд проградационных линз, мигрировавших в северном направлении. Нижние из этих линз срезают осадки верхнего оксфорда—нижнего кимериджа. Ряд каналов (гораздо меньшего масштаба), заполненных конгломератами конусов выноса, наблюдается вдоль южного борта Восточно-Крымского прогиба при прослеживании его на восток. В современном эрозионном срезе эти каналы выглядят как конгломератовые линзы внутри пород медиально-дистальной зоны.

Два крупных конуса выноса наблюдаются и в пределах Судакского прогиба. Первый из них Меганомский, второй расположен в районе пос. Ор-

джоникидзе. Именно в этих конусах встречены наиболее грубые породы. В пространстве пород этих конусов ассоциируют как с толщами медиально-дистальной, так и пелагиальной зон, в которых они выпихивают глубокие каналы.

Песчаники мелко-крупнозернистые, массивные, часто с явной прямой градационной сортировкой. Эти породы содержат обломки фауны, растительный детрит, обломки веток, знаки струй в подошве слоя, реже текстуры оползания. Как правило, пачки песчаников имеют линзовидную форму с мощностью слоев до 1 м и длиной линз до 50 м.

Песчаники часто переслаиваются с конгломератами, гравелитами и неслоистыми плохо сортированными алевролитами или содержат отдельные валуны и гальку, состав которой такой же, как и в вышеописанных конгломератах. Нередко отложения этого типа слагают градационные циклы, основание которых сложено конгломератами, средняя часть гравелитами и песчаниками, а верхняя алевролитами и мергелистыми глинами (фоновыми отложениями бассейновой зоны). Прекрасным примером может служить Манджильская синклиналь, где устанавливаются 4 таких проградационных цикла. Конгломераты нижнего из этих циклов в западной центриклинали складки выпихивают глубокий канал в глинах нижнего кимериджа. По направлению на восток конгломераты основания каждого из выделенных циклов постепенно срезают нижележащие титонские породы и располагаются прямо на до-титонских осадках, так что в восточном окончании Манджильской синклинали присутствуют отложения лишь самого верхнего цикла.

Многочисленные замеры направлений перемещения обломочного материала, произведенные по знакам струй, показывают, что транспортировка обломочного материала была направлена на СВ 40–60° (в современных координатах).

Можно считать, что описываемые отложения образовались в краевых частях русел мелких потоков и по периферии проксимальных частей конусов выноса непосредственно на их продолжении в морской бассейн.

Медиально-дистальная зона конусов выноса. Отложения этого генетического типа широко распространены в Восточно-Крымском прогибе и местами в периферической части конгломератовых конусов выноса в Судакском прогибе. В принципе это флишвидные толщи, внутри которого могут быть выделены три группы отложений.

Часто переслаивание песчаников, алевролитов и глин (через 0.05–0.25 м). Песчаники мелкозернистые, в основании среднезернистые гравийные, с горизонтальной, волнистой, мелкой косой, ко-соволнистой, иногда конволлютной слоистостью и градационной сортировкой материала в пределах

слоя. В ритме выше по отчетливому контакту сменяются крупнозернистыми алевролитами, не слоистыми, часто с градационной сортировкой материала. Далее в ритме они переходят в глинистые мелкозернистые алевролиты или алевритистые глины, серые и зеленовато-серые, обычно неслоистые. Иногда в ритмах ниже песчаников встречаются линзы разнозернистых гравелитов (мощность до 0.5 м, длина линз более 5.0 м) с отчетливой градационной сортировкой материала, резким нижним контактом и знаками струйных течений в подошве слоя. Иногда гравелиты залегают в ритмах беспорядочно как под песчаником, так и в алевролитах. В разрезах встречаются пачки, лишенные прослоев песчаников и алевролитов. Пачки ритмичного переслаивания представляют собой отложения краевых частей потоков (иногда близких по типу к автокинетическим), дистальных и межконусных пространств конусов. Направление течений и транспортировки обломочного материала, замеренное по знакам струйных течений СВ 50–70° (район с. Междуречье, в современных координатах).

Алевритистые глины (с линзами калькарени-тов) зеленовато-серые неслоистые или с прерывистой горизонтальной слоистостью. Характерно наличие линз гравелитов и песчаников (кальцирудиты и калькарениды мощностью 0.05 м и длиной линз 10–50 м) с очень отчетливой прямой, реже маятниковой градационной сортировкой материала, с размывом на нижнем контакте и знаками струйных течений на подошве слоя. В нижней части наиболее мощных слоев гравелитов встречается обильная мелкая галька и щебень серых и красноватых известняков, а также окатанные обломки фауны и сидерита. Иногда в самом основании ниже галечного прослоя залегают маломощный слой известнякового песчаника, представляющего собой отложения ковра волочения зернового потока (мощность 0.01–0.05 м). Этот комплекс отложений образовался у основания склона края карбонатной платформы или системы биогермных построек из эпизодических автокинетических потоков зернового типа. Максимальное распространение эти отложения имеют в верхней части титонского разреза по северному борту Восточно-Крымского флишевого прогиба.

Ритмичное переслаивание алевролитов, глин и глинистых мергелей. Алевролиты, обычно плохо сортированные, неслоистые или с прерывистой горизонтальной слоистостью, с отчетливой градационной сортировкой материала. Вверх по слою постепенно, но быстро переходят в алевритистые глины, массивные неслоистые, иногда сильно карбонатные. Достаточно часто алевролиты сильно сидеритизированы, в таком случае в них проявляется более отчетливая слоистость. В пачках подобного двучленного ритмичного переслаивания беспорядочно встречаются линзы

известняковых гравелитов и песчаников мощностью до 0.5 м. Максимальная карбонатность в ритме отмечается в разрезах титона в восточной части Восточно-Крымского прогиба. Происхождение отложений аналогично предыдущему типу.

В пределах Восточно-Крымского прогиба эти породы слагают верхнюю часть титонского разреза.

Пелагиальная зона. Глины алевритистые зеленовато-бурые, обычно неслоистые, иногда со скорлуповатой отдельностью, карбонатные. В глинах встречаются редкие тонкие (до 0.05 м) прослои алевролитов мелкозернистых с прерывистой горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью, часто сильно сидеритизированных, иногда – округлые сидеритовые конкреции. Глины образовались в наиболее спокойной гидродинамической обстановке впадин дна бассейна, межконусовых пространств или на большом удалении от береговой линии.

Отложения этого типа встречены в крайней восточной части Восточно-Крымского прогиба, а также в центральной части Судакского прогиба. В Манджильской синклинали алевритистые глины являются фоновыми осадками, в которые врезаются медиальные части конусов выноса и накопление которых восстанавливалось каждый раз после становления конуса.

ОБСУЖДЕНИЕ

В настоящем разделе мы попытаемся восстановить основные этапы развития восточной части Горного Крыма в батско-титонское время, вытекающие из анализа только геологических фактов, и сопоставить их с данными палеомагнитных исследований, полученных Д.М. Печерским и его соавторами [17, 18].

Геологические данные

Как это видно из приведенного материала, в восточной части Горного Крыма в батско-титонское время четко выделяются два принципиально различных седиментологических этапа, разделенных структурной перестройкой, начавшейся на рубеже раннего и позднего оксфорда.

Для первого этапа (бат–ранний оксфорд) характерна обстановка мелководного морского бассейна (см. рис. 2), прибрежная часть которого располагалась на западе, а пелагическая – на востоке (здесь и далее в современных координатах). Область перехода одной части бассейна в другую, очень расплывчатая в бате–раннем келловее, становится более резкой в позднем келловее–раннем оксфорде, что, очевидно, связано с формированием склона – тектонического уступа между внутренней и внешней частями морского бассейна

(см. рис. 3). Для этого времени типично появление рифовых построек на верхней бровке склона, а также интенсивный размыв прибрежных конгломератовых толщ, накопившихся вдоль подножья приглубого берега, и перенос обломочно-го материала вглубь литорали дебризными потоками вдоль подводных русел. Нагромождение обломочного материала во внешней части бассейна приводит к формированию подводных неотектонических поднятий, на вершинах которых создается благоприятная обстановка для формирования рифовых построек. Каменные потоки иногда выходят за пределы внешней части прибрежной зоны бассейна и врываются в область пелагического осадконакопления, используя при своем движении межрифовые понижения.

Материал обломков, главным образом, местный и возник за счет разрушения пород таврической серии и среднеюрских отложений, известных в настоящее время в пределах складчатой системы Горного Крыма. Лишь в основании батских отложений В.И. Лебединский и Т.И. Добровольская [8] указывают на присутствие одиночных галек экзотических пород. Граница между внутренней и внешней частями морского бассейна для всего этого этапа ориентирована в меридиональном направлении – поперек простирающихся складчатых структур восточной части Горного Крыма. В это время влияние на распределение фаций широтно ориентированных структур, выделенных М.В. Муратовым [15] (Восточно-Крымский прогиб, Туакское поднятие, Судакский прогиб), не чувствуется.

Начиная с позднего оксфорда, картина осадконакопления существенно меняется, что, в первую очередь, относится к положению границы между прибрежной и пелагической областями (см. рис. 4). Она приобретает СВ–ЮЗ простираение. К ЮВ от этой границы продолжают накапливаться пелагические толщ, а к СЗ и вдоль нее осадконакопление близко к картине предыдущего этапа. На севере области начинается формироваться новая структура – Восточно-Крымский прогиб [1], южная граница которого сечет границы фациальных зон предыдущего этапа. Листрические сбросы южного обрамления этой структуры свидетельствуют о том, что она возникла в условиях растяжения. Одновременно оформляется и широтное Туакское поднятие (суша?), обрамлявшее с юга Восточно-Крымский прогиб. Снос с этого поднятия приводит к формированию конусов выноса (иногда очень крупных), сложенных обломками только местных пород. По существу, отложения этих подводных конусов выноса относятся к категории “синрифтовых”.

Еще один мощный источник сноса возник в позднем оксфорде к ЮЗ от исследованной территории, в пределах современного Черного моря [5, 23, 24]. Мощные позднеоксфордские кону-

сы выноса, связанные с размывом этой горной системы, переполнены обломками экзотических пород [23, 24] и слагают глубокий карман в районе г. Демерджи. Однако конусы этого возраста, содержащие обломки экзотических пород, не проникают далеко на восток вглубь Восточно-Крымского прогиба. Вся эта перестройка в характере осадконакопления происходила в условиях высокого стояния уровня моря, и, следовательно, формирование суши в области Туакского поднятия и гипотетического поднятия на ЮЗ могут быть связаны только с тектоническими причинами (сжатие?).

Итак, седиментологические и структурные данные дают основание утверждать, что позднеоксфордское–раннекимериджское время является началом существенной структурной перестройки.

Эта перестройка была окончательно завершена в титоне (см. рис. 5). В это время по-прежнему сохраняется косая (СВ–ЮЗ) граница между областью пелагического осадконакопления (на ЮВ) и поднятым участком бассейна (на З и СЗ), возникшим за счет расширения Туакского поднятия (см. рис. 5). Это обстоятельство было подмечено уже давно [15, 16]. Область этого поднятия, погруженного под уровень моря, служила ареной транспортировки мощных дебризных потоков, как бы перехлестывавших через эту зону и захоронившихся как в области пелагиали, так и в пределах южного борта Восточно-Крымского прогиба. При восстановлении фациальной зональности титонского этапа нет нужды прибегать к сдвиговым перемещениям, что говорит о дотионском возрасте большинства сдвигов.

Итак, анализ геологических данных дает возможность говорить о том, что в середине поздней юры в истории развития восточной части Горного Крыма произошел существенный перелом, выразившийся в структурной перестройке и изменении характера осадконакопления. Начавшись в позднем оксфорде–раннем кимеридже, эта перестройка завершилась к началу титона. В это время происходила следующая цепь событий:

1. Граница между прибрежной и пелагической зонами морского бассейна меняет ориентировку с долготной на северо-восточную (см. рис. 2 и 3).

2. Возникает система правых сдвигов, расчленившая изученную территорию на серию сдвиговых пластин, подвижки вдоль большинства из которых прекратились к началу титона.

3. Происходит заложение и формирование новых структур, ориентированных широтно (Туакское поднятие и Восточно-Крымский прогиб), т.е. вдоль простираения современной складчатой структуры Горного Крыма, окончательное оформление которых уже ясно чувствуется в титоне.

4. В пределах акватории современного Черного моря в середине оксфорда начинает оформляться горная страна, ставшая сушей уже в позднем оксфорде. Вдоль подножья этой области, названной Туакским поднятием [15], или Черноморским срединным массивом [20], формировались обширные депоцентры, обломочный материал которых в условиях падения уровня моря затем перемещался дебризными и суспензионными потоками на север и северо-восток вглубь бассейна.

Таким образом, позднеоксфордское–раннекимериджское время характеризуется вспышкой тектонической активности, которая контрастно выделяется на фоне вялой картины движений в батско–раннеоксфордское время.

Полученные нами данные в целом близки к воззрениям М.В. Муратова [15, 16] и его сотрудников (И.В. Архипов, Е.А. Успенская) на характер развития этой части Горного Крыма в поздней юре и наличие крупной предтитонской перестройки. Однако появление нового седиментологического фактического материала позволяет трактовать этот этап развития совсем с иных позиций.

Следует также отметить, что полученный при исследовании фактический материал не подтвердил воззрения Ю.В. Казанцева на покровное строение района. Самые тщательные поиски шарьяжных перекрытий внутри изученной части структуры успехом не увенчались. Может быть, крупные поверхности отслаивания здесь и существуют, но тогда они находятся на более глубинном уровне.

Палеомагнитные данные

С начала 90-х годов на территории Горного Крыма группой Д.М. Печерского проводились палеомагнитные исследования, результаты которых опубликованы в двух работах [17, 18]. На первом этапе этих исследований были проанализированы среднеюрские магматические породы западной (мыс Фиолент) и восточной (Карадаг) частей Горного Крыма. Было установлено, что, согласно доскладчатым компонентам остаточной намагниченности, эти вулканы находились примерно на 25° с.ш. и имели запад-северо-западное простирание (300°), являясь, по мнению цитированных авторов, продолжением островной дуги Малого Кавказа. Судя по ориентировке палеомагнитных векторов, среднеюрские комплексы были впоследствии развернуты по часовой стрелке на 100° – 120° . Расстояние между ними и Евразией (Скифской плитой) в байосе составляло примерно 17° или 2000 км в сечении Крыма.

Для уточнения времени разворота были проанализированы образцы осадочных пород верхней юры и нижнего мела. Полученные данные привели этих авторов к выводу, что среднеюр-

ская вулканическая дуга практически оставалась на месте (примерно равное магнитное наклонение), но претерпела в бате–келловее разворот относительно Евразии на 120° по часовой стрелке. Сближение Горного Крыма с Евразией произошло за счет движения последней к югу и завершилось к середине мела. Столкновение Горного Крыма и Скифской плиты сопровождалось обратным (против часовой стрелки) разворотом восточной части Горного Крыма на 15° , а западной – на 10° . В дальнейшем происходил общий дрейф Горного Крыма и Скифской плиты как единого целого на север в их современное положение.

Как нам представляется, эти исследования не могут не учитываться при любых построениях, касающихся истории формирования складчатой системы Горного Крыма.

Поскольку настоящая статья посвящена только восточной части Горного Крыма и ее истории в конце средней юры и в поздней юре, то интерпретация событий будет дана только для этого временного интервала.

Палеомагнитные данные позволяют говорить о том, что в начале средней юры область, в которой формировались осадочные и магматические комплексы восточной части Горного Крыма, отстояла от южного края Скифской плиты примерно на 2000 км (см. выше). Если это так, то Горный Крым представляет собой террейн, примкнувший к южному краю Евразийской плиты не ранее самого конца юры – начала мела. Вопрос о времени разворота террейна Горного Крыма на 120° по часовой стрелке решается неоднозначно. Палеомагнитные данные говорят о том, что его вращение произошло в конце батского века (в келловее?). В таком случае это явление никак не зафиксировано в геологической летописи. Нам представляется, что это вращение не могло не сопровождаться геологической перестройкой внутри террейна Горного Крыма. Если это предположение справедливо и разворот террейна Горного Крыма может быть установлен геологическими методами (например, перестройкой структуры и характера осадконакопления, изменением ориентировки границ между фациальными зонами, формированием горных сооружений), то вращение произошло несколько позже. Оно началось в оксфорде и завершилось к началу титона. На это вращение ушло примерно 4 млн. лет, т.е. 35° – 40° за один миллион лет или 0.037° за 1000 лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наши представления об истории развития террейна Горного Крыма в конце средней юры–поздней юре показаны в табл. 2. Можно думать, что террейн Горного Крыма в конце средней юры–раннем

Таблица. Схема формирования структуры и история осадконакопления террейна Горного Крыма в конце средней юры и в поздней юре

	а Конец позднего келловоя. Прибрежная зона (точки), пелагическая зона (штрихи), островная дуга (галочки).
	б Конец раннего оксфорда. Возникновение склона (уступа) между прибрежной и пелагической зонами, формирование рифовых массивов ("кирпичи") на верхней бровке склона и каменных потоков ("капли"); отсутствие вулканической активности.
	в Граница раннего и позднего оксфорда. Начало столкновения террейна Горного Крыма с выступом Скифской плиты, сопровождаемое разворотом террейна Горного Крыма по часовой стрелке и формированием сдвиговых пластин.
	г Конец раннего кимериджа. Продолжение столкновения террейна Горного Крыма с выступом Скифской плиты, завершение его разворота по часовой стрелке и формирования сдвиговых пластин, возникновение горной страны в ЮЗ-ной части террейна Горного Крыма (сжатие) и начало образования Восточно-Крымского прогиба на его северо-востоке (растяжение).
	д Начало титона. Продолжение столкновения террейна Горного Крыма с выступом Скифской плиты; окончательное оформление Восточно-Крымского прогиба при отрыве "ломтя" террейна Горного Крыма и его вращении против часовой стрелки на 15°; продолжение воздымания горной страны на юго-западе террейна Горного Крыма, ее размыв, падение уровня Мирового океана и перенос прибрежного обломочного материала вглубь бассейна дебризными и мутьевыми потоками.

Примечание. Подробное объяснение см. в тексте. Положение стран света нормальное.

оксфорде представлял собой относительно просто построенный участок окраины континента (микроконтинента?), в котором его мелководная часть – внутренний шельф – располагалась на коре сиалического типа и находилась на юге (см. табл., а). Севернее находился неглубокий пелагический бассейн (окраинное море?), окаймлявшийся с севера вулканической дугой среднеюрского – келловейского возраста, максимум магматизма в которой падает на байосское и раннекелловейское время. Границы между этими палеогеографическими областями были или широкими, или же, если учесть палеомагнитные данные по ориентировке вулканической дуги, имели ЗСЗ–ВЮВ простирание [18]. Не исключено, что с севера дуга обрамлялась зоной субдукции, в которой поглощалась литосфера океанического типа, отделявшая дугу от Скифской платформы. В конце позднего келловоя магматизм затухает; расположение прибрежной и пелагической зон остается прежним (см. табл., б). В начале позднего оксфорда террейн Горного Крыма вступает во взаимодействие с краем Скифской плиты, которая все это время дрейфо-

вала в южном направлении (см. табл., в). Давление выступа платформы на террейн приводит к его вращению по часовой стрелке и образованию правых сдвигов как внутри него, так и по его обрамлению (см. табл., в). В результате вращения, которое происходило в позднем оксфорде–раннем кимеридже, батско-нижнеоксфордские комплексы меняют пространственное положение и мелководные отложения оказываются теперь на северо-западе, а пелагические и островодужные – на юго-востоке (см. табл., г). Расклинивание террейна Горного Крыма выступом Скифской плиты приводит еще к двум следствиям, существенно изменившим его строение.

Во-первых, в результате сжатия внутри уже развернутого террейна, в его южной части в начале позднего оксфорда происходит формирование горной системы, размыв которой и обусловил поступление обломочного материала (как местного, так и экзотического), транспортировавшегося в северном и северо-восточном направлениях. Можно предполагать, что граница складчатого сооружения была дискордантна по отношению

к структурно-фациальным зонам, созданным к началу позднего оксфорда.

Во-вторых, продолжение расклинивания террейна Горного Крыма в титоне и начало его разрушения сопровождалось отрывом "ломтей" террейна и их вращением против часовой стрелки на 15°, т.е. навстречу Скифской плите (см. табл., д). В тылу этих "отщепов" образуются зоны растяжения, в одной из которых формируется Восточно-Крымский прогиб.

Не следует думать, что этап "столкновения" террейна Горного Крыма и Скифской плиты завершился в титоне. Восстановление полной картины аккреции требует дополнительного изучения осадочных серий неокома, в частности, западной части Горного Крыма в целом.

В настоящей работе даны предварительные результаты работ и их возможная интерпретация.

Осуществление работы и в особенности полевых исследований 1993–1995 гг. стало возможно лишь благодаря финансовой поддержке ОГГГН РАН и секции наук о земле РАН. Мы искренне благодарим руководителей этих организаций академиков РАН В.А. Жарикова и Н.П. Лаврова. В 1995–1996 гг. исследования были поддержаны грантом 89100 фонда Сороса и отчасти грантом 93-05-8934 РФФИ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архинов И.В.* Кимеридж-титонский флиш Горного Крыма // Изв. вузов. Геология и разведка. 1958. № 6. С. 18–24.
2. Вулканы Карадага / Довгаль Ю.М., Радзивил В.Я., Токовенко В.С. и др. / Ин-т геол. Наук. Киев: Наук. думка, 1991. 102 с.
3. Геологическая карта Горного Крыма. Масштаб 1 : 200 000 / Ред. Н.Е. Деренюк, М.В. Ванина, М.Е. Герасимов, Составил С.В. Пивоваров. Киев: ЦТЭ м-ва геологии УССР, 1984.
4. Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. I. Геологическое описание. М.: Наука, 1969. 576 с.
5. *Добровольская Т.И.* Палеогеографическая обстановка в Крыму во время накопления мезозойских конгломератов // Материалы научной конференции геологического факультета, Львов. ГУ, Львов: Львов. ГУ, 1966. С. 28–29.
6. *Казанцев Ю.В.* Тектоника Крыма. М.: Наука, 1982. 112 с.
7. *Кизевальтер Д.С., Муратов М.В.* Длительное развитие геосинклинальных складчатых структур Восточного Крыма // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1959. № 5. С. 16–34.
8. *Лебединский В.И., Добровольская Т.И.* Гранатсодержащие породы в гальках юрских конгломератов Горного Крыма // Минерал. Сб. Львов. ГУ. 1965. № 19. Вып. 1. С. 114–118.
9. *Лебединский В.И., Макаров Н.Н.* Вулканизм Горного Крыма. Киев: Изд-во АН УССР. 1962. 208 с.
10. *Лебединский В.И., Шалимов А.И.* Ископаемый лахар на Карадаге и особенности структуры массива Кок-Кая // Докл. АН СССР. 1967. Т. 172. № 6. С. 114–118.
11. *Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Никитин М.Ю., Розанов С.Б., Шалимов И.В.* Об аллохтонном залегании верхнеюрских отложений Горного Крыма // Докл. РАН. 1994. Т. 338. № 4. С. 497–500.
12. *Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю., Никитин М.Ю., Шалимов И.В.* Положение верхнеюрских отложений в структуре Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1995. Т. 70. Вып. 1. С. 22–31.
13. *Михайлова М.В., Успенская Е.А.* Юрские биогермные массивы Судакско-Карадагского района / Путеводитель экскурсий четвертой палеоэколого-литологической сессии РИО АН МССР / Кишинев: Ин-т геологии и полезных ископаемых, 1966. С. 14–20.
14. *Муратов М.В.* Геологический очерк восточной оконечности Крымских гор. М.-Л., 1937. С. 12–122. (Тр. МГРИ; Т. 7.)
15. *Муратов М.В.* Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 207 с.
16. *Муратов М.В., Архинов И.В., Успенская Е.А.* Стратиграфия, фашии и формации юрских отложений Крыма // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1960. Т. 35. Вып. 1. С. 87–97.
17. *Печерский Д.М., Диденко А.Н., Сафонов В.А., Тихонов Л.В., Цельмович В.А.* Петромагнитная и палеомагнитная характеристика среднеюрского вулканизма Горного Крыма // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1991. № 3. С. 85–104.
18. *Печерский Д.М., Сафонов В.А.* Палинспастическая реконструкция положения Горного Крыма в средней юре–раннем мелу на основе палеомагнитных данных // Геотектоника. 1993. № 1. С. 96–105.
19. *Попадюк И.В., Смирнов С.Е.* Проблемы структуры Горного Крыма. Традиционные представления и реальность // Геотектоника. 1991. № 6. С. 44–56.
20. *Славин В.И., Яранов Д.* Срединные массивы Европейской части альпийской геосинклинальной области // Структура земной коры и деформация горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 137–149.
21. Структурная геология Горного Крыма / Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Аржавитина М.Ю.

- Аржавитин П.В., Бехер Н.И., Терехов А.А., Попович С.В. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989. 152 с.
22. Успенская Е.А. Стратиграфия. Юрская система. Верхний отдел // Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Наука, 1969. С. 114–155.
23. Чернов В.Г. Палеогеографические исследования верхнеюрских отложений района г. Демерджи в Крыму // Сб. НСО Геологического факультета МГУ. 1963. № 4. С. 3–108.
24. Чернов В.Г. О составе верхнеюрских конгломератов г. Демерджи в Крыму // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1971. № 2. С. 18–28.
25. Юдин В.В. Новая модель геологического строения Крыма // Природа. 1994. № 6. С. 28–31.

Middle–Late Jurassic History of the Eastern Crimean Mts. Terrane

A. I. Voznesensky*, A. L. Knipper*, A. S. Perfiliev*, E. A. Uspenskaya**, and A. V. Areshin**

**Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia*

***Moscow Geological Exploration Academy*

To correlate paleomagnetic and geologic data available for the eastern part of the Crimean Mts., we performed detailed field studies focused on Upper Jurassic deposits and their tectonic features. As a result, paleogeographic environments were restored for four time slices. These reconstructions suggest that depositional and structural features of this part of the Crimean Mts. could result from convergence and collision of the Crimean Mts. terrane and a salient of the Scythian plate. This collision, which began in the late Oxfordian, involved a rotation of the Crimean Mts. terrane as an entity and structural rearrangement within it.

УДК 551.243(571.54)

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ СТРОЕНИЯ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ КАЛЕДОНИД БУРЯТИИ

© 1998 г. А. Н. Булгатов, В. С. Климух

Бурятский геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия

Поступила в редакцию 03.09.96 г.

Джидинская зона каледонид Бурятии и ее обрамление представляют собой сооружение, состоящее из систем полого и круто залегающих тектонических пластин. Процесс надвигообразования сопровождался милонитизацией, интенсивным рассланцеванием, динамометаморфизмом, образованием тектоно-гравитационной олистостромы, изоклинальных складок, структур пластического течения и меланжа, тектонизацией олистостромы, протрузивным внедрением гипербазитовых и известняковых тектонических отторженцев и был обусловлен движением Ангаро-Анабарского блока Сибирского кратона на юг (в современных координатах).

ВВЕДЕНИЕ

Внимание исследователей всегда привлекали взаимоотношения между довендскими венд-раннепалеозойскими слоистыми тектоническими комплексами хребта Хамар-Дабан и бассейна р. Джиды, а также природа обломочных пород, распространенных среди них.

До последнего времени считали, что они разделены круто падающим глубинным разломом [2, 11, 24], или между ними отсутствуют несогласия и они не разграничены разрывными нарушениями [3].

Обломочные породы изучались многими исследователями. Их считали псевдоконгломератами или тектонитами [24], базальными образованиями джидинской свиты верхнего кембрия [11], фацией хохюртовской нижнекембрийской свиты [3]. К.В. Боголепов [6], интерпретируя материалы В.М. Афанасьева [2] с точки зрения мобилистской концепции, отнес обломочные породы к олистостроме.

Обломочные конгломератовидные породы, имеющие тектоническую природу, выделены на контакте Дархинтуйского гипербазитового массива [4]. Позже такие образования были названы серпентинитовым меланжем. Они установлены на контактах Харгантинского, Хохюртинского, Хамар-Дабанского и Хангарульского гипербазитовых массивов [12].

В 1989–1994 гг. мы занимались изучением обломочных пород и взаимоотношений между двумя упомянутыми тектоническими комплексами, протягивающимися более чем на 150 км от верховьев р. Хамней (левого притока р. Джиды) до верховьев р. Джиды и далее до границы с Монголией. В результате мы пришли к выводу о широком распространении надвиговых структур и сопутст-

вующих им меланжа и олистостром, образовавшихся под влиянием движения Сибирской платформы на юг (в современных координатах). Эти результаты были опубликованы в тезисной форме [7, 8]. В предлагаемой статье будет изложен фактический материал, подтверждающий покровно-надвиговое строение рассматриваемого района. Район проведенных исследований расположен в створе южного клиновидного выступа Сибирской платформы, и для доказательства движения на юг ее Ангаро-Анабарского мегаблока описываемый район может рассматриваться как один из опорных.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Наиболее древним (рис. 1) является нижнепротерозойский метаморфический комплекс хангарульской серии, состоящий преимущественно из гнейсов, которым подчинены сланцы. Они включают горизонты мраморов. Среди гнейсов и сланцев более широко распространены биотитовые, слюдяные, гранато-биотитовые, силлиманито-биотитовые и роговообманково-биотитовые разновидности. Весь комплекс насыщен инъекциями гранитов, пегматитовых гранитов и пегматитов.

К рифею отнесены метаморфические комплексы биту-джидинской и зун-муринской свит. Первая представлена в основном сланцами слюдисто-кварцевыми, биотито-кварцевыми, гранато-биотито-кварцевыми, слюдисто-хлорито-карбонатными, серицито-кварцевыми, горизонтами метапесчаников, кварцитов, риолитов и кристаллических известняков. Локально проявлена инъекция гранитов с образованием гнейсов и высокотемпературных метаморфических сланцев.

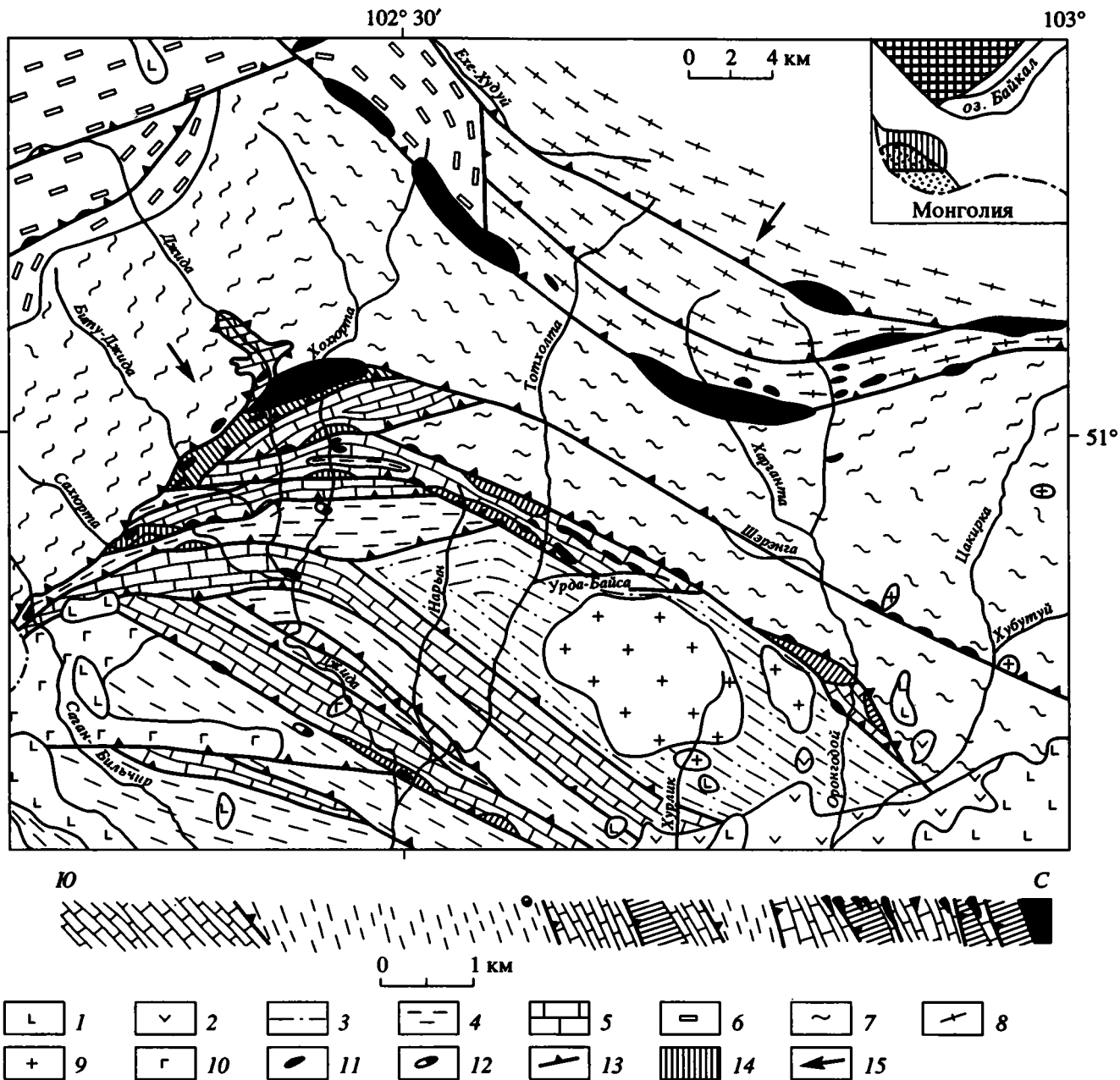


Рис. 1. Геолого-структурная схема северо-западной части Джидинской зоны каледонид и ее обрамления. Составлена с использованием геологических карт "Бурятгеолкома".

1–10 – комплексы: 1 – трахибазальтовый (N), 2 – трахиандезито-трахибазальтовый (J_{1-2}), 3 – сланцево-песчаный джидинской свиты (E_3-O_1), 4 – углеродистый песчано-алевролитно-сланцевый хохюртовской свиты (E_1), 5 – песчано-кремнисто-углеродистосланцево-известняковый хохюртовской свиты (E_1), 6 – гнейсово-сланцево-известняковый зун-муринской свиты (R), 7 – гнейсово-сланцевый биту-джидинской свиты (R), 8 – сланцево-гнейсовый хангарульской серии (PR_1), 9 – гранитовый (PZ_1), 10 – габбровый (PZ_1), 11, 12 – тектонические отторженцы: 11 – лиственито-серпентинитовые и их меланжированные разновидности, 12 – известняковые, 13 – надвиги и взбросы; 14 – тектонизированная олистострома с хлорито-известняковым, слюдисто-углеродисто-известняковым и известняковым матриксом; 15 – направление горизонтального перемещения масс.

Геологический разрез вдоль р. Хохюрты, от ее устья вверх до Хохюртинского гипербазитового массива (на протяжении 10 км).

На врезке обзорная схема. Ангаро-Анабарский кратон обозначен клеткой, Джидинская зона каледонид – точками, рассматриваемый в статье район – вертикальной штриховкой.

Зун-муринская свита сложена преимущественно кристаллическими известняками, иногда с графитом. Им подчинены сланцы и гнейсы. Мощность гнейсово-сланцевых горизонтов колеблется в широких пределах от первых до сотен метров. Среди сланцев и гнейсов отмечаются слюдяные, биотитовые, гранато-биотитовые, слюдисто-известняковые и амфиболо-известняковые разновидности.

Метаморфизм пород хангарульской серии соответствует эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям, биту-джидинской и зун-муринской свит – зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой.

Сланцы и гнейсы амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой фаций и высокотемпературной субфации зеленосланцевой фации хангарульской серии, биту-джидинской и зун-муринской свит подверглись регрессивному метаморфизму с преобразованием их в хлорито-серицито-альбито-кварцевые сланцы с более или менее четко выраженной мелкоочковой текстурой [28]. “Очки” размером до 2.5 мм представлены альбитом. Контуров их неровные и лапчатые. Содержание порфиробластов варьируют в широких пределах. В основной массе изредка отмечаются реликты биотита, амфибола и граната, замещенных хлоритом и серицитом. Зоны регрессивного метаморфизма [10] совпадают с зонами взбросо-надвиговых структур, которые прослежены через верховья рек Цакирка, Оронгодой, Тотхолта, Хохюрта, Джиды и Биту-Джиды, и справедливо рассматриваются как зоны динамометаморфизма.

В бассейнах верховьев рек Цакирка, Оронгодой, Тотхолта и Хохюрты складчатая структура докембрийских метаморфических комплексов образует плавную дугу, обращенную выпуклостью на юг. Падение слоистости и сланцеватости в южных румбах от 140° до 250° под углами 40°–70°, редко под углами 20°–35° и 75°–80°. В бассейнах верховьев рек Джиды и Биту-Джиды падение сланцеватости и слоистости под такими же углами на северо-запад и запад.

Кембрийские осадочные отложения района традиционно относятся к хохюртовской (E₁) и джидинской (E₃–O₁) свитам. Породы хохюртовской свиты нами расчленены на две литологические разновидности: песчано-кремнисто-углеродистосланцево-известняковую и углеродистую песчано-алевролито-сланцевую. Первая фациально изменчива. На р. Хохюрте, ниже по течению Хохюртинского гипербазитового массива до устья р. Нарын-Убырь, она представлена известняками, песчаниками, серицито-кварцевыми и углеродистыми сланцами. Более монотонной известняковой является пачка, которая обнажается в районе слияния рек Хохюрты, Джиды и Сохюрты. На реках Сохюрте, Биту-Джиде, Джиде, Хо-

хюрте (ниже устья р. Урда-Нарын-Убырь) и Тотхолте (выше впадения р. Урда-Байса) известняки включают горизонты известняковых и доломитовых конгломератов, гравелитов и калькаренитов, нередко образующих карбонатный турбидит. Обломки в конгломератах и гравелитах размером до 10–12 см. Обработка обломков разная, наряду с окатанными есть угловатые. Они сложены известняками, доломитами, кремнем, кварцем, углеродистыми сланцами. Цементом их являются известняк или доломит.

Особо подчеркнем, что пачки “монотонных” известняков содержат прослой доломитов, песчаных известняков и доломитов, известняковых и доломитовых песчаников, кремнистых известняков, кремнистых пород и углеродистых сланцев. В этих известняках обнаружена прекрасно сохранившаяся фауна баградского и саныштыггольского горизонтов алданского и ленского ярусов [3, 30].

Углеродисто-песчано-алевролито-сланцевая толща хохюртовской свиты имеет с известняковой толщей в большинстве случаев тектонические контакты, в редких – постепенные переходы. В этой толще преобладают углеродистые сланцы и алевролиты. Им подчинены темные углеродистые и серые неуглеродистые песчаники. В единичных случаях наблюдаются прослой полимиктовых гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Довольно часто в этой толще наблюдается градационная слоистость. Углеродистые сланцы по составу относятся к кремнисто-углеродистым и карбонатно-углеродистым разновидностям.

Джидинская свита представлена песчаниками, заключающими маломощные прослой углеродистых алевролитов и сланцев. Взаимоотношения отложений хохюртовской и джидинской свит тектонические.

Породы хохюртовской и джидинской свит практически не метаморфизованы. В них хорошо сохранились первичные текстурно-структурные признаки. Новообразованные минералы представлены мелкими чешуйками серицита и хлорита, более характерными для стадии эпигенеза, чем для стадии метаморфизма. В многочисленных зонах надвиго- и взбросообразования эти породы подверглись динамометаморфизму, который по температурным параметрам соответствует хлоритовой зоне фации зеленых сланцев.

Описываемые толщи слагают систему круто залегающих изоклинальных складок и тектонических пластин, наклоненных в северных румбах. Пластины отделены одна от другой зонами меланжа, поверхностями взбросов и надвигов того же падения. Эта общая закономерность нарушается на локальных участках. Так, например, на правом берегу р. Нарын-Убырь (рис. 2) сланцеватость меланжево-олигостромового комплекса

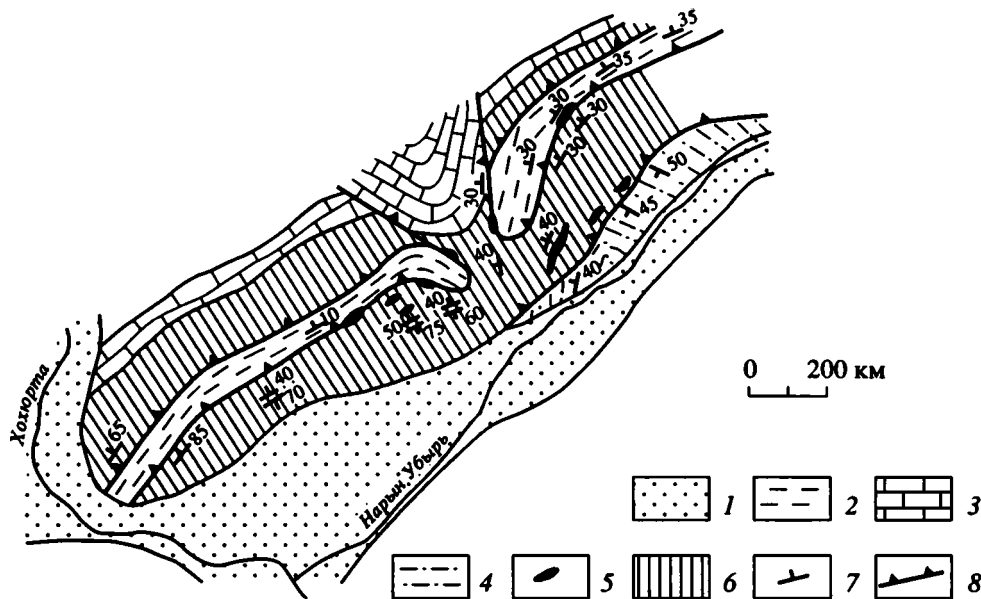


Рис. 2. Геолого-структурная схема правобережья р. Нарын-Убырь – левого притока р. Хохюрты, впадающего в 6 км выше ее устья.

1 – четвертичные отложения; 2, 3 – нижнекембрийские: 2 – углеродистые сланцы, 3 – известняки; 4 – рифейские песчаники и алевролиты, прослой углеродистых сланцев и гравелитистых песчаников; 5 – серпентиниты и листвениты, их меланжированные разновидности; 6 – тектонизированная олистострома с хлорито-известняковым и известняковым матриксом; 7 – падение сланцеватости; 8 – взбросы и надвиги.

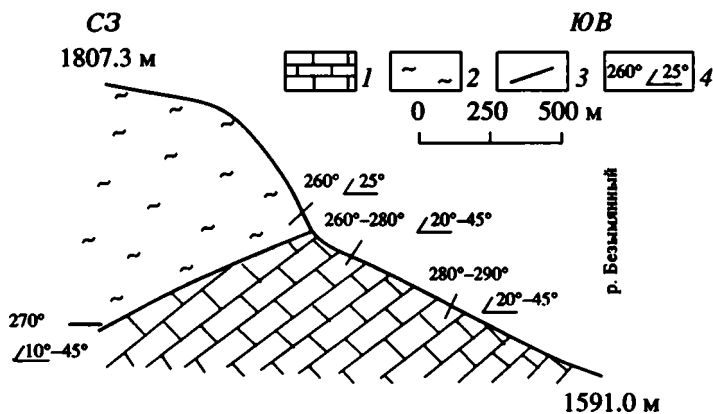


Рис. 3. Надвиг в левом борту ручья Безымянного – правого притока р. Джиды, впадающего в 7 км выше устья р. Биту-Джиды.

1 – нижнекембрийские известняки и песчанистые известняки; 2 – рифейские биотито-кварцевые сланцы с горизонтами слюдястых гнейсов, мраморов и кварцитов; 3 – плоскость надвига; 4 – элементы залегания сланцеватости.

падает вертикально, а также круто как на север, так и на юг. Очевидно, южное падение отражает падение замковой части наклонной в целом на север изоклинальных складок. Из малых структурных форм изредка наблюдались структуры пластического волочения, свидетельствующие о том, что перемещение материала происходило с севера на юг в современных координатах.

В верхнем течении р. Джиды установлено тектоническое полуокно. Нижняя часть склонов долины

сложена известняками нижнего кембрия, верхняя – рифейскими биотито-кварцевыми сланцами с прослоями слюдяных гнейсов, мраморов и кварцитов. Тектонический контакт между ними почти совпадает с горизонталями рельефа, следовательно, аллохтон представляет собой шарьяж, перекрывающий известняки (р. Джиды) и тектонизированную олистострому (р. Биту-Джиды). Поверхность шарьяжа волнистая. В левом борту безымянного притока р. Джиды она падает на запад под углами 10° – 45° (рис. 3).

ОЛИСТОСТРОМА, МЕЛАНЖ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОТТОРЖЕНЦЫ

Надвиги, олистострома, меланж и тектонические отторженцы района – генетически взаимосвязанные образования. В настоящее время большинство исследователей [5, 15, 16, 18, 21, 22, 31], изучающих меланжево-олистостромовый комплекс, придерживаются мнения о том, что меланж является тектоническим образованием, олистострома – осадочным. Если олистострома образовалась в результате обвально-оползневых процессов фронтальных частей тектонического покрова, то ее относят к тектоно-гравитационному типу [18] с разделением на эндоолистострому и аллоолистострому в зависимости от происхождения составных частей олистостромы [31]. Меланж чисто тектонического происхождения классифицируется на серпентитовый [15], терригенный [16, 22] и так далее. Многие исследователи отмечают, что очень трудно, а зачастую невозможно различать меланж тектонического происхождения и тектонизированную олистострому, называемую иногда меланжем. Нам представляется, что правы те исследователи, которые не рекомендуют называть тектонизированную олистострому меланжем, так как механизм и условия образования олистостромы и меланжа разные [15, 17].

В описываемом районе выделены тектонизированная олистострома тектоно-гравитационного типа, чисто тектонические серпентинитовые, лиственитовые, терригенные и сланцево-известняковые меланжи. Главное различие между олистостромой и меланжем выражается в их размерах. Олистостромовые тела во много раз мощнее и занимают значительно большие площади по сравнению с меланжевыми. Мощность последних от первых метров до первых сотен метров, и в связи с малыми их размерами на схеме (см. рис. 1) они не показаны.

Тектонизированная олистострома в целом имеет линзовидную форму. Наиболее крупное тело выделено на междуречье Сохюрты, Биту-Джиды, Джиды и Хохюрты. Протяженность его 7.5 км при ширине до 1 км. Малые по размерам линзы олистостромы выделены в среднем течении рек Сохюрты, Хохюрты, Нарына, Тотхолта, Оронгодой, а также в районе слияния Джиды и Тотхолта.

Для тектонизированных олистостромовых тел вмещающей является толща преимущественных известняков с фауной конца алданского–начала ленского ярусов. В них обломки разных размеров имеют линзовидную и вытянутую, с “хвостами”, форму. В большинстве случаев обломки достигают 50 см в длину, редко 1.5 м. Ширина их, как правило, в несколько раз меньше длины. Поверхность обломков гладкая, отполированная. При этом наблюдается упорядоченность в их располо-

жении, параллельная ориентировка, согласующаяся с общей сланцеватостью. Первоначально они, несомненно, располагались хаотически. Обломки сложены известняками, песчанистыми известняками, известковистыми песчаниками и кварцем. Матриком их является интенсивно рассланцованная и милонитизированная, часто полочатая хлорито-известняковая, углеродисто-известняковая и известняковая порода. Матрикс обволакивает обломки, внедряется между ними, нагнетается в трещины обломков. Новообразованными динамометаморфическими минералами являются хлорит, серицит и мусковит.

В телах тектонизированных олистостром наблюдаются горизонты известняков, песчанистых известняков, известковистых песчаников, известковистых конгломератов, гравелитов и калькаренитов с отсортированным и окатанным обломочным материалом, образующими часто карбонатные турбидиты. Они бывают интенсивно рассланцованными и массивными. Состав обломков и матрикса в конгломератах и гравелитах идентичны составу тектонизированных олистостром. Их образование связано с размывом и разрушением обвально-оползневых олистостромовых обломков, транспортировкой их турбидитными потоками в другие части седиментационного бассейна. В процессе транспортировки они были обработаны и осаждались с образованием градационной слоистости.

Таким образом, карбонатные конгломераты, гравелиты и калькарениты образуют шлейф. Также шлейфом являются выше упомянутые карбонатные конгломераты, гравелиты и калькарениты, слагающие горизонты в преимущественно известняковой толще. Образование шлейфа карбонатных турбидитов с той стороны олистостромы, куда приходил снос материала, является другой важной ее чертой, которой не обладает меланж.

Надо отметить, что турбидиты всегда ассоциируют с обвально-оползневыми (олистостромовыми) образованиями [18, 21, 31]. Наличие горизонтов осадочных карбонатных пород, карбонатных конгломератов, гравелитов и калькаренитов в олистостромовых телах района указывает на то, что надвиговый процесс и образование олистостром происходило эпизодически. Одинаковый состав обломков и матрикса олистостром, карбонатных турбидитов, вмещающих их отложений является свидетельством того, что обвально-оползневому разрушению фронта надвигающихся покровов и их переотложению подвергались осадки самого бассейна седиментации (эндоолистодрома).

Карбонатные отложения к началу образования олистостром были слабо литифицированными и легко подвергались оползанию. Слабой их

литифицированностью можно объяснить в целом небольшой размер обломков в них и отсутствие большеобъемных олистоплак. Первоначально плоскости, по которым происходило горизонтальное перемещение слабо литифицированных карбонатных пород с образованием олистостромов, были полого наклонными. В следующий импульс покрово- и надвигообразования олистостромовые тела вместе с вмещающими отложениями были деформированы в структуру, картируемую в настоящее время как изоклинали. В этот же импульс олистостромовые тела подверглись процессам интенсивной тектонизации.

В описываемом районе откартировано большое количество гипербазитовых тел. Размеры их разные. Они залегают согласно со структурой вмещающих осадочно-метаморфических комплексов нижнего протерозоя и рифея, карбонатной толщи нижнего кембрия и тектонизированных олистостромом, т.е. эти тела находятся не в ассоциации с другими членами офиолитов, а располагаются среди комплексов сиалического и карбонатного составов.

В гипербазитовых массивах установлены серпентинитовый и листвениновый меланж, в котором смешивание включенного обломочного материала было тектоническим и никоим образом не унаследованным от олистостромов. Он представляет собой интенсивно рассланцованную серпентинитовую или лиственитовую породу с линзовидными, реже округлыми обломками. Последние, как правило, отполированы до блеска, с зеркалами скольжения и сложены серпентинитами и лиственинтами. Размер обломков от долей сантиметра до 50–70 см, редко до 1.5 м.

В массивах гипербазитов, площадь которых измеряется десятками квадратных километров, меланж наблюдается преимущественно на контакте с вмещающими породами, реже внутри таких массивов. Например, в крупном Хохюртинском гипербазитовом массиве, расположенном в среднем течении р. Хохюрта, серпентинитовый и листвениновый меланж приурочен к его юго-восточному эндоконтакту и картируется в полосе шириной 100–250 м. Падение сланцеватости меланжа на СЗ под углами 45°–65°. Крупный Хамархундунский массив, расположенный в верховье р. Хохюрта, также ограничен зонами серпентинитового меланжа с юго-запада и северо-запада. Вследствие этого он приобрел угловатую форму. Зона меланжа, ограничивающая его с юго-запада, имеет ширину 200–400 м, сланцеватость меланжа падает в основном на ЮЗ 230° под углами 50°–80°. Она совпадает со сланцеватостью вмещающего осадочно-метаморфического комплекса. Реже падение сланцеватости меланжа на северо-восток 40°–70° под углами 50°–80° и вертикальное, без изменения простирания сланцеватости.

Зона меланжа в северо-западном ограничении этого массива имеет ширину 300–350 м. Сланцеватость меланжа здесь падает на СЗ 330°–340° под углами 60°–70°. В зонах эндоконтактового меланжа наблюдаются блоки разных (до 6 × 10 м) размеров немеланжированных серпентинитов, а в центральной части массива – маломощные зоны меланжа. Меланж крупно- (до 1.5 м в длину), средне- и мелкообломочный. Иногда они чередуются, образуя “горизонты”.

Наряду с крупными массивами гипербазитов, выделяется большое число мелких, согласных со структурой рамы линзовидных и пластовых тел серпентинитов, лиственинитов, талько-карбонатных пород, серпентинитовых и лиственинитовых меланжей. Их размеры в основном исчисляются сотнями метров в длину и десятками метров в ширину. Но изучены тела очень малых размеров. Например, на правом берегу р. Нарын-Убырь (см. рис. 2) размеры восьми тел варьируют от 2 × 1.5 м до 40 × 15 м, два тела размером 170 × 10 м и 250 × 50 м. На р. Джиде, вблизи Хохюртовского гипербазитового массива установлен обломок (15 × 20 см) лиственинта в тектонизированной олистостроме.

Надо отметить, что крупные гипербазитовые массивы залегают в докембрийских осадочно-метаморфических комплексах, малые – в нижнекембрийских осадочных и олистостромовых.

Отмеченные выше факты позволяют сделать вывод о том, что гипербазитовые тела являются тектоническими отторженцами. Первоначально они представляли мантийный рестит, входивший в состав офиолитового комплекса. Затем в условиях многостадийного сжатия и надвигообразования ультрабазиты были вычленены из офиолитов и транспортированы в места современного залегания. Этот процесс сопровождался дезинтеграцией крупных массивов на более мелкие, интенсивной их серпентинизацией и лиственинизацией.

Тектоническими отторженцами также являются линзовидные тела известняков, залегающие в углеродистых сланцах. Они установлены в двух местах на р. Харла-Хур в 700 и 2000 м выше устья и в одном месте в правом борту долины р. Хохюрта, в 5 км выше устья. В первом случае размер тела 2 × 0.8 м, во втором – 300 × 100 м, в третьем – 100 × 60 м. Известняки, слагающие такие тела, и вмещающие их углеродистые сланцы тектонизированы. Их нельзя рассматривать как будины известняков, так как по простиранию структуры известняковых горизонты не установлены. Подобные тела также нет оснований считать олистолитами из-за отсутствия вблизи этих тел более мелких известняковых обломков. Нам представляется, что эти тела отторглись от нижележащей известняковой толщи,

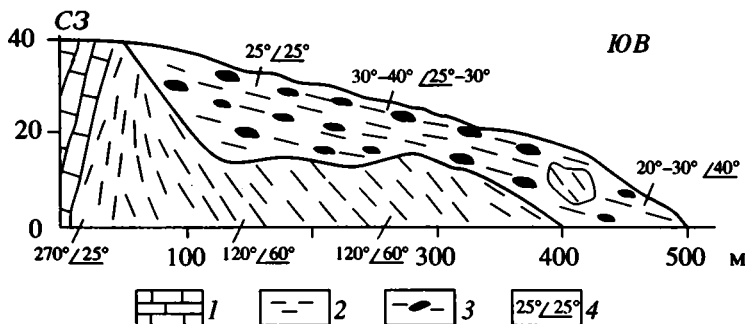


Рис. 4. Терригенный меланж в левом борту долины р. Биту-Джиды, в районе ее устья.
 1, 2 – нижнекембрийские: 1 – известняки, 2 – углеродистые песчано-алевролитово-сланцевые турбидиты; 3 – терригенный меланж; 4 – падение слоев в углеродистых турбидитах и сланцеватости в меланже.

на которую надвигался покров, и находятся в составе комплекса покрова. По реологическим свойствам известняки близки к серпентинитам [20]. Поэтому можно вполне допустить разлинзование пластичных известняков и протрузивное их внедрение.

Терригенный меланж изучен в левом борту р. Биту-Джиды от ее устья вверх на протяжении 450 м (рис. 4). Здесь обнажается толща переслаивания углеродистых сланцев, алевролитов и песчаников с градационной слоистостью. На северо-западе эта толща контактирует с известняками. Переход между ними через переслаивание. В зоне контакта слои тех и других пород падают на запад под углами 75°–80°. Судя по градационной слоистости, турбидиты залегают стратиграфически выше известняков, т.е. устанавливается опрокинутое на восток залегание. В 600 м от контакта двух толщ слоев в углеродистых турбидитах падают на ЮВ 110°–150° под углами 30°–60°.

Терригенный меланж залегает в верхней части коренного выхода пород и имеет мощность до 25 м. Размер обломков от первых сантиметров до 30 см. Они развальцованы до линзовидной и округлой формы, отполированы до блеска, с зеркалами скольжения и сложены углеродистыми песчаниками и алевролитами, т.е. местным материалом. Матрикс – интенсивно рассланцованная и милонитизированная углеродистая порода, которая обволакивает обломки. Падение сланцеватости меланжа на СВ 20°–40° под углами 10°–40°. В меланже сохранились блоки немеланжированных пород. Этот меланж представляет собой хрупко деформированное образование, рассекающее изоклинальную структуру, в строении которой участвует тектонизированная олистострома. Он по всем признакам близок к мономиктовому терригенному меланжу Алайского хребта [22].

В левом борту р. Шэрэнги, в 3.5 км выше впадения ее в р. Оронгодой обнажаются надвиг и сланцево-известняковый меланж. В нижней части коренного выхода протяженностью 50 м залегают рифеские кварцево-слюдисто-известняковые

сланцы и известняки, падающие на юг 160°–180° под углами 60°–85°. Выше сланцев и известняков располагается зона милонитов и интенсивно рассланцованных пород мощностью 1–5.5 м с падением сланцеватости в северных румбах от 350° до 30° под углами 10°–40°. В них находится линзовидное тело неизмененных пород с падением сланцеватости на юг под углами 60°–75°. Относительно выше развит сланцево-известняковый меланж мощностью до 3–5 м. Обломки в нем линзовидной формы, размером от самых малых до 30 см, сложенные известняками, кварцево-слюдисто-известняковыми сланцами и кварцем. Матриком для них является интенсивно рассланцованная и милонитизированная слюдисто-карбонатная порода. Падение сланцеватости меланжа 350°–35° под углами 10°–30°. Еще выше по склону залегают кварцево-слюдисто-карбонатные сланцы и известняки.

Поверхность надвига волнистая с перепадами до 2 м. Она в одних случаях перпендикулярно срезаёт сланцеватость пород автохтона, в других – наблюдается опрокидывание пород автохтона на юг (рис. 5), т.е. движение аллохтона происходило с севера на юг.

К сланцево-известняковому и известняковому меланжу относятся, очевидно, “горизонты”, в которых видны линзовидные обособления известняков и известковистых песчаников. Эти “горизонты” маломощны и наблюдаются довольно часто в толще преимущественно известняков. Их образование, видимо, связано с будинированием пластов в условиях надвигообразования и повышенной пластичности известняков.

Юго-восточнее описываемого района водораздел рек Цакирка и Нуд (относящихся к системе р. Хамней) занимает поле кайнозойских базальтов шириной 20 км. Юго-восточнее него, в бассейне р. Нуд, также установлены тектонизированная олистострома и гипербазитовые тектонические отторженцы, прослеженные далее к юго-востоку на 15–20 км до р. Дархинтуй, где они

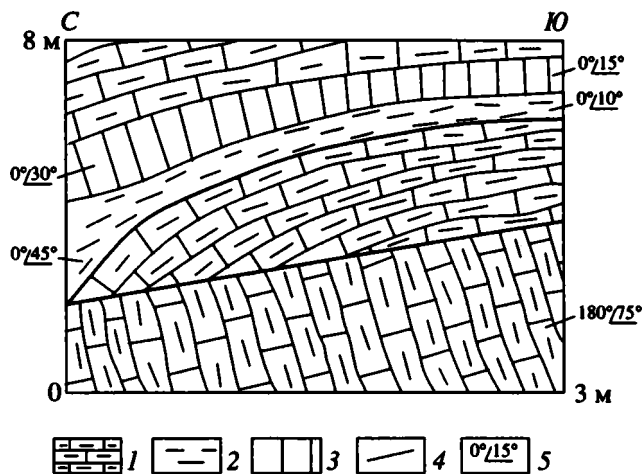


Рис. 5. Надвиг и сланцево-известняковый меланж в левом борту долины р. Шэрэнга, в 3.5 км выше впадения в р. Оронгодой.

1 – рифейские кварцево-слюдисто-известняковые сланцы и известняки; 2 – интенсивно рассланцованные и милонитизированные сланцы; 3 – сланцево-известняковый меланж; 4 – плоскости надвига; 5 – элементы залегания сланцеватости.

обрываются Дархинтуйским разломом северо-восточной ориентировки, по которому тектонизированная олистострома и гипербазитовые тектонические отторженцы, слагающие юго-восточный бок этого разлома, смещены к юго-западу на 15 км.

На левобережье р. Нуд (рис. 6) нижняя тектоническая пластина сложена толщей полимиктовых валунных и галечных конгломератов с прослоями гравелитов и песчаников. Средняя тектоническая пластина сложена углеродистосланцево-песча-

ной толщей нижнего кембрия. Падение сланцеватости в ней на ССВ под крутыми (60° – 70°) углами, т.е. эта толща взброшена на толщу полимиктовых конгломератов, слагающих нижнюю тектоническую пластину. Она перекрыта тектонизированной олистостромой мощностью 300–400 м с падением сланцеватости на ССВ с углами падения от 0 до 30° . Верхняя пластина, перекрывающая олистострому, сложена известняками нижнего кембрия.

Обломки полимиктовых конгломератов нижней тектонической пластины сложены тектонизированными андезитами, диоритами, диабазами, песчаниками, амфиболитами, хлорито-актинолитовыми и кремнистыми сланцами, известняками. Комплекс пород, слагающих обломки, характерен для островодужных комплексов, выделенных, например, в юго-восточной части Джидинской зоны каледонид [17]. Между тем в бассейне р. Нуд островодужный комплекс не известен. Он, скорее всего, тектонически перекрыт осадочным комплексом. Возраст конгломератов предположительно позднекембрийский–раннеордовикский.

В юго-восточной части Джидинской зоны каледонид также изучена система тектонических пластин с северо-восточной вергентностью [17]. В междуречье Торея и Алцак (левых притоков Джиды) тектонический покров, сложенный рифейскими кварцево-биотитовыми и кварцево-слюдяными сланцами с прослоями гнейсов, залегает на вулканитах ичетуйской свиты нижней-средней юры Мало-Хамардабанский вулканотектонической структуры. Плоскость покрова падает на СВ под углами 15° – 40° [9, 21].

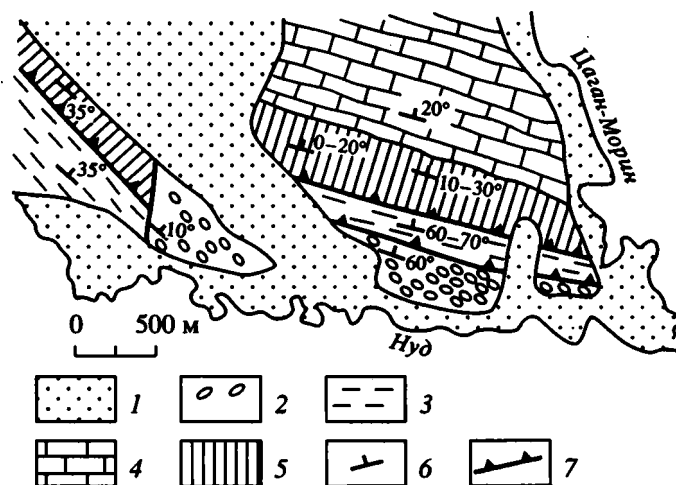


Рис. 6. Геолого-структурная схема левобережья р. Нуд.

1 – четвертичные отложения; 2 – полимиктовые конгломераты; 3 – углеродистосланцево-песчаная толща; 4 – известняки; 5 – тектонизированная олистострома с хлорито-известняковым и известняковым матриксом; 6 – элементы залегания сланцеватости; 7 – взбросы и надвиги.

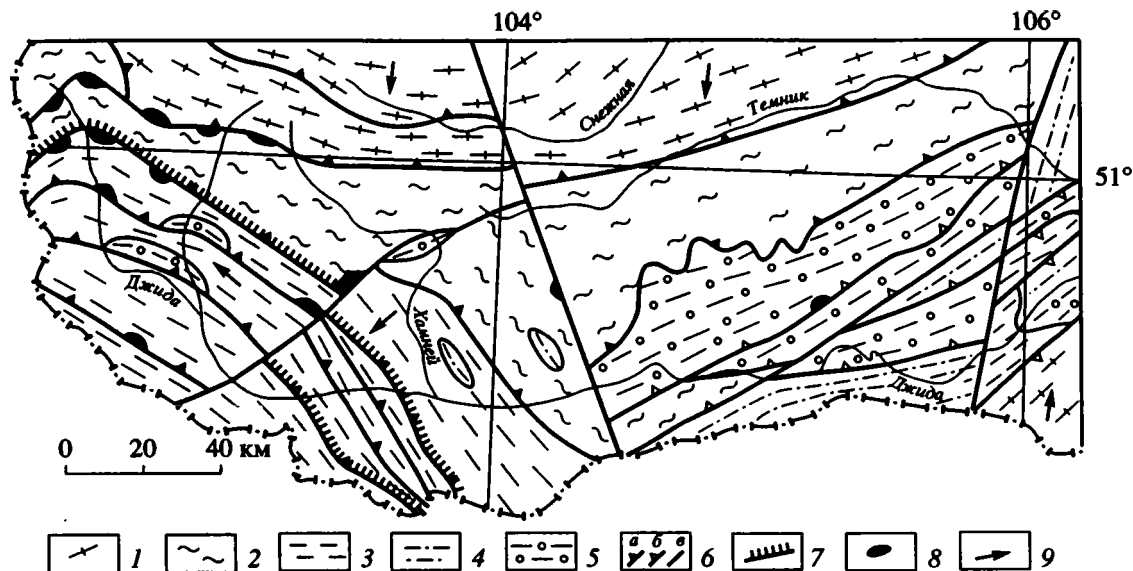


Рис. 7. Структурная схема Хамар-Дабанской покровно-складчатой дуги.

1–5 – линии простираения структур; 1 – дорифейских, 2 – байкальских, 3 – каледонских, 4 – герцинских, 5 – мезозойских; 6 – взбросы и надвиги достоверные (а), предполагаемые (б), прочие разломы (в); 7 – тектонизированная олистострома; 8 – ультрабазито-серпентинитовые тектонические отторженцы и их меланжированные разновидности; 9 – направление горизонтального перемещения масс.

ВЫВОДЫ И ОБСУЖДЕНИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изложенный фактический материал свидетельствует о том, что Джидинская зона каледонид Бурятии и ее обрамление представляют собой сооружение, состоящее из систем полого и круто залегающих тектонических пластин, надвинутых в южных румбах (в современных координатах). Процесс надвигообразования сопровождался милонитизацией, интенсивным рассланцеванием, динамометаморфизмом, образованием тектоно-гравитационной олистостромы, изоклиальных складок, структур пластического течения и меланжа, тектонизацией олистостромы, протрузивным внедрением гипербазитовых и известняковых тектонических отторженцев. В результате в южном обрамлении клиновидного выступа Сибирской платформы образовалась покровно-складчатая дуга, обращенная выпуклостью на юг и названная Хамар-Дабанской [8]. В ее пределах простираение структур в целом согласно и плавно меняет ориентировку с северо-западной (сянское направление) на северо-восточную (байкальское направление) и в региональном плане установлено структурное согласие между разновозрастными комплексами (рис. 7). Но это согласие вторичное и обусловлено формированием Хамар-Дабанской дуги.

В образовании дуги можно выделить несколько этапов. В конце алданского – начале ленского веков произошло образование карбонатной олистостромы тектоно-гравитационного типа. При-

мерно в это же время образовался олистостромовый комплекс в Туве [5, 19, 29], Хан-Хухейской и Озерной зонах Монголии [13], Восточном Саяне [26]. Предположительно во второй половине среднего кембрия–позднем кембрии в эпоху проявления салаирской складчатости была создана взбросо-надвиго-изоклиальная структура, произошла тектонизация олистостромы, протрузивное внедрение гипербазитов и известняков, образование серпентинитового, листовитового и сланцево-известнякового меланжа. Также предположительно в позднем ордовике, в завершающую фазу салаирской эпохи тектогенеза, образовались терригенный меланж и взбросо-надвиговая структура с участием орогенных моласс позднего кембрия–раннего ордовика. В поздней юре–раннем мелу рифейские метаморфические комплексы были надвинуты на нижне-среднеюрские вулканы и тектонизированная олистострома вдоль Дархинтуйского разлома северо-восточного простираения была смещена на юго-запад на 15 км.

Процесс образования надвигов и Хамар-Дабанской покровно-складчатой дуги был обусловлен движением Сибирского кратона на юг, которое геологически обосновал ряд исследователей [14, 23, 25, 32]. Сейсмическими исследованиями также установлено погружение фундамента кратона в Присаянье под складчатое обрамление [1]. Движение Сибирского кратона происходило, как свидетельствуют палеомагнитные данные, на фоне перемещения Сибирского кратона из южных приэкваториальных широт в высокие северные и разворота его по часовой стрелке [27].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алакишин А.М., Мандельбаум М.М.* Новые данные о строении краевой зоны юга Сибирской платформы // *Надвиги и шарьяжи платформенных складчатых областей Сибири и Дальнего Востока и их металлогеническое значение. Тезисы докладов.* Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1992. С. 40–42.
2. *Афанасьев В.М.* Тектоника Джидинской горной страны: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГТ СО АН СССР, 1977. 25 с.
3. *Беличенко В.Г.* Нижний палеозой Западного Забайкалья. М.: Наука, 1969. 207 с.
4. *Белов Н.В., Богодаева М.В.* Формация ультраосновных пород восточной части Восточного Саяна и Прибайкалья // *Петрография Восточной Сибири.* М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 2. С. 103–156.
5. *Берзин Н.А.* Меланжево-олигостромовая ассоциация Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы // *Главные тектонические комплексы Сибири: к атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири.* Новосибирск: ИГиГ СО СССР, 1979. С. 104–129.
6. *Боголепов К.В.* Типы структурных элементов и эволюции земной коры. Новосибирск: Наука, 1985. 296 с.
7. *Булгатов А.Н.* Покровные сооружения в южном обрамлении Иркутского амфитеатра // *Надвиги и шарьяжи платформенных и складчатых областей Сибири и Дальнего Востока.* Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1992. С. 49–50.
8. *Булгатов А.Н., Зайцев П.Ф.* Складчатые структуры в докембрийских комплексах хр. Хамар-Дабан // *Структурный анализ кристаллических комплексов: Тезисы докладов.* Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1992. С. 92–93.
9. *Булнаев К.Б., Гедыма Н.А.* Этапы формирования структуры и стадийность рудообразования Хурайского рудного поля // *Геология и металлогения Забайкалья. Улан-Удэ: БФ СО АН СССР и БГУ МГ РСФСР, 1969. С. 151–163.*
10. *Васильев Е.П., Резницкий Л.З.* Тектоно-метаморфическая зональность и становление континентальной земной коры Южного Прибайкалья и хребта Хамар-Дабан // *Эволюция земной коры в докембрии и палеозое (Саяно-Байкальская горная область).* Новосибирск: Наука, 1988. С. 71–91.
11. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (Новая серия). Объяснительная записка. Лист М-(47), 48. Л.: Недра, 1977. 186 с.
12. *Грудинин М.И., Секерин А.П.* Тектонический меланж в Джидинском гипербазитовом поясе (Юго-Западное Забайкалье) // *Механизмы формирования тектонических структур Восточной Сибири.* Новосибирск: Наука, 1977. С. 99–104.
13. *Дергунов А.Б.* Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 192 с.
14. *Замараев С.М., Мазукабзов А.М., Рязанов Г.В., Селько А.И. и др.* Древняя структура земной коры Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1975. 186 с.
15. *Книппер А.Л.* Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 206 с.
16. *Кузнецов Л.В., Лыточкин В.Н., Ненахов В.М., Перфильев А.С.* Полимиктовый терригенный меланж Алайского хребта // *Геотектоника.* 1990. № 5. С. 69–80.
17. *Кузьмин М.И., Гордиенко И.В., Альмухамедов А.И., Антипин В.С. и др.* Палеоокеанические комплексы Джидинской зоны каледонид // *Геология и геофизика.* 1995. Т. 36. № 1. С. 3–18.
18. *Леонов М.Г.* Олигостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 176 с.
19. *Либерман С.М.* Закономерности формирования олигостромовой толщи Северо-Западной Тувы // *Геотектоника.* 1991. № 3. С. 68–81.
20. *Луцицкий И.В., Громин В.И., Ушаков Г.Д.* Эксперименты по деформации горных пород в экспериментальной обстановке и в природе. Новосибирск: Наука, 1967. 74 с.
21. *Лыточкин В.Н., Ненахов В.М., Перфильев А.С., Кузнецов Л.В.* Позднепалеозойские олигостромы южного склона Алайского хребта // *Литология и полезные ископаемые.* 1992. № 3. С. 61–70.
22. *Лыточкин В.Н., Ненахов В.М., Перфильев А.С., Кузнецов Л.В., Хретенков П.А.* Мономиктовый терригенный меланж Алайского хребта // *Геотектоника.* 1992. № 3. С. 37–44.
23. *Митрофанов Г.Л., Таскин А.П.* Структурные соотношения Сибирской платформы со складчатым сооружением // *Геотектоника.* 1994. № 1. С. 3–15.
24. *Налетов П.И.* Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 280 с.
25. *Наумов В.А.* Морфология и эволюция краевого шва Сибирской платформы. Северо-Байкальское нагорье. Иркутск. Восточно-Сибирск. книжное изд-во, 1974. 144 с.
26. *Хаин Е.В., Федотова А.А.* Олигостромовые комплексы, связанные с формированием Боксонского покрова (бассейн р. Сархой, Восточный Саян) // *Докл. АН.* 1995. Т. 341. № 3. С. 390–394.
27. *Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.М. и др.* Палеомагнитология. М.: Недра, 1982. 312 с.
28. *Шафеев А.А.* Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана (стратиграфия и метаморфизм). М.: Наука, 1970. 180 с.

29. Щербаков С.А. Офиолиты Западной Тувы и их структурная позиция // Геотектоника. 1991. № 4. С. 88–101.
30. Язмир М.М., Далматов Б.А., Язмир И.К. Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Бурятской АССР. Палеозой. М.: Недра, 1975. 181 с.
31. Abbate E., Sagry M. Olistostromes in the oligocene formation of Masynjo (region of Florence) // Guidebook of the second European regional Conference of the International association of sedimentologists. Italy, Bologna, 1981. P. 46.
32. Bulgatov A.N., Mitrophanov G.L., Taskin A.P. The role of horirontal Movements in the structure formation of transitional zone: from Siberian platform to Sayan-Baikal foldbelt, // Report N4 of the IGCP Pr. 283: fourth intern. Symp. on Geodynamic Evolution of Paleosian Ocean. Novosibirsk: IYYM SB RAS, 1993. P. 36–38.

Structural Features of the Dzhida Zone, Buryat Caledonides

A. N. Bulgatov and V. S. Klimuk

Buryat Geological Institute, Russian Academy of Sciences, ul. Sakh'yanovoi 6a, Ulan-Ude, 670047 Russia

The Dzhida zone of the Buryat Caledonides with its surroundings is a structure composed of a system of gently and steeply dipping tectonic slices. The thrusting was accompanied by mylonitization, intense shearing, dynamo metamorphism, formation of a tectono-gravitational olistostrome, isoclinal folds, plastic flow structures and mélange, tectonization of olistostrome, and protrusion of ultramafites and limestone klippen. This was due to the southward movement (in modern coordinates) of the Angara–Anabar block of the Siberian craton.

УДК 551.24(571.56)

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КОЛЛИЗИОННОГО ПОЯСА ГОРНОЙ СИСТЕМЫ ЧЕРСКОГО (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)

© 1998 г. В. С. Оксман

Якутский институт геологических наук СО РАН, 677891, Якутск, пр. Ленина, 39

Поступила в редакцию 24.04.97 г.

Коллизионный пояс горной системы Черского представляет зону сочленения Верхоянской пассивной окраины Северо-Азиатского кратона с аккрецированными с востока разновозрастными структурами (террейнами) образующими единый Колыма-Омолонский микроконтинент (супертеррейн). В строении пояса участвуют образования конвергентных структур, а также комплексы океанических бассейнов, некогда разделявших данные структуры: офиолиты, полиметаморфические сланцы, вулканогенно-кремнисто-терригенные образования. Наряду с ними выделяются геодинамические комплексы сформированные в процессе коллизии: Уяндино-Ясачненский вулканический пояс, Главный и Северный батолитовые пояса, зонально зеленосланцево метаморфизованные образования. Офиолиты испытали несколько этапа метаморфизма и деформаций. Структурные парагенезы и ансамбли коллизионного пояса были сформированы в позднемезозойское время в результате трех этапов дислокаций. Ранние деформации были связаны с коллизией Омулевского хребта и Алазейской островной дуги, с образованием составного Колыма-Омолонского микроконтинента. Дислокация второго и третьего этапов проявились вследствие коллизии Колыма-Омолонского микроконтинента и Верхоянской континентальной окраины. Дополнительный изгиб коллизионного пояса был связан с закрытием расположенного северо-восточнее рассматриваемого района Южно-Анюйского бассейна.

ВВЕДЕНИЕ

Коллизионный пояс горной системы Черского представляет зону сочленения Верхоянской континентальной окраины Северо-Азиатского кратона с аккрецированными с востока разновозрастными структурами (террейнами), образующими единый Колыма-Омолонский микроконтинент (супертеррейн, [20]). Тектонические структуры коллизионного пояса образуют обращенную к северо-западу дугу известную в литературе как "Колымская петля" [10]. К востоку от шельфовых и склоновых осадков, слагающих проградационную призму Верхоянской континентальной окраины, в составе коллизионного пояса выделяются (с северо-запада на юго-восток, рис. 1): Кулар-Нерский сланцевый пояс (внешняя западная часть дуги), Мома-Селенняхская тектоническая зона (центральная часть пояса) и Илин-Тасский антиклинорий и Индигиро-Зырянский прогиб (восточная тыловая часть пояса).

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КОЛЛИЗИОННОГО ПОЯСА

В строении коллизионного пояса наряду с геодинамическими комплексами конвергентных окраин принимают участие фрагменты и блоки (террейны) некогда существовавших тектонических структур, в последующем почти целиком исчезнувших в процессе субдукции и коллизии. Выделяются также структурно-вещественные комплексы сформированные синхронно с коллизионными процессами.

Кулар-Нерский сланцевый пояс сложен неоднократно дислоцированными глубоководными черносланцевыми турбидитовыми толщами верхней перми, триаса и карбонатно-кремнисто-глинистыми отложениями нижней юры с горизонтами эндоолистостром [24]. С востока образования Кулар-Нерского сланцевого пояса по серии разломов различной кинематики (Чаркы-Индигирский надвиг и др.) контактируют с отложениями Иньяли-Дебинского и Полоусненского синклиниориев. Последние сложены мощными средне-, позднеюрскими турбидитовыми толщами с флишоидным переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников, содержащих примесь туфогенного материала.

Вдоль осевой части коллизионного пояса протягивается Мома-Селенняхская тектоническая зона (Черско-Полоусненская по [5]). Западная часть выполнена неоднократно деформированными позднепалеозойскими и раннемезозойскими отложениями, слагающими пакеты тектонических пластин и линз. От образований Иньяли-Дебинского и Полоусненского синклиниориев они отделяются серией надвигов и взбросо-сдвигов. Триасовые и нижнеюрские образования представлены переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с многочисленными горизонтами микститов и эндоолистостром. С запада на восток отмечается постепенное увеличение туфогенных и известковистых прослоев (рис. 2). Они отличаются от одновозрастных пород Кулар-Нерского

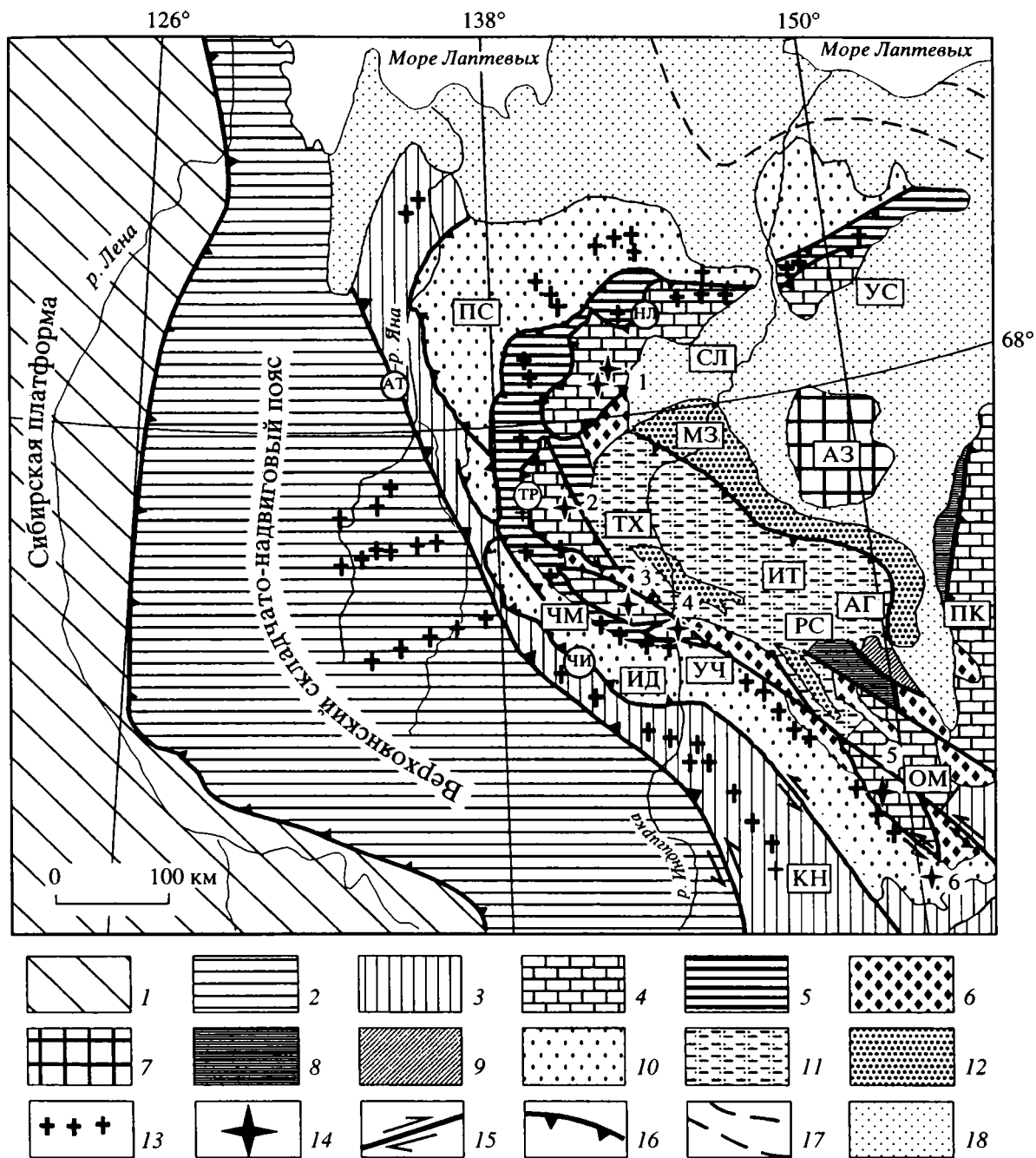


Рис. 1. Тектоническая схема северо-западной части Верхояно-Колымской складчатой системы.

1 – отложения Сибирской платформы; 2 – палеозойские и мезозойские породы Верхоянского складчато-надвигового пояса; 3 – глубоководные черсланцевые отложения перми-ранней юры Кулар-Нерского пояса (КН); 4–6 – геодинамические комплексы Мома-Селенняхской тектонической зоны: 4 – ранне-среднепалеозойские карбонатные и карбонатно-терригенные отложения (ПК – Приколымский, ОМ – Омудевский, УЧ – Уччинский, ЧМ – Чемалгинский, ТХ – Тас-Хаяхтахский, СЛ – Селенняхский, УС – Улахан-Таский блоки); 5 – позднепалеозойские-среднеюрские кремнисто-терригенно-вулканогенные и терригенные образования; 6 – позднеюрские вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения Уяндино-Ясаченского вулканического пояса; 7 – островодужные отложения Алазейской вулканической дуги (АЗ); 8 – ордовикские глубоководные базальты и сланцы (РС – Рассохинский блок); 9 – глубоководные базальты и сланцы позднего палеозоя-раннего мезозоя (АГ – Арга-Тасский блок); 10–11 – средне-позднеюрские терригенные отложения: 10 – преддугового прогиба (ПС – Полоусненский, ИД – Иньяли-Дебинский синклиорий); 11 – задугового прогиба (ИТ – Илин-Таский антиклиорий); 12 – меловые осадочные отложения Мома-Зырянской впадины (МЗ); 13 – пояса гранитов; 14 – фрагменты офиолитов: 1 – Уядинский, 2 – Мунилканский, 3 – Кыбытыгасский, 4 – Индигирский, 5 – Гарбынинский, 6 – Дебинский; 15 – сдвиги; 16 – надвиги (АТ – Адыча-Тарынский, ЧИ – Чаркы-Индигирский, ТР – Тирехтяхский, НЛ – Нальчанский разломы); 17 – предполагаемое продолжение Южно-Анхойской сутуры; 18 – кайнозойские отложения.

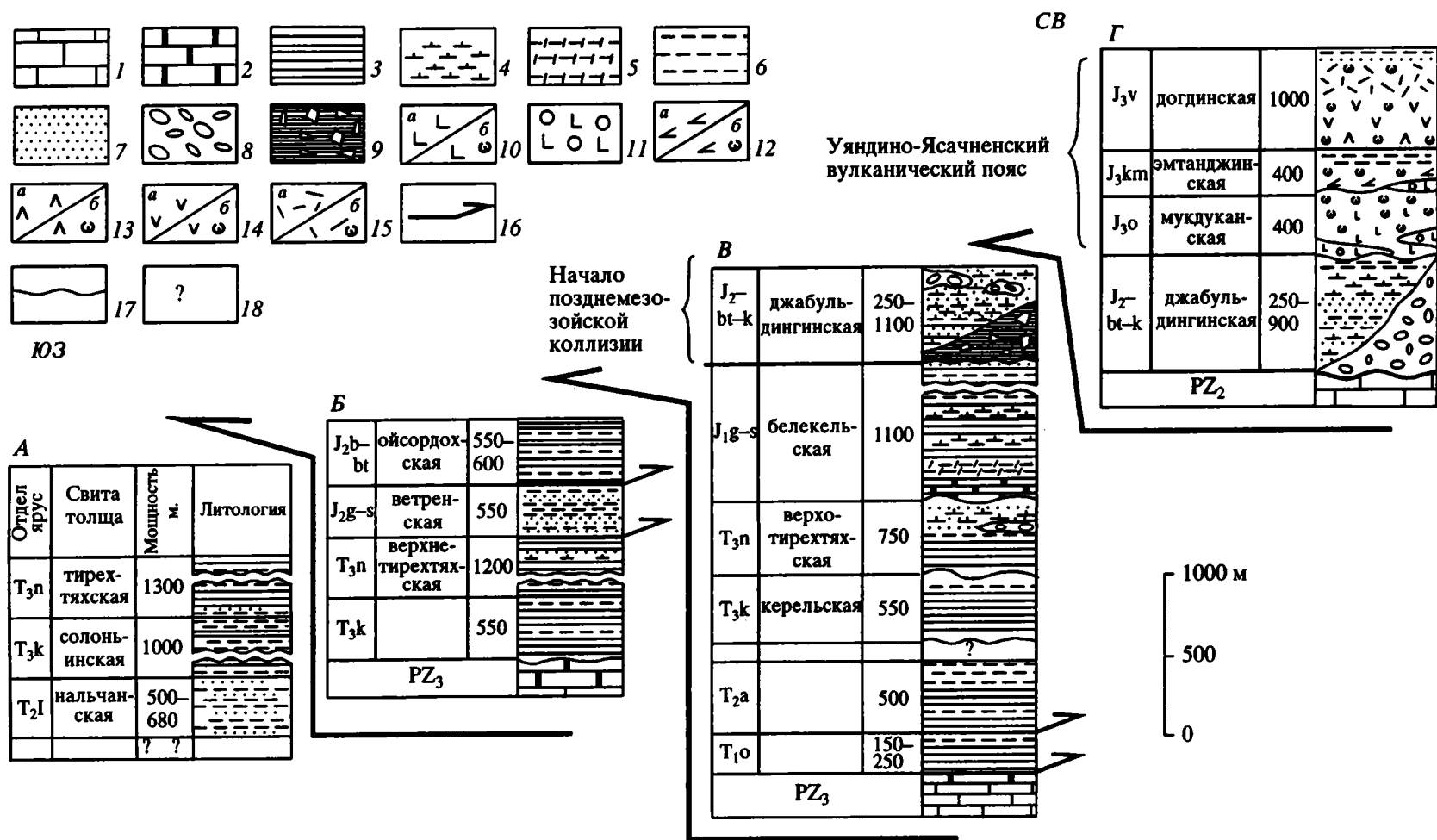


Рис. 2. Стратиграфические разрезы мезозойских отложений северо-западной части Мома-Селенняхской тектонической зоны (фрагмент аккреционной призмы). Составлены автором по материалам Пинаева и др. 1987 г., Вагапова и др., 1993 г. А – нижнее течение р. Солонья (Тирехтяхская структурно-фациальная зона Кулар-Нерского пояса), Б – верховья р. Солонья, среднее течение р. Догдо (Неннелинская структурно-фациальная зона), В – р. Догдо и ее притоки (Догдинская структурно-фациальная зона, Г – Догдо-Кыринское междуречье (Кыринская структурно-фациальная зона).

1 – карбонатные породы; 2 – кремнисто-вулканогенно-терригенные образования; 3 – глинистые сланцы; 4 – известково-глинистые сланцы с туфогенной примесью; 5 – глинистые сланцы; 6 – аргиллиты и алевролиты; 7 – песчаники; 8 – конгломераты, гравелиты; 9 – олистостромы; 10 – базальты (а) и их туфы (б); 11 – пиллоу-базальты; 12 – андезибазальты (а) и их туфы (б); 13 – андезиты (а) и их туфы (б); 14 – дациты (а) и их туфы (б); 15 – липариты (а) и их туфы (б); 16 – тектонические границы между стратиграфическими подразделениями и структурно-фациальными зонами; 17 – несогласные границы; 18 – данные отсутствуют.

пояса более пестрым составом и менее глубоко-водными обстановками осадконакопления. Позднепалеозойские отложения слагают серию маломощных пластин [6, 37]. Они представлены гемипелагическими вулканогенно-терригенно-кремнистыми и карбонатно-терригенными отложениями с фрагментами конденсированных разрезов и пиллоу-базальтов. Литологический состав пород в каждой из пластин сильно варьирует. С запада на восток возраст пород постепенно удревяется.

В центральной части Мома-Селенняхской тектонической зоны прослеживаются ограниченные разломами блоки, сложенные карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями ордовика-девона (рис. 1, 3). Это мелководные шельфовые и краевоморские отложения с обилием фаунистических остатков и редкими прослоями гипсов, ангидритов и красноцветных пород [3, 5, 8, 27]. Отмечаются также отдельные горизонты карбонатных турбидитов, гравититов и олистостром имеющих тремадок-лланвирнский и лландовери-венлокский возраст. Представляется, что отложения слагающие данные блоки, в палеозойское время составляли восточную часть Верхоянской континентальной окраины, образуя карбонатную платформу [20].

В Мома-Селенняхской тектонической зоне выделяются фрагменты, сложенные офиолитовыми и метаморфическими образованиями. Офиолиты обычно представлены нижними частями ассоциации, тогда как верхние редуцированы: серпентинизированные гарцбургиты и дуниты, габбро и габбро-амфиболиты кумулятивного комплекса, metabазальты, офиокальциты и офиолитокластиты [1, 5, 18, 32]. Наиболее полные разрезы офиолитов сохранились в Уяндинском и Мунилканском фрагментах, где они образуют пакеты деформированных в складки тектонических пластин, аллохтонно перекрывающих вулканогенно-осадочные метаморфические породы и ранне-среднепалеозойские карбонатные отложения. В более южных, Уггинском и Гарбыньинском фрагментах, офиолиты граничат с разновозрастными осадочными отложениями по сдвигам. Офиокальцитовые брекчии образуют два крупных блока, заключенных в серпентинитовом меланже Мунилканского фрагмента [17]. Офиолитокластиты слагают несколько линз в Уяндинском выходе офиолитов и также располагаются в серпентинитовом меланже. В Омудевском блоке офиолитокластиты перекрываются карбонатными отложениями раннего ордовика [12, 28]. В Чемалгинском и Тас-Хаяхтахском хребтах олистолиты и глыбы серпентинитов и серпентинитового меланжа обнаружены в олистостроме [22].

В настоящее время изучены минералого-геохимические особенности офиолитов Уяндинского, Мунилканского и Кыбыттыгаского фрагментов. Апоперидотитовые серпентиниты по геохимиче-

ским особенностям и по составам акцессорных хромшпинелидов сравнимы с альпинотипными перидотитами. Габбро-амфиболиты кумулятивного комплекса обычно имеют отчетливую пологосчатость, образованную в результате магматической дифференциации. Состав клинопироксенов и геохимические особенности пород кумулятивного комплекса характерны как для пород малых океанических бассейнов, так и для островодужных обстановок. Metабазальты Мунилканского фрагмента обнаруживают отчетливый толеитовый тренд, слабо деплетированы LREE [(La/Sm) < 1], содержащие HREE нормализованное к хондриту составляет 6–15, а соотношение некогерентных элементов (Zr, Y, Nb) аналогичны с NMORB и BABB [7]. Metаморфические породы разбиваются на полиметаморфические породы и комплекс образований, испытавших только начальный зональный метаморфизм в зеленосланцевой фации [19]. Полиметаморфические породы Уяндинского выхода (Селенняхский блок) представлены биотитовыми, двуслюдяными, амфиболовыми кристаллическими сланцами с гранатом, ставролитом, кианитом, силлиманитом. Их первичный состав соответствовал терригенным, терригенно-карбонатным, вулканогенно-терригенным отложениям, базальтам и андезитобазальтам. Аналогичные метаморфические породы отмечаются в южной части зоны, в пределах Омудевского блока (Уочатский выход, [28]). Породы второго комплекса представлены среднепалеозойскими карбонатно-терригенными серицит-хлоритовыми и серицит-кварцевыми сланцами и мраморами. В них сохраняются первично осадочные структуры и прослеживаются постепенные переходы к неметаморфизованным породам.

Офиолиты и полиметаморфические породы испытали несколько этапов деформаций и метаморфизма (рис. 4). Первый этап метаморфизма, выявляемый только в габбро-амфиболитах офиолитов Уяндинского и Мунилканского фрагментов характеризовался высокими температурами (450–500°C), низкими давлениями (менее 2 кбар) и соответствовал океаническим обстановкам. Его возраст датирован по актинолитовой роговой обманке $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом и составляет 419–430 млн. лет [13, 32]. Второй этап метаморфизма имел место в позднедевонскую эпоху – 370 млн. лет, что определено также $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по биотиту из кристаллических сланцев, располагающегося по сланцеватости субпараллельной осевым поверхностям ранних лежащих складок в полиметаморфических породах [13, 32]. Офиолиты и полиметаморфические породы были метаморфизованы при среднебарических, среднетемпературных условиях ($T = 450\text{--}620^\circ\text{C}$, $P = 4\text{--}6$ кбар). Этот этап, по-видимому, связан с формированием крупных глубинных надвигов, по которым породы офиолитовой ассоциации были

Отдел ярус	Свита толща	Мощность м.	Литология	Геодинамические обстановки
C-P		500		Пелагическая
D ₃ fr		270		Континентальный склон и его подножие
D ₂ gv-D ₃ fr	пряникская	450-850		Шельф
D ₂ ef	герская	15-220		Лагуна
D ₁ e-D ₂ ef	криворучьевская	360		Шельф
D ₁ p ₂	неличенская	170-330		Шельф
D ₁ p ₁	сагырская	270-300		Шельф
D ₁ l	датинская	260-560		Шельф
S ₂ p	талынджинская	115-380		Шельф
S ₂ ld	артык-юрская	150-300		Лагуна
S ₂ ld-S ₁ v	рябининская	450-1050		Шельф
S ₁ ln-v	иначинская	510		Открытое море
S ₁ ln ₁	упорская	145-450		Континентальный склон
O ₃ as ₂	балгикачская	400		Лагуна
O ₃ as ₁	сакындинская	500		Шельф
O ₃ k-as	молоховская	350		Открытое море
O ₃ k	сывачанская	400		Открытое море
O ₂ l-k	калычанская	900		Шельф
O ₂ l ₂	волчинская	500		Континентальный склон
O ₂ l ₁	тарын-юрская	700		Континентальный склон
O ₁ ar	унгинская	650		Континентальный склон
O ₁ ch	секдекуйская	1500		Шельф

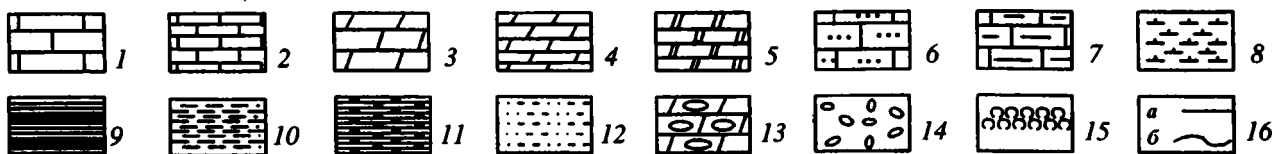
А

Отдел ярус	Свита толща	Мощность м.	Литология	Геодинамические обстановки
C ₁₋₃		600		Пелагическая
D ₃ fr		250		Континентальный склон и его подножие
D ₂ gv-D ₃ fr	себичанская	1100		Шельф
D ₂ ef	герская	75-200		Лагуна
D ₁ e	геремганджинская	450		Открытое море
D ₁ p	хобочалинская	510		Открытое море
D ₁ l	датинская	500		Шельф
S ₂ p	талынджинская	280-380		Шельф
S ₂ ld	артык-юрская	360-415		Лагуна
S ₂ ld-S ₁ v	рябининская	550		Шельф
S ₁ ln-v	сюрюктяхская	600		Открытое море
S ₁ ln ₁	упорская	155-415		Континентальный склон
O ₃ as ₁	ярыкская	700-800		Лагуна
O ₂ ld-k	тебетейская	1000-1100		Шельф
O ₂ l-ld	ирганджинская	800-900		Континентальный склон
O ₁₋₂	уччугейская	1900-2000		Континентальный склон

Б

Рифт

Пассивная континентальная окраина



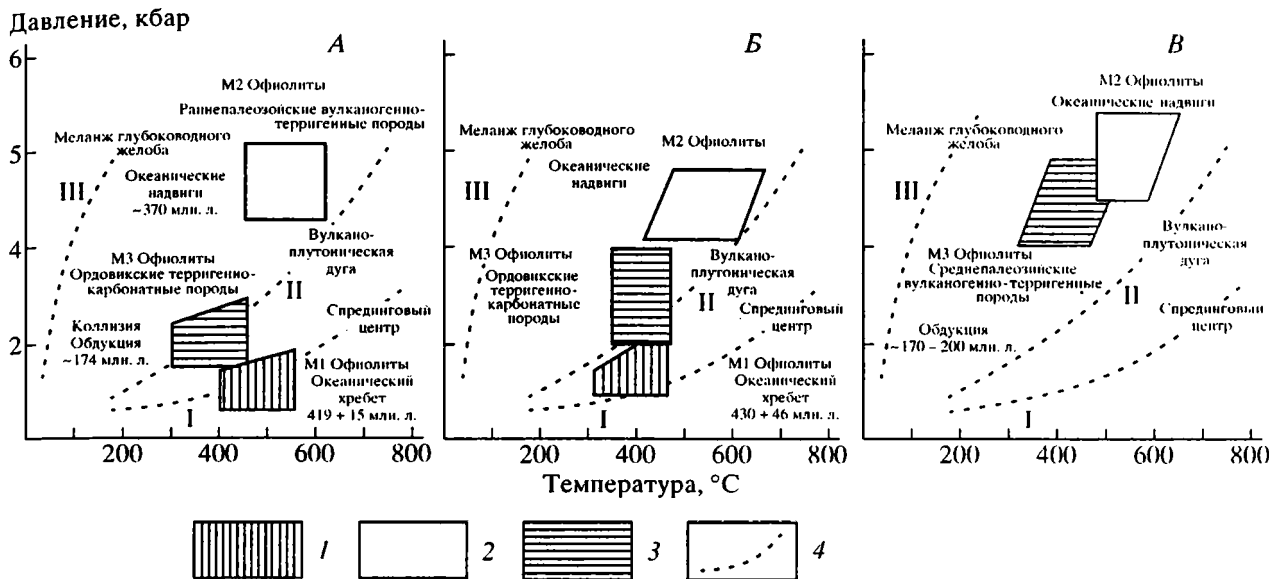


Рис. 4. *P-T-t* диаграммы метаморфизма офиолитов и ассоциирующих с ними метаморфических образований. А – Уяндиноские офиолиты; Б – Мунилканские офиолиты; В – фрагменты офиолитов и метаморфических пород южной части коллизионного пояса горной системы Черского.

1 – океанический высокотемпературный, низкобарический метаморфизм (M1); 2 – среднетемпературный, среднебарический метаморфизм (M2); 3 – низкотемпературный, низко-среднебарический метаморфизм (M3); 4 – геотермические кривые по [30].

тектонически совмещены с образованиями вулканогенно-осадочного комплекса. Третий этап метаморфизма вызван позднемезозойской коллизией (174 млн. лет, по мусковиту $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом), в результате которой офиолиты, кристаллические сланцы и карбонатно-терригенные отложения были зонально метаморфизованы в зеленосланцевой фации низких (северная часть пояса) и средних давлений (южная часть пояса).

Ранне-среднепалеозойские карбонатные и карбонатно-терригенные отложения среднего палеозоя и метаморфические породы с угловым и стратиграфическим несогласием перекрываются среднеюрскими осадочными и позднеюрскими вулканогенными и вулканогенно-терригенными

отложениями Уяндино-Ясачненского вулканического пояса, который протягивается вдоль всей Мома-Селенняхской зоны (рис. 1). Среднеюрские (бат-келловейские) отложения представлены конгломератами, конглобрекциями и микролитами, которые по простиранию переходят в аллолитострому, с блоками палеозойских известняков, метаморфических пород, серпентинитов, серпентинитового меланжа (рис. 3). Уяндино-Ясачненский вулканический пояс сложен в основном оксфорд-киммериджскими базальтами, андезитбазальтами, несогласно перекрывающимися дацитами, липаритами, их туфами, с многочисленными прослоями осадочных пород волжского возраста. Одни авторы считают, что эти отложения образовались в результате позднемезозойского рифтогенеза [7], другие отстаивают островодужную природу пород, слагающих данный пояс [4].

В северной части Мома-Селенняхской зоны выделяется серия изолированных полей (Джхатгардакское и др.), сложенных щелочными вулканитами мелового возраста. Особенности геохимического состава данных пород свидетельствуют, что они сформировались в анорогенных обстановках [25].

Восточнее Мома-Селенняхской зоны (тыловая часть коллизионного пояса) располагаются позднеюрские образования, выполняющие в настоящее время Илин-Тасский антиклинорий. Они представлены однородными пачками переслаивания глинистых сланцев и алевролитов. Они деформированы в системы сжатых складок, с падением осевых поверхностей на юго-запад. Со

Рис. 3. Стратиграфические колонки ранне-среднепалеозойских отложений и геодинамические обстановки их формирования составлены по данным [2, 3, 7, 27]. А – Селенняхский, Б – Тас-Хаятхаский блоки.

1 – массивные, органогенно-обломочные и брекчиевидные известняки; 2 – слоистые и тонкослоистые известняки; 3 – доломиты; 4 – слоистые и тонкослоистые доломиты; 5 – гипсы, ангидриты; 6 – песчаные известняки; 7 – глинистые известняки; 8 – известковистые сланцы; 9 – переслаивание известково-глинистых сланцев, глинистых граптолитовых сланцев, алевролитов, калькаренинов; 10 – глинистые сланцы; 11 – карбонатно-кремнистые породы; 12 – аргиллиты; 13 – конгломераты; 14 – кальцирудиты; 15 – пиллоу-базальты, базальтовые туфы и туфобрекчии; 16 – стратиграфические границы: а – согласные, б – несогласные.

складками ассоциируются надвиги, фронтальные части которых на востоке аллохтонно перекрывают меловые отложения Индигиро-Зырянского прогиба [34]. Мелководные осадочные породы этого прогиба, также несогласно перекрывают восточную границу блоков среднепалеозойских пород Мома-Селенняхской зоны.

Вдоль коллизийного пояса прослеживается Главный батолитовый гранитный пояс, который в северо-восточном сегменте сменяется Северным поясом гранитов. Расположение гранитов подчеркивает дугообразный рисунок коллизийного пояса. Отмечается постепенное омоложение возраста гранитных плутонов с юга на север и с востока на запад [31].

СТРУКТУРНЫЕ АНСАМБЛИ И ПАРАГЕНЕЗЫ

Наиболее ранние структурные парагенезы проявлены только в породах офиолитовой ассоциации и высокометаморфизованных сланцах. В габбро-амфиболитах офиолитов наблюдается тонкая бластомилонитовая транспозиционная полосчатость S_{1-n} , которая наиболее интенсивно проявлена в нижних частях пластины. Отмечаются асимметричные складки F_{1-n} с пологими углами падения осевых плоскостей и погружений шарниров, как правило, приуроченные к надвигам в основании пластины. Субпараллельно шарнирам складок развивается минеральная линейность L_{1-n} , выраженная плагиоклаз-эпидотовыми агрегатами. В полиметаморфических сланцах повсеместно наблюдаются кристаллизационная сланцеватость и метаморфическая полосчатость S_{1-n} , развивающиеся субпараллельно осевым поверхностям асимметричных лежачих, часто интрафолиальных и "sheath" складок течения F_{1-n} и пластичным срывам и "shear" зонам. Деформации этого этапа проявились в позднепалеозойское время и были синхронны со среднебарическим, средне-температурным метаморфизмом. Данные деформации связаны, по-видимому, с расслоением океанической коры и предшествовали позднемезозойской коллизии.

В позднемезозойской истории тектонического развития региона выделяется три основных этапа деформаций [33] (рис. 5). В первый этап деформаций вдоль всего коллизийного пояса формируется покровно-складчатый ансамбль структурных форм. Он включает: надвиги, образующие структуры чешуйчатых вееров и дуплексы, покровы с клиппами и тектоническими окнами, зоны пологих послонных срывов, выраженные тектоническими меланжами, лежачие и опрокинутые складки F_1 , сланцеватость S_1 , минеральная и деформационная линейность L_1 . Амплитуды горизонтальных перемещений могли составлять десятки километ-

ров. В начальные стадии данного этапа отмечается обдукция пластин офиолитов на блоки палеозойских пород, и формирование фронтальных олистостром [23]. Корни ранних надвигов, по-видимому, располагаются в восточных частях региона и в настоящее время перекрыты меловыми и позднеюрскими отложениями. Наиболее отчетливо покровно-надвиговые парагенезы проявлены в Селенняхском блоке. Здесь отмечается крупный Сеймчанский надвиг [26], по которому среднеордовикские образования тектонически перекрывают позднепалеозойские отложения. Нялгойский и Уяндинский надвиги соответственно с севера и юга ограничивают аллохтонные пластины полиметаморфических пород и офиолитов. По Нальчанскому разлому выявляются надвиговые перемещения, в результате которых палеозойские отложения были надвинуты на мезозойские образования. В Тас-Хаяхтахском хребте ранние надвиговые дислокации и связанные с ними зоны тектонического меланжа выделяются в зоне Тирехтахского разлома. Мелкие послонные срывы приурочены к границам разнокомпетентных пород, зонам выклинивания пластов и угловым несогласиям. Складчатые деформации раннего этапа обычно представлены асимметричными лежачими и опрокинутыми подобными складками F_1 , с пологими и длинными восточными и короткими и более крутыми западными крыльями. Осевые поверхности складок (реконструированные в тех случаях, когда на них наложены поздние дислокации) полого наклонены на юго-восток, а шарниры складок также полого погружаются как на северо-запад, так и на юго-восток. Парагенезы структурных форм позволяют установить перемещение надвигового фронта с востока на запад. Дислокации первого этапа сопровождались зеленосланцевым метаморфизмом. Сланцеватость, располагающаяся субпараллельно осевым плоскостям складок подчеркивается мусковитом и хлоритом. Возраст формирования ранних покровно-складчатых структур был растянут по времени от начала батского до конца волжского века.

Во второй этап, в центральной части коллизийного пояса, где отмечается фронтальное сочленение конвергентных структур, формируются разломы с преимущественно надвиговой кинематикой, которые в северо-восточном и юго-восточном сегментах трансформируются в латеральные надвиго- и взбросо-сдвиги (рис. 5). Представляется, что полоса выходов палеозойских пород (Омулевский хребет, перикратонный террейн по [20, 21]), отчлененных в результате позднепалеозойского рифтогенеза от Верхоянской окраины, в данный этап распадается на серию кулисообразно расположенных блоков-мегабудин (с северо-востока на юго-запад): Селенняхский, Тас-Хаяхтахский, Чемалгинский, Индигирский,

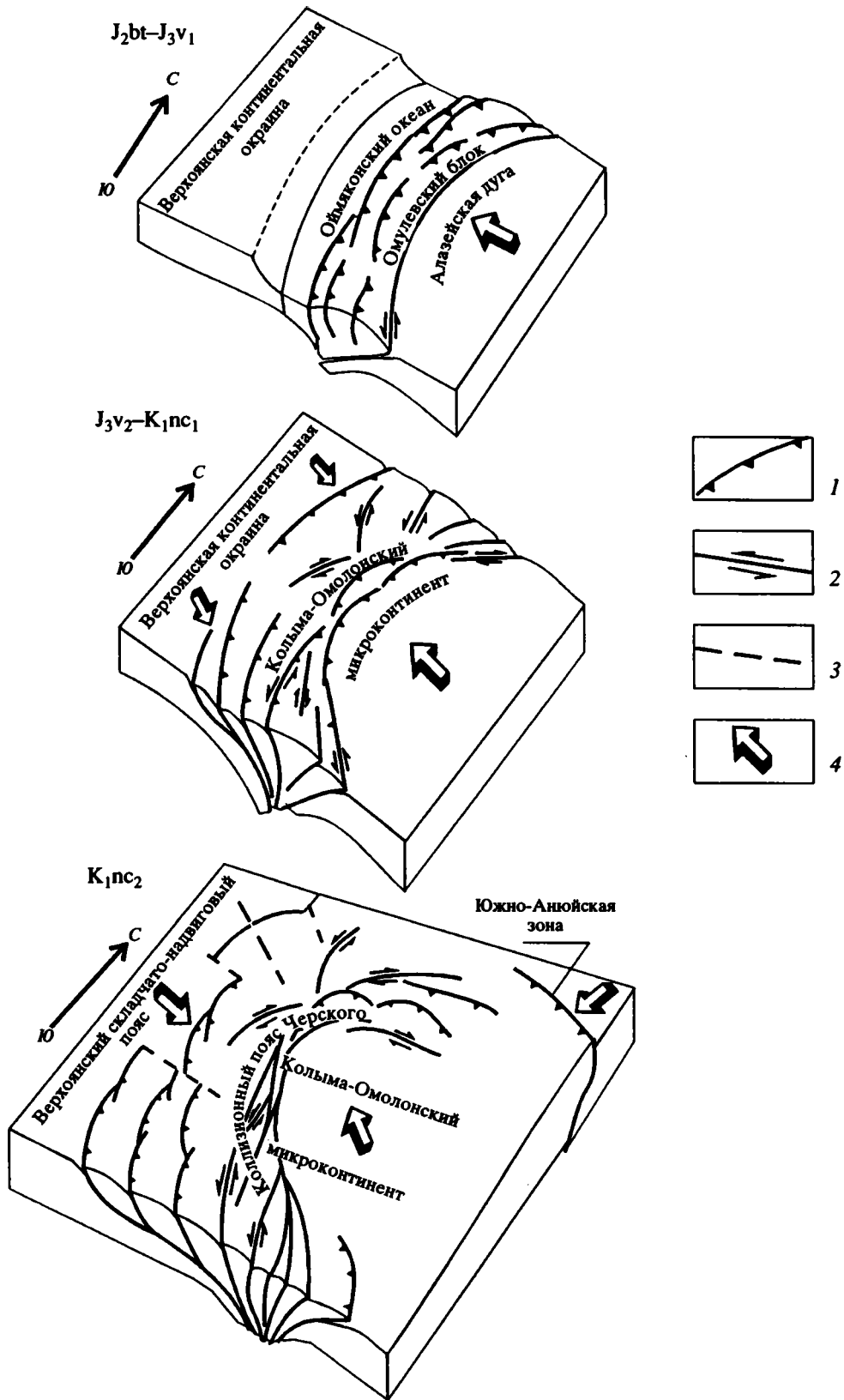


Рис. 5. Схема структурно-кинематической эволюции.

1 – надвиги, взбросы, 2 – взросо- и сбросо-сдвиги (стрелками указано направление перемещений по разломам), 3 – поперечные сбросо-сдвиги, 4 – направление тектонического транспорта взаимодействующих структур.

Омулевский. Протяженность блоков составляет сотни километров, ширина – десятки километров. В западных частях коллизионного пояса плоскости сместителей разломов наклонены на восток, а в восточных – в противоположную сторону. Разломы, ограничивающие блоки, сложенные палеозойскими породами, имеют комбинированную кинематику, трансформирующуюся по простиранию. Так, по Тирехтяхскому шву, являющемуся западной разломной границей Тас-Хаяхтахского блока, в этот этап отмечаются взбросо-сдвиговые перемещения. На севере и северо-востоке он сливается с Ойсордохским надвигом [8]. Нальчанский разлом, с запада ограничивающий Селеняхский блок, к северу переходит в Полоусненский надвиго-сдвиг. Рисунок мелких складок, структуры разлизования, деформационная линейность по плоскостям сдвигов, сдвиго-взбросов и сдвиго-надвигов указывают преимущественно на левосдвиговые перемещения в южной части коллизионного пояса и правосдвиговые на севере. Нередко разломы данного этапа наследуют более ранние разрывные нарушения, которые распознаются по переориентированным парагенезам малых структурных форм. Перед фронтом крупных надвигов образуются динамопары левых и правых сдвигов, хорошо проявленные в западной части Мома-Селеняхской зоны в районах выходов мезозойских пород. В участках изгибов, резких изменений в простирании тектонических структур с северо-западного на северо-восточное образуются сдвиговые дуплексы сжатия, которые по простиранию переходят в сдвиговые вееры сжатия (по терминологии Н. Вудкока и М. Фишера [40]). На фоне общего сжатия выявляются локальные раздвиговые структуры, ограниченные сдвиговыми дуплексами и веерами растяжения.

Картируемые складки второго этапа мезозойских деформаций (F_2) имеют конические и цилиндрические формы с кулисообразным расположением осей, совпадающих с изменением ориентировок разломов. Складки F_2 устанавливаются вдоль всей центральной части коллизионного пояса. Они деформируют ранние надвиги, покровы, лежащие складки, фрагменты пластин офиолитов. Такие складки уже отмечались ранее в Чемаггинском и Тас-Хаяхтахском хребтах [22]. Фиксируется ундуляция осей складок как по вертикали, так и в горизонтальной плоскости. Шарниры складок F_1 испытывают переориентировку и вращение. Структурный парагенез данного этапа включает различные морфологические типы кливажа S_2 (трещинный, сланцевый, кренуляционный), линейность L_2 , зоны сосдвигового меланжа.

Закономерное изменение в кинематике и вертикальности разломов и сопряженных с ними складок связано, по-видимому, с различными ориентировками векторов сжатия по отношению к конвергентным границам Верхоянской окраины и

Кольмо-Омолонского микроконтинента и с их проворотом в процессе коллизии. Комбинированная кинематика разломов второго этапа и их трансформация в различных частях региона объясняются механизмом транспрессии. Одновременно с сокращением пространства и сдвиговыми деформациями отмечается выдавливание породного материала в латеральном направлении с образованием структур “пальмового дерева” [36, 38]. Возраст данных деформаций, определенный по соотношениям с гранитными плутонами, “запечатывающими” тектонические нарушения, определяется второй половиной волжского века и началом раннемеловой эпохи. Синхронно с этим этапом деформаций во внутренних частях Верхоянской континентальной окраины формируются складчатость и покровно-надвиговые нарушения, мигрировавшие в западном направлении в сторону Сибирской платформы.

В третий этап позднемезозойской истории развития в юго-западной и центральной частях пояса формируются разломы с левосдвиговой и взбросо-левосдвиговой кинематикой, имеющие сходные простирания с ранее сформированными структурами. В северо-западном сегменте развиваются надвиго- и взбросо-сдвиги с преимущественно правосторонними перемещениями. Складки первого и второго этапа деформируются в конические складки F_3 с крутыми шарнирами и осевыми поверхностями, возникают вторичные синтетические и антитетические хрупко-пластичные сдвиги, структуры разлизования. Возраст деформаций данного этапа определяется как вторая часть раннемеловой эпохи, т.к. большинство из данных разрывов смещают раннемеловые граниты. С другой стороны, в деформациях данного этапа не участвуют вулканогенно-осадочные породы Джахтардахского поля вулканитов, имеющие позднемеловой возраст. Происходит последовательное изменение направления перемещений Кольмо-Омолонского микроконтинента с юго-западного на северо-западное (рис. 5). Дополнительное изгибание коллизионного пояса было связано с коллизией Арктической Аляски и Сибирской континентальной окраины [39].

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

В ранне-среднепалеозойское время восточнее Верхоянской континентальной окраины (в современных координатах) располагался океанический бассейн, который на севере соединялся в Палеоуральским океаном, на востоке с Палеоазиатской, а на юге с Палеоазиатским океаном, ограничивающие со всех сторон Северо-Азиатский континент. Офиолиты и ранне-среднепалеозойские вулканогенно-осадочные образования, преобразованные в полиметаморфические сланцы, представляют реликты океанического бассейна.

Офиолиты испытывают ранний океанический высокотемпературный, низкобарический метаморфизм, характерный для океанического спредингового центра (см. рис. 4). В позднем палеозое, в результате рифтогенеза, от восточного края Верхоянской окраины отчленяются блоки карбонатных пород, которые образовали Омупевский хребет (перикратонный террейн, [20]). Одновременно происходит углубление бассейна седиментации, с образованием Оймяконского океана, и накопление вулканогенно-кремнисто-терригенных гемипелагических и конденсированных разрезов, в настоящее время фиксируемых вдоль западной окраины блоков сложенных ранне-среднепалеозойскими отложениями. В океаническом бассейне, расположенном к востоку от Омупевского хребта (в современных координатах), происходит образование глубинных надвигов, тектоническое "расслоение" океанической коры и зарождение энсиматических дуг, например Алазейской. В офиолитах образуются офиокальцитовые брекчии, а фронтальные части пластин размыкаются, с образованием офиолитокластитов. Метаморфизм данного этапа характеризовался умеренными температурами и давлениями с отсутствием близкорасположенных минеральных изоград, что свидетельствует о стабильном тепловом источнике во время метаморфических преобразований. Сравнительно небольшие мощности "заключенных" пород и, по-видимому, небольшие глубины их погружения объясняют умеренные давления кинит-силлиманитового типа (4.5–6 кбар). Одновременно с метаморфизмом, породы офиолитового и вулканогенно-осадочного комплексов испытывают интенсивные пластические деформации, в них образуются метаморфическая полосчатость и сланцеватые, напряженные, изоклинальные лежащие асимметричные складки, пластичные пологие "shear" зоны. Один из возможных механизмов деформации и среднетемпературного метаморфизма океанической коры недавно был предложен Р. Колманом [11].

Палеозойские события предшествовали образованию дугообразного коллизионного пояса Черского (Колымской структурной петли). Его формирование связывается с возвратными, конвергентными перемещениями разновозрастных блоков, некогда отчлененных от Северо-Азиатского кратона, и фрагментов палеозойских океанов и островных дуг и их последующей поздне-мезозойской аккрецией [21].

К концу триаса–началу юры Верхоянская континентальная окраина отделялась Оймяконским малым океаническим бассейном от Омупевского хребта, к востоку от которого располагалась Алазейская энсиматическая дуга (рис. 6). В ранне-среднеюрскую эпоху происходит сближение Омупевского хребта и Алазейской дуги и закрытие разделявшего их океанического бассейна. В начальные этапы коллизии отмечается обдукция пластин метаморфизованных офиолитов и полиметаморфиче-

ских сланцев, которые тектонически перекрывали ранне-среднепалеозойские карбонатно-терригенные отложения Омупевского хребта. В центральной части коллизионного пояса формируется олистострома. Синхронные деформации проявлены во всех частях коллизионного пояса однотипно и представлены надвигами, покровами, зонами послойных пологих срывов, лежащими и опрокинутыми складками F_1 с наклоном осевых плоскостей на восток и северо-восток. Значительное утолщение коры при фронтальном сжатии во время коллизии, образование крупных надвиговых перекрытий, по которым вывелись пластины метаморфизованных ранее офиолитов и полиметаморфических сланцев, обусловило перекристаллизацию пород в условиях зеленосланцевой фации низких давлений ($T = 300\text{--}450^\circ\text{C}$, $P \sim 2$ кбар), в северных и центральных частях пояса. В более южных районах проявился метаморфизм средних давлений ($P = 4.5\text{--}6$ кбар, рис. 4), подобный наблюдаемому в Шотландском типе орогенов (Далредский комплекс, [9]). Пластины офиолитов тектонически перекрывали ранне-среднепалеозойские карбонатно-терригенные отложения, которые также подвергались зеленосланцевому метаморфизму.

В последующие стадии этого этапа (оксфордский-ранневожский века) происходит коллизия Омупевского хребта и Алазейской дуги с образованием составного Колыма-Омолонского микроконтинента (супертеррейна), к которому также причленяются, располагавшиеся восточнее Приколымский и Омолонский блоки. Сближение Колыма-Омолонского микроконтинента и Северо-Азиатского кратона приводит к закрытию разделявшего их Оймяконского малого океанического бассейна. Вследствие субдукции океанической коры под Колыма-Омолонский микроконтинент образуется Уяндино-Ясачненский вулканический пояс (или дуга), и сопряженные с ним Полоусненский и Иньяли-Дебинский прогибы, в которых накапливаются флишоидные толщи [35]. В тыловой части, восточнее дуги, формируются турбидиты Илин-Тасского прогиба.

В поздневожский-раннеокомовый этап поздне-мезозойского тектогенеза сформированный составной микроконтинент (супертеррейн) аккрецирует к восточному краю Северо-Азиатского кратона. Площадь полосы палеозойских пород, составлявших Омупевский хребет, значительно сокращается и он расчленяется на ряд самостоятельных блоков линзовидной формы, располагающихся кулисообразно. Ранние надвиги, расположенные в пределах Мома-Селеннянской тектонической зоны, трансформируются в разломы с комбинированной взбросо-, и надвиго-сдвиговой кинематикой. Образованные одновременно складки F_2 характеризуются кулисообразным расположением осей, совпадающих с изменением ориентировок разломов. Они деформируют ранние надвиги, лежащие складки, олистостромы,

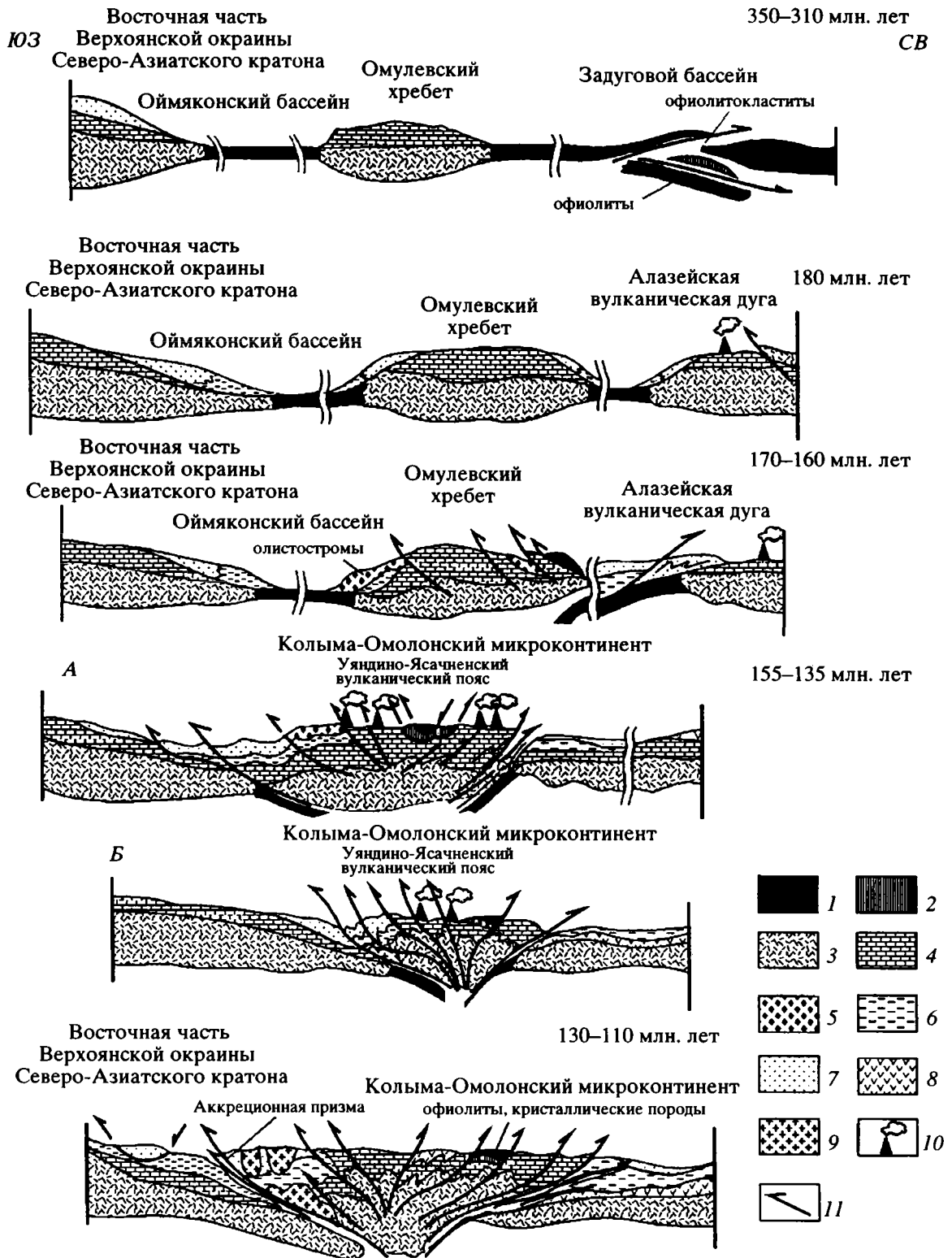


Рис. 6. Палеогеодинамическая модель эволюции коллизионного пояса горной системы Черского: А – северная часть, Б – южная часть.

1 – океаническая кора; 2 – полиметаморфические породы; 3 – континентальная кора; 4 – ранне-среднепалеозойские отложения; 5 – олистостромы батского возраста; 6–7 – мезозойские отложения: 6 – глубоководные, 7 – шельфовые и склоновые; 8 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы; 9 – граниты; 10 – вулканизм Уяндино-Ясачненского пояса; 11 – разломы.

пластины офиолитов. В более западных районах продолжают формироваться разрывные нарушения преимущественно с надвиговой кинематикой. Позднепалеозойские-раннемезозойские образования, выполнявшие Оймяконский бассейн, образуют аккреционную призму, располагающуюся перед фронтом Колымо-Омолонского микроконтинента [35]. Наиболее крупные из разломов (Адыча-Тарынский разлом, Чаркы-Индибирский надвиг) разделяют образования, сформированные в различных геодинамических обстановках на значительном удалении друг от друга по латерали и могут рассматриваться как "безофиолитовые структурные швы" [14, 15, 29]. Закономерное изменение в кинематике и ориентировка разломов и сопряженных с ними складок связано, по видимому, с поворотом конвергентных структур Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского микроконтинента, что подтверждается палеомагнитными данными [16]. Возраст деформаций устанавливается по соотношениям разрывных и складчатых структур с гранитными plutонами, которые имеют позднеюрский возраст в юго-восточных частях коллизионного пояса и омолаживаются к северу и западу.

В заключительные стадии позднепалеозойского этапа развития региона (вторая часть раннемеловой эпохи) отмечается последовательное изменение направления перемещений Колымо-Омолонского микроконтинента с юго-западного на северо-западное, что вызывает комбинированный транспрессионно-коллизионный механизм формирования структур. В этот этап, в юго-восточном и центральном сегментах коллизионного пояса, формируются разломы со сдвиговой и взбросо-сдвиговой кинематикой, имеющие в целом сходные простирания с ранее сформированными структурами и надвиго-, взбросо-сдвиговые деформации и образование гранитного пояса в северо-восточной части региона. Происходит дополнительный изгиб коллизионного пояса за счет закрытия расположенного северо-восточнее рассматриваемого района Южно-Анюйского бассейна и коллизии Арктической Аляски с Сибирской континентальной окраиной.

ВЫВОДЫ

1. В строении коллизионного пояса Черского участвуют образования конвергентных структур: Верхоянской континентальной окраины и Колымо-Омолонского микроконтинента, а также комплексы океанических бассейнов, некогда разделявших данные структуры: офиолиты, полиметаморфические сланцы, вулканогенно-кремнисто-терригенные образования. Наряду с ними выделяются геодинамические комплексы сформированные в процессе коллизии: Уяндино-Ясачненский вулканический пояс, Главный и Северный

батолитовые пояса, зонально зеленосланцево-метаморфизованные образования.

2. Офиолиты и полиметаморфические сланцы представляют реликты раннепалеозойского океанического бассейна. Они претерпели первоначально синхронные деформации и метаморфизм в результате тектонического расслоения океанической коры в палеозойскую эпоху. Последующие дислокации и зеленосланцевый метаморфизм были связаны с позднепалеозойской коллизией.

3. Структурные парагенезы и ансамбли коллизионного пояса были сформированы в позднепалеозойское время в процессе трех этапов дислокаций, при последовательном изменении направления перемещений Колымо-Омолонского микроконтинента с субширотного на меридиональное. В ранний этап (батский-ранневожжский века) вдоль всего пояса образуются покровно-складчатые дислокации. Во второй этап (поздневожжский-раннеэокомовый) в центральной части коллизионного пояса формируются разломы с преимущественно надвиговой кинематикой, которые в северо-восточном и юго-восточном сегментах трансформируются в латеральные надвиго-, и взбросо-сдвиги. В третий этап позднепалеозойской истории развития (вторая часть раннемеловой эпохи) в юго-западной и центральной частях пояса формируются разломы с левосдвиговой и взбросо-левосдвиговой кинематикой. В северо-западном сегменте развиваются надвиго- и взбросо-сдвиги с преимущественно правосторонними перемещениями.

Автор благодарен Л.М. Парфенову, А.В. Проккопьеву, Ф.Ф. Третьякову, В.Ф. Тимофееву, А.В. Дейкуненко, В.П. Тарабукину, Ю.В. Карякину, А.Н. Вишневному, П. Лейеру, В. Уоллесу, совместно с которыми проводилось изучение разновозрастных комплексов коллизионного пояса и обсуждение материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архипов Ю.В.* Офиолиты, ультрамафит-габбровые интрузии и ассоциирующиеся с ними образования Верхояно-Колымской складчатой системы // Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы. Якутск: Якутское кн. изд., 1984. С. 110–134.
2. *Альховик Т.С., Баранов В.В.* Стратиграфия силурских отложений Северо-Восточной Якутии // Геология и рудоносность Якутии. Якутск: Изд. Якутского госуниверситета, 1989. С. 105–111.
3. *Богданов Н.А.* Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 239 с.
4. *Гедько М.И.* Позднеюрская Уяндино-Ясачненская островная дуга (Северо-Восток СССР) // Геотектоника. 1988. № 2. С. 262–273.

5. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:100.000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист Q-54-55, Хонуу. Л.: Недра, 1986. 120 с.
6. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:100.000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист R-53-(55), Депутатский. Изд-во ВСЕГЕИ, ПГО Аэрогеология. СПб., 1992. 105 с.
7. Гринберг Г.А., Гусев П.С., Бахарев А.Г. и др. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. М.: Наука, 1981. 359 с.
8. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. М.: Наука, 1979. 208 с.
9. Добрецов Н.Л. Проблемы соотношения тектоники и метаморфизма // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 4–23.
10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
11. Колман Р.Г. Амфиболиты Бригс Крик, Кламатские горы, Орегон: Метаморфизм и аккреция к континентальной окраине запада Северной Америки // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 17–32.
12. Кропачев А.В., Стрельников С.И., Киселев А.А., Федорова Н.П. Доордовикские офиолитокластиты Омудевского поднятия (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292. № 4. С. 941–944.
13. Лейер П., Парфенов Л.М., Сурнин А.А., Тимофеев В.Ф. Первые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определения возраста магматических и метаморфических пород Верхояно-Колымский мезозойд // Докл. РАН. 1993. Т. 329. № 5. С. 621–624.
14. Леонов М.Г. Структурные ансамбли покровно-складчатых зон. М.: Наука, 1993. 150 с.
15. Натальин Б.А., Парфенов Л.М. Структурная геология шовных зон (на примере Южно-Анхойской, Монголо-Охотской и Адыча-Тарынской) // Тектонические исследования в связи со средне- и крупномасштабным геокартированием. М.: Наука, 1989. С. 69–88.
16. Неустроев А.П., Парфенов Л.М., Родионов В.П. Палеомагнитные данные и природа Тас-Хаяхтахского террейна Верхояно-Колымской области // Геология и геофизика. 1993. № 7. С. 25–37.
17. Оксман В.С., Куренков С.А. Мунилканский комплекс офиолитов хребта Черского // Геотектоника. 1996. № 6. С. 44–57.
18. Оксман В.С., Парфенов Л.М., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Третьяков Ф.Ф., Недосекин Ю.Д., Лейер П.В. Пояс офиолитов хр. Черского // Геология и геофизика. 1994. № 6. С. 3–20.
19. Оксман В.С., Третьяков Ф.Ф., Тарабукин В.П. Фанерозойские полиметаморфические комплексы горной системы Черского // Докл. РАН. 1996. Т. 432. № 4. С. 516–519.
20. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 6. С. 32–43.
21. Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника северо-востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
22. Парфенов Л.М., Оксман В.С., Шашкин М.М. Средне-позднеюрские тектонические покровы Тас-Хаяхтахской зоны // Геология и геофизика. 1989. № 1. С. 130–134.
23. Парфенов Л.М., Оксман В.С., Прокопьев А.В. и др. Детальные структурные исследования в Верхояно, их значение для крупномасштабного геологического картирования // Тектонические исследования в связи со средне- и крупномасштабным геокартированием. М.: Наука, 1989. С. 109–127.
24. Парфенов Л.М., Трущелев А.М. Позднетриасовая складчатость и олистостромы на юго-западном крыле Иньяли-Дебинского синклинория, их тектоническое положение и природа (Верхояно-Чукотская область) // Геология и геофизика. 1983. № 3. С. 7–20.
25. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П., Иванов П.О., Федотов М.В., Хабибулина Т.С. Геология и рудоносность магматитов хребта Полоусного. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1996. 132 с.
26. Третьяков Ф.Ф. Складчатые структуры южной части хребта Селенняхский (Восточная Якутия) // Геотектоника. 1996. № 4. С. 43–57.
27. Тарабукин В.П. Биостратиграфия и конодонты девонских отложений Восточной Якутии. Автореферат дис. ... канд. геол.-мин. наук. Москва. 1992. 22 с.
28. Шпикерман В.И., Мерзляков В.М. О базальных слоях палеозойского разреза Омудевского поднятия // Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 5–27.
29. Dewey J.F. Suture zone complexities: A review // Tectonophysics. 1977. Vol. 40. № 1/2. P. 53–67.
30. Ernst W.G. Petrologic phase equilibria / Ed. Freeman W.H. San Francisco, 1976. 333 p.
31. Hackett D., Layer P.W., Parfenov L.M., Oxman V.S. Preliminary geochronologic results from the granitic belts and related rocks of the Chersky Range, Sakha (Yakutia), Russia International conference on Arctic margins abstracts. Магадан: СВНЦ РАН, 1994. С. 47.
32. Oxman V.S., Parfenov L.M., Prokopiev A.V., Timofeev V.F., Tretyakov F.F., Nedosekin Y.D., Layer P.W., Fujita K. The Chersky Range ophiolite belt, Northeast Russia // Journal of Geology. 1995. Vol. 103. № 5. P. 539–556.
33. Oxman V.S., Prokopiev A.V. Structural-kinematic evolution of the arcuate orogenic belt of the Chersky mountain system // Curved Orogenic belts: Their nature and significance. Buenos-Aires: Univ. de Buenos-Aires, 1995. P. 27–31.
34. Parfenov L.M. Tectonics of the Verkhoyansk Kolyma Mezozoides in the context of plate tectonics // Tectonophysics. 1991. Vol. 139. P. 319–342.

35. *Parfenov L.M., Natapov L.M., Sokolov S.D., Tsukanov N.V.* Terrane analysis and accretion in Northeast Asia // *The Island Arc*. № 2. 1993. P. 35–54.
36. *Ramsay J.G., Huber M.I.* The techniques of modern structural geology // Orlando, Florida, Academic press. 1987. 700 p.
37. *Rudenko V.S., Kemkin I.V., Prokopiev A.V., Oxman V.S.* The first finding of Early Carboniferous radiolarians from cherty deposits of North-East Yakutia, Russia // Abstract book. Seventh Meeting of the International association of Radiolarian Paleontologists. Osaka University. 1997. P. 141.
38. *Sylvester A.G.* Strike-slip faults // *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 100. 1988. P. 1666–1703.
39. *Wallace W.K., Oxman V.S., Prokopiev A.V., Parfenov L.M.* Origin of arcuate structural trends at the boundary between the Siberian Platform and accreted terranes, Chersky Range, Northeastern Yakutia // *GSA Abstracts with Programs*. 91st Annual Cordillerian Section Victoria. 1995. Vol. 27. № 5. P. 82.
40. *Woodcock N.H., Fisher M.* Strike-slip duplexes // *Journal of Structural geology*. Vol (8). № 7. 1986. P. 725–735.

Geodynamic Evolution of the Collisional Belt of the Chersky Mountain System (Northeast Asia)

V. S. Oksman

Geological Institute, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, pr. Lenina 39, Yakutsk, 677891 Russia

The collisional belt of the Chersky mountain system is a junction zone between the Verkhoyansk passive margin of the north Asian craton and variably aged structures (terrane) accreted from the east and forming a single Kolyma–Omolon microcontinent (superterrane). Deposits of convergent structures and intervening oceanic-basin complexes compose the belt. The oceanic complexes include ophiolites, polymetamorphosed schists, and terrigenous–volcanic–chert assemblages. In addition, geodynamic complexes formed through collision are distinguished: the Uyandina–Yasachnaya volcanic belt, the Main and Northern batholith belts, and zonally metamorphosed greenschist assemblages. The ophiolites experienced several increments of metamorphism and deformation. The structural assemblages and ensembles of the collisional belt were formed in the Late Mesozoic as a result of three deformation increments. The early deformations were related to the collision between the Omulevskii Range and the Alaseya island arc, resulting in the composite Kolyma–Omolon microcontinent. The second and third increments manifested themselves as a result of the collision between the Kolyma–Omolon microcontinent and the Verkhoyansk continental margin. Additional bending of the collisional belt was related to the closure of the southern Anyui basin located to the north east of the study area.

УДК 551.243.1+551.248.2(571.54)

ОЦЕНКА ШИРИНЫ ЗОН АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ МЕТОДАМИ НЕОТЕКТОНИКИ И СТРУКТУРНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ (НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОГО САЯНА И ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЯ)

© 1998 г. С. Б. Кузьмин

Институт географии СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Уланбаторская, 1

Поступила в редакцию 28.11.95 г.

В работе рассматриваются несколько подходов к оценке ширины зон активных разломов. Неоструктурный метод основан на использовании ведущих неотектонических параметров земной коры, таких, как плотность активных разломов, градиент скорости вертикальных неотектонических движений, толщина экзогенно-активного слоя. Статистический метод основан на корреляционной зависимости между длиной и шириной зон разломов. Дополнительно рассмотрены методы морфометрического анализа рельефа.

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Проблема оценки ширины зон активных разломов имеет большое теоретическое и практическое значение, поскольку с их развитием в позднем кайнозое связан целый комплекс эндо- и экзодинамических процессов. Знание закономерностей протекания и свойств этих процессов позволяет предсказывать (прогнозировать) многие благоприятные и неблагоприятные геологические явления. На основе прогноза возможно планировать защитные мероприятия по сохранению как окружающей природной среды, так и сферы жизнедеятельности человека: инженерных сооружений, конструкций, средств связи, объектов исторического и культурного наследия.

В настоящее время существуют два основных взгляда на активные разломы. Во-первых, активными называют разломы, подвижки по которым порождают сейсмические события в земной коре и верхней мантии; такие разломы контролируют очаги землетрясений на различных глубинах, и в их зонах отмечаются сейсмодислокации, деформации почв, дорог, различных сооружений и т.п. [18, 22, 24]. Во-вторых, активными называют разломы, которые образуют характерные формы рельефа не только за счет быстрых сейсмогенных подвижек, но и за счет крипа и медленных тектонических движений; такие разломы могут не контролировать очаги землетрясений, но влияют на изменение топографии земной поверхности [11, 25]. В первом случае активные разломы понимаются как тектонические нарушения, проявлявшие активность в течение голоцена или голоцена и позднего плейстоцена, т.е. приблизительно в последние 100 тыс. лет. Во втором случае в понятие активности разлома вкладывается

не столько временной, сколько пространственно-структурный критерий. То есть разлом может не проявлять активности в течение голоцена и позднего плейстоцена, он может выражаться лишь в слабых подвижках, крипе и т.п. Однако его общая структурная позиция, унаследованность современных движений в его зоне от неотектонического этапа развития, наличие опасных экзогенных геологических процессов и явлений в некоторых случаях позволяют прогнозировать сильные (вплоть до катастрофических) тектонические деформации.

Мне представляется, что второе понимание активных разломов заслуживает внимания наряду с первым. В сейсмогеологии и сеймотектонике оценка степени современной тектонической активности регионов (как, впрочем, и отдельных зон разломов) часто производится по следам былых событий. Прогноз осуществляется по факту события. Это не всегда верно. Небесполезным выглядит предложение прогнозировать активность разломов по так называемым косвенным признакам, основополагаясь не на статистику собственно проявлений активности, а на концептуальную модели, описывающей процесс развития конкретной зоны разлома в конкретных граничных условиях (геодинамических, сейсмических, тектонических, геоморфологических и др.).

Понятие “зона разлома” (“зона влияния разлома”) трактуется в современной литературе по разломной тектонике тройко:

1) это достаточно узкая зона со следами непосредственной тектонической проработки, такими, как брекчии, милониты, катаклазиты, глины трения и др.; ширина этой зоны обычно легко определяется в полевых условиях [19, 21];

2) это пространство вокруг разлома, где происходит хрупкопластичное скалывание и формирование разрывов оперения; ширину этой зоны можно определить только в камеральных условиях с применением нескольких критериев, в том числе кинематических [20, 27];

3) это практически не поддающаяся инструментальной регистрации зона, в которой, кроме остаточных деформаций, происходит и упругое колебание среды; ширина этой зона может быть оценена только приближительно [23, 26].

Все три определения зоны разлома имеют равное право на существование. Выбор какого-либо из них диктуется целями и разрешающей способностью методов исследования. Первое определение соответствует непосредственно зоне дробления горных пород, второе – зоне собственно разлома с оперяющими структурами, третье – зоне влияния разлома, выраженного в геофизических, геохимических, геомагнитных и другого рода аномалиях.

НЕОСТРУКТУРНЫЙ МЕТОД

Аномальная степень деструкции земной коры внутри зоны разлома [13] приводит к возникновению такого же рода аномалий в особенностях протекания, интенсивности и форме других неотектонических явлений и процессов [17]. Определенные параметры, которые качественно или количественно описывают эти явления и процессы, должны быть жестко связаны с особенностями проявления собственно разломообразующих процессов [18]. Их число включает не один десяток [14, 28], и все они по своему долевого участию неравнозначны. Выделить вклад того или иного показателя практически очень трудно, поэтому оперируют ограниченной группой наиболее существенных параметров. Главным показателем раздробленности земной коры является плотность разломов [19]. Выразителями неотектонической активности земной коры могут служить градиент скорости вертикальных неотектонических движений и толщина экзогенно-активного слоя [1, 9]. Причем два последних показателя информативны главным образом для регионов, развивающихся в геодинамических обстановках растяжения или сжатия, т.е. с преобладанием вертикальной компоненты тектонических движений земной коры.

Плотность разломов – это количество разломов или их отрезков на определенной стандартной площади [19]. Для ее расчета мы используем палетку в форме круга, поскольку она позволяет избежать искажения информации при вращении окна относительно центра. Шаг измерений и расстояние между измерительными профилями принимаются равными радиусу палетки, для того

чтобы обеспечить полное перекрытие по площади. Шаг между изолиниями определяется по формуле Стреждеса [15]. Плотность активных разломов является показателем раздробленности земной коры и может косвенно отражать степень ее позднекайнозойской тектонической активности. Этот показатель может быть использован для зон разломов с преобладанием любого кинематического типа: сдвига, сброса, взброса и др.

Основой для построения карты плотности активных разломов послужили изданные геологические и неотектонические карты Прибайкалья и сопредельных районов: Карта новейшей тектоники юга Восточной Сибири (М.: Аэрогеология, 1981. Масштаб 1 : 1 500 000. Под редакцией А.Г. Золотарева), Карта неотектоники Прибайкалья и Забайкалья (Иркутск: NE-01660, 1982. Масштаб 1 : 2 500 000. Под редакцией Н.А. Логачева), Карта разломов юга Восточной Сибири (Л.: ВСЕГЕИ, 1988. Масштаб 1 : 1 500 000. Под редакцией П.М. Хренова), Карты государственной геологической съемки (масштаба 1 : 200 000) и др. В необходимом объеме использованы результаты дешифрирования крупномасштабных аэрофотографических и космических снимков, а также топографических карт.

Экзогенно-активным называется слой Земли, заключенный между базисной и вершинной поверхностями рельефа и отражающий совместный эффект от воздействия экзогенных и эндогенных процессов [9]. Его толщина напрямую связана со степенью тектонической активности зон разломов; она увеличивается в зонах активных разломов по сравнению с окружающими территориями, а внутри зоны – по мере приближения к линии главного сместителя. Обычно повышенные значения толщины экзогенно-активного слоя образуют не сплошную полосу вдоль разлома, а выражены дискретными максимумами, совпадающими с основными структурными аномалиями внутри зон активных разломов. Значения толщины экзогенно-активного слоя и ширина ее максимумов возрастают с увеличением ранга разлома, что может служить косвенным критерием для определения степени геодинамической активности и ширины зон активных разломов [6]. Этот показатель имеет наибольшую информативность в зонах активных разломов с преобладанием сбросового типа движения, особенно в рифтовых геодинамических режимах литосферы. Для тектонических обстановок сжатия он может использоваться с определенными допущениями; для сдвиговых зон он вообще малопригоден.

Градиент скорости вертикальных неотектонических движений земной коры представляет собой тангенс угла наклона графика или первую производную функции амплитуды движения в какой-либо произвольной точке [1]. Однако вычис-

Таблица 1. Максимальное (X_{\max}), минимальное (X_{\min}), среднее (X_p), аномальное расчетное (X_a), аномальное принятое с поправкой (X_s) значения изученных неотектонических параметров, среднееквадратичное отклонение по выборке (r) и шаг изолиний (h)

Параметр	X_{\max}	X_{\min}	X_p	X_a	X_s	r	h
Плотность активных разломов (шт.)	15	0	5.12	5.8	6	0.34	2
Градиент скорости вертикальных неотектонических движений (10^{-10} мм/год)	22	2	9.43	9.7	10	0.12	4
Толщина экзогенно-активного слоя (м)	1300	50	530	590	600	30	200

ление амплитуды и скорости вертикальных неотектонических движений для регионов с различной историей тектонического развития является трудновыполнимой задачей. Поэтому мы используем более простой метод, предложенный К.Г. Леви [9]. Градиент скорости вертикальных неотектонических движений, как следует уже из самого названия, не может быть использован для определения горизонтальной компоненты тектонических движений. Область его применения ограничивается обстановками сжатия и растяжения земной коры, где господствуют вертикальные перемещения.

Для построения карт толщины экзогенно-активного слоя и градиентов вертикальных неотектонических движений земной коры использовались крупномасштабные топографические и гипсометрические карты. С помощью карты толщины экзогенно-активного слоя строилась карта деформаций этого слоя, а на ее основе – карта градиентов вертикальных неотектонических движений так, как это описано в [9].

Аномальной величиной исследуемых параметров считается такая величина, которая превышает среднее значение параметра на двойную среднееквадратичную ошибку по всей выборке, определяемую согласно уравнениям статистики [15]. Аномальная величина редко совпадает с шагом изолиний параметра, поэтому производится ее округление в положительную сторону до ближайшего деления изолиний. Данные по статистическим показателям сведены в табл. 1.

На картах плотности активных разломов, градиента скорости вертикальных неотектонических движений земной коры и толщины экзогенно-активного слоя (рис. 1) в одних и тех же местах проводятся профили вкрест простирания разломов (рис. 2). На этих профилях отмечаются отрезки с аномалиями параметров (рис. 3). Их крайние точки соединяются по обе стороны от максимальных значений, образуя границы зоны активного разлома. Полученные по отдельным параметрам границы зон накладываются одна на другую. Крайние латеральные границы будут являться предельными очертаниями зоны активного разлома по комплексному показателю, а зона с аномалиями всех трех параметров будет являться областью максимальной неотектонической активности (рис. 4).

В качестве объектов исследования выбраны крупные разломы в земной коре Восточного Саяна: Главный Саянский, Тункинский и Жомболокский, неотектоническая позиция которых подробно описана нами ранее [4, 8]. Использование предложенных параметров для оценки ширины указанных выше разломов основано на факте унаследованности динамики современного структурообразования внутри их зон от неотектонического этапа развития. В геодинамическом плане разломы располагаются либо непосредственно в Байкальской рифтовой зоне (Тункинский), либо в смежных активизированных областях. В их зонах преобладает вертикальная компонента современных движений, а горизонтальная если и велика (Главный Саянский разлом), то хорошо фиксируется с помощью показателя плотности активных разломов (см. рис. 3).

Более того, во всех трех зонах отмечаются следы позднеплейстоцен-голоценовой тектонической активности: в зоне Главного Саянского разлома – деформации долин водотоков высокого порядка, контроль со стороны разломной тектоники за современным осадконакоплением, формирование выдвигающихся хребтов с размытыми конусами выноса водотоков и подпрудами; в зоне Тункинского разлома – высокая современная сейсмическая активность, геоморфологические следы сеймотектонических деформаций, гидротермальные проявления, вулканизм; в зоне Жомболокского разлома – деформации позднечетвертичных флювиогляциальных и базальтовых покровов у подножия хр. Кропоткина, вулканическая взрывная позднечетвертичная деятельность, гидротермальные проявления [4, 8].

Полученная в результате исследования ширины зон этих активных разломов по отдельным параметрам на профилях представлена в табл. 2–4; средние значения по неотектоническим параметрам, значения ширины зон разломов по комплексному показателю, а также рассчитанные нами ранее [4] значения максимальной (ориентировочной) ширины зон генеральных активных разломов Восточного Саяна приведены в табл. 5.

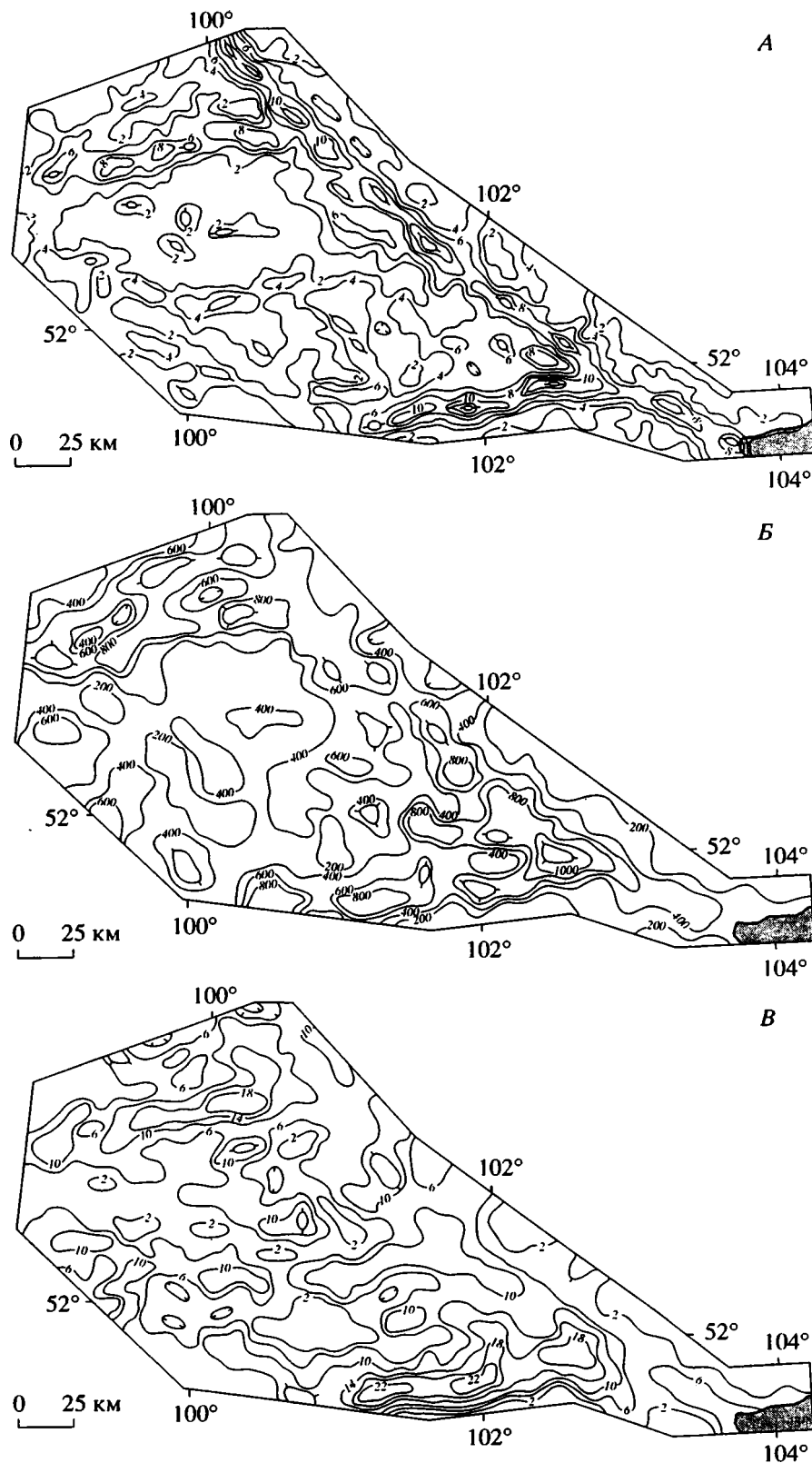


Рис. 1. Карты неотектонических параметров земной коры юго-восточной части Восточного Саяна, использованные для оценки ширины зон активных разломов: *A* – плотности активных разломов; *B* – толщины экзогенно-активного слоя (значения изолиний даны в метрах); *B* – градиента скорости вертикальных неотектонических движений земной коры (значения изолиний даны в 10^{-10} мм/год).

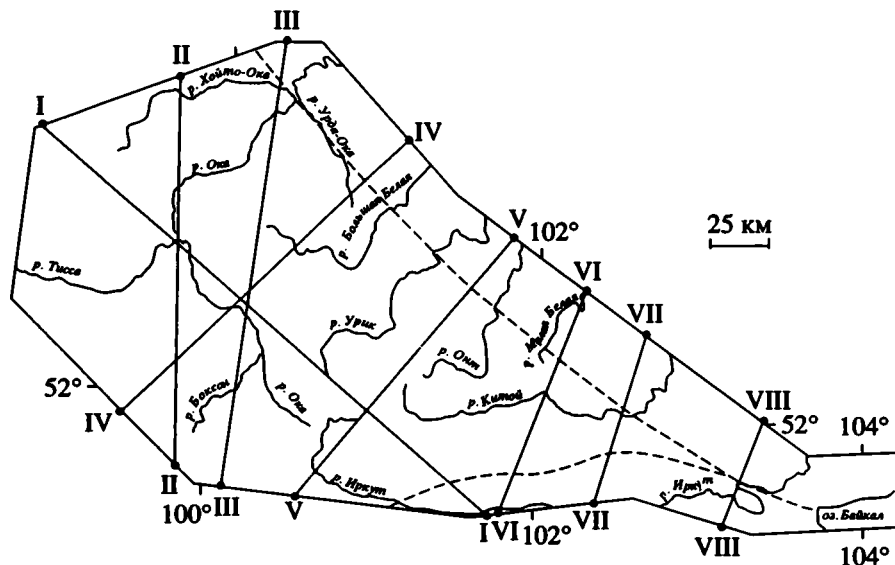


Рис. 2. Схема расположения измерительных профилей (показаны римскими цифрами). Пунктир – осевые линии изученных разломов.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ МЕТОД

Предыдущими исследованиями в отдельных регионах Земли и на основе экспериментов по физическому моделированию разломообразующих процессов и обстановок разломообразования было установлено, что длина и ширина зон активных разломов взаимосвязаны между собой [7, 13, 19, 20]. Мы проверили это предположение с помощью корреляционно-регрессионного анализа. Уравнение регрессии имеет вид:

$$L = (7.393M + 125.244) \pm 37.306, \quad (1)$$

где L – длина зоны активного разлома, M – ширина зоны активного разлома. Значит, увеличение длины активного разлома повлечет за собой увеличение ширины его зоны. Среднее пропорциональное соотношение ширины и длины зон активных разломов составляет 1/12–1/13.

МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Активные тектонические и сейсмогенные подвижки в зонах разломов с вертикальным смещением приводят к формированию уступов в рельефе в виде единичных эскарпов или террасированных склонов [2, 16]. Обычно жизненный цикл тектонического уступа непродолжителен, и он разрушается в течение нескольких десятков тысяч лет [29]. Это позволяет использовать его в качестве индикатора позднеплейстоцен-голоценовой активности разлома. Морфометрия совокупности уступов определяется с помощью профилирования рельефа и позволяет выявлять относительную величину или интенсивность вертикальных движений в зоне разлома и определять ширину этой зо-

ны по методу, разработанному нами ранее для территории Западного Прибайкалья (Приморский разлом) [5].

Одним из главных свойств эрозии является избирательность. При прочих равных условиях эрозионному разрушению будут подвергнуты в первую очередь те породы, которые имеют наиболее низкие прочностные свойства. Такими свойствами обладают породы в зонах активных разломов, что позволяет предположить увеличение ширины эрозионных форм рельефа при увеличении ширины зон тектонической проработки в разломах [12]. Мы проверили это с помощью корреляционно-регрессионного анализа. Для регионов Западного Прибайкалья и Забайкалья. Станового нагорья и Памира уравнение регрессии имеет вид:

$$\ln a = 0.894 \ln m + 1.355,$$

где a – ширина эрозионных форм рельефа, m – ширина зон тектонической проработки в разломе; число пар значений равно 48, и коэффициент корреляции равен 0.896 ± 0.715 . Наличие данной статистической зависимости позволяет использовать ее при определении ширины зон разломов с помощью обратного уравнения.

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для оценки ширины зон активных разломов можно использовать несколько методов: неструктурный, статистический, морфометрический. Главное преимущество статистического метода заключается в его простоте и высокой степени формализации. Он позволяет легко оперировать

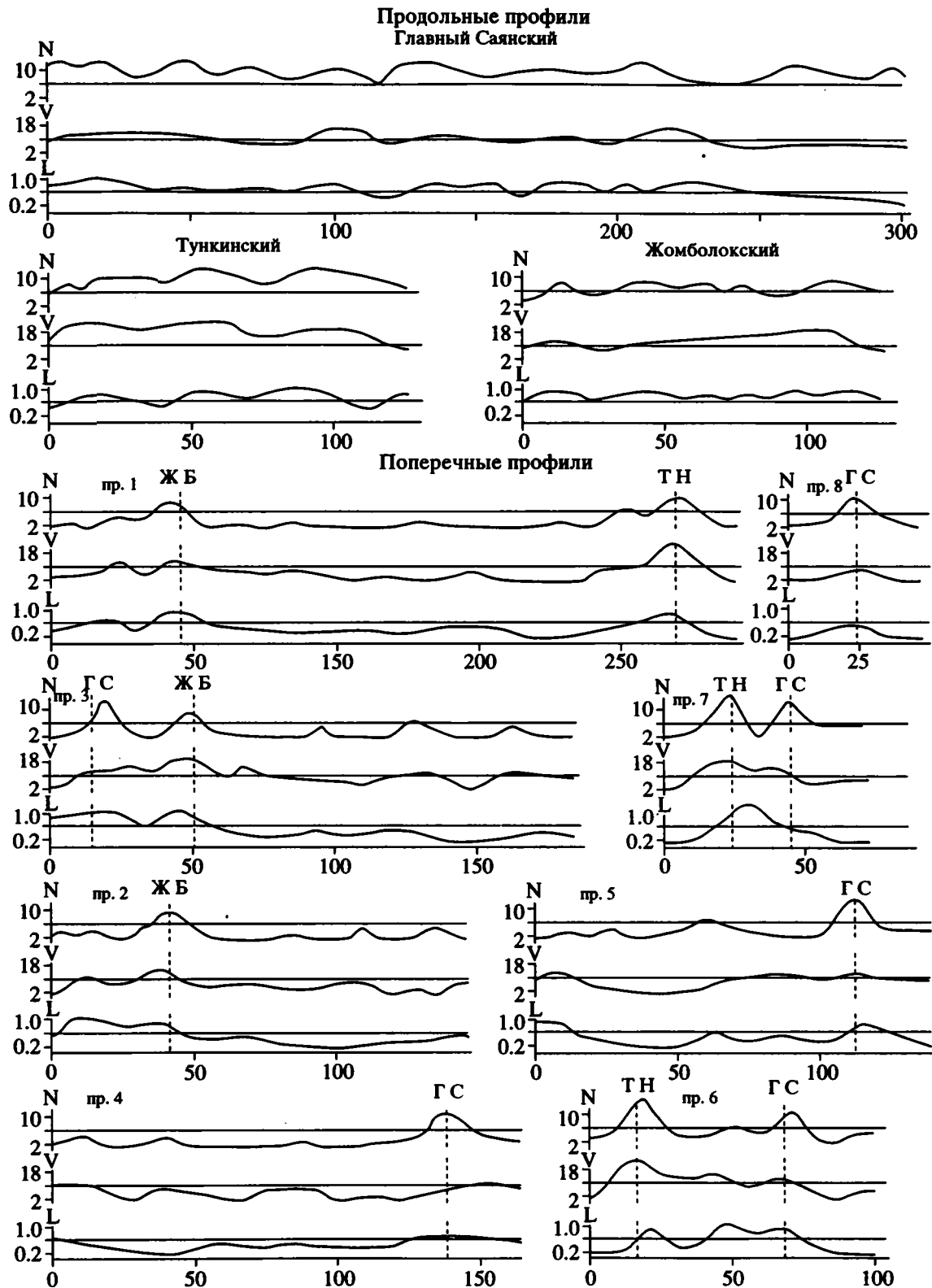


Рис. 3. Профили изменения значений плотности активных разломов (N), градиента скорости вертикальных неотектонических движений ($\lg \text{grad } V_{\text{m}}$) и толщины экзогенно-активного слоя (L_{D}) для профилей на рис. 2.

Первые три графика показывают продольные профили по изученным разломам. Средняя продольная линия на графиках отмечает уровень, выше которого неотектонический параметр имеет аномальное, а ниже – фоновое значение. Разломы: ЖБ – Жомболокский, ТН – Тункинский, ГС – Главный Саянский. Пунктиром проведена осевая линия разломов. Горизонтальное проложение на графиках дано в километрах.

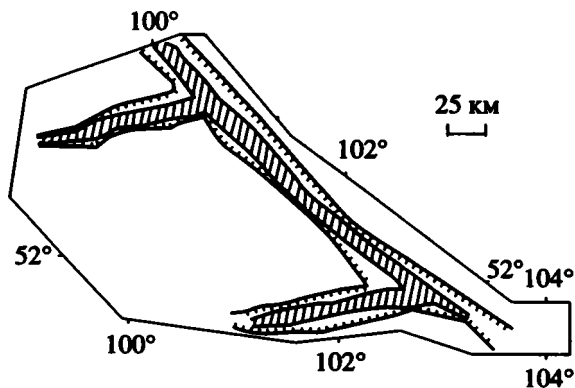


Рис. 4. Границы зон изученных разломов по комплексному показателю (показаны линиями с бергштрихами).

Заштрихованная область – зона максимальной неотектонической активности.

единицами числовыми значениями ширины и длины зон разломов как целостных структурных единиц, производить различные математические вычисления и сопоставления с другими в такой же степени высоко формализованными неотектоническими и геофизическими параметрами земной коры и литосферы (как это, например, производилось мной в [7]). Однако данный подход имеет ряд недостатков: значения ширины являются постоянными для всей зоны разлома, что

нереально для природных и экспериментальных объектов: ширина определяется без учета деформационных, скоростных и кинематических особенностей движений земной коры в зонах разломов либо учитывает их весьма опосредованно. Этот подход не применим при изучении инфраструктуры зон активных разломов.

С помощью неоструктурного метода мы получаем возможность наблюдать изменения ширины зон активных разломов вдоль простирания (см. рис. 4), вариации неотектонических параметров как вдоль, так и вкост простирания зон разломов (см. рис. 3), определять зону максимальной неотектонической активности внутри зоны разлома. В принципе этот метод позволяет проводить районирование зон активных разломов по степени современной потенциальной геодинамической активности. Однако данный метод оперирует ограниченным числом параметров, неотектоническая позиция которых неравнозначна. В каждом новом регионе, при новом геодинамическом режиме необходимо вводить новые граничные условия, что снижает сопоставимость результатов исследования.

Морфометрические методы позволяют изучать небольшие разломы, с которыми исследователь имеет непосредственное соприкосновение в полевых условиях. Они подтверждают установленную нами ранее [6] тенденцию к тому, что неотектонические параметры отмечают менее

Таблица 2. Ширина зон активных разломов по плотности активных разломов, км

Название разлома	Номер профиля на рис. 2							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Главный Саянский	–	–	11	16	15	12	14	13.5
Тункинский	16	–	–	–	–	18.5	15	–
Жомболокский	11.5	12.5	9.5	–	–	–	–	–

Таблица 3. Ширина зон активных разломов по толщине экзогенно-активного слоя, км

Название разлома	Номер профиля на рис. 2							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Главный Саянский	–	–	3.4	31	14	15	–	–
Тункинский	17.5	–	–	–	–	9.5	24	–
Жомболокский	17.5	17	24	–	–	–	–	–

Таблица 4. Ширина зон активных разломов по градиенту скорости вертикальных неотектонических движений земной коры, км

Название разлома	Номер профиля на рис. 2							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Главный Саянский	–	–	25	12	12.5	11	14	–
Тункинский	21.5	–	–	–	–	27.5	21.5	–
Жомболокский	11.5	14	23	–	–	–	–	–

Таблица 5. Оценка ширины зон активных разломов, км, по плотности активных разломов (N), толщине экзогенно-активного слоя (L_D), градиенту скорости вертикальных неотектонических движений ($|\text{grad } V|_m$), комплексному показателю (M)

Название разлома	Критерий оценки ширины					
	N	L_D	$ \text{grad } V _m$	M	m	M_{max}
Главный Саянский	13–14	23–24	14–15	23–25	11–12	45–50
Тункинский	16–17	17–18	23–24	20–21	9–10	24–25
Жомболокский	11–12	19–20	16–17	16–17	8–9	19–20

Примечание. m – ширина зон повышенной неотектонической активности; M_{max} – максимальная ширина зон изученных разломов, по [4].

широкую зону разлома, нежели геоморфологические. Это происходит по следующим причинам. Геологическая и геоморфологическая структуры имеют различные источники энергии – эндодинамический и экзодинамический [10]. Эндодинамические процессы, кроме создания элементов геологической структуры, часть энергии тратят на их разрушение [3, 6]. То есть в зоне активного разлома по латерали существует некая контрольная полоса, в пределах которой разломообразующие процессы уже не проявляются, но обусловленные ими геоморфологические изменения имеют место. Данный факт является важным в связи с вопросами геоморфологического риска. Исходя из установленной закономерности можно предположить, что многие опасные геоморфологические процессы будут иметь место фактически за латеральными пределами зоны активного разлома. Это следует учитывать при проведении инженерно-изыскательных работ.

Плотность уступов в поперечном сечении вкрест простирания разломов и коэффициент относительной интенсивности вертикальных подвижек на этих уступах [5] будут являться показателями современной тектонической активности зон разломов. С помощью этих параметров можно наблюдать изменения в степени активности того или иного фрагмента вкрест простирания разлома, а, возможно, и в плане, если построить несколько поперечных профилей. Анализируя кривые изменения этих параметров, можно выделить основной и локальные сместители, зоны тектонической нарушенности и разделенные ими устойчивые слабо деформированные блоки.

Таким образом, ширина зон активных разломов может быть определена несколькими методами. Каждый из них имеет свои достоинства и свои недостатки. Использование того или иного метода, или совокупности методов, или этих методов наряду с другими, уже апробированными в геодинамических построениях, определяется целями исследования, например, от того, собираемся ли мы изучать зоны дробления, зоны собственно разломов или зоны их влияния. Другой пример: нас может интересовать только голоценовая структура и голоценовая активность разломов, а, может, мы собираемся прогнозировать эволю-

цию зоны активного разлома на основе ее геодинамического потенциала, накопленного за весь поздний кайнозой или даже неотектонический этап. Определение ширины зоны активного разлома может осуществляться для целей проектирования гражданского и промышленного строительства, для сравнения с другими количественными показателями геодинамической активности литосферы, для защиты геологической среды от антропогенного влияния и т.д. В любом случае мы должны выбрать тот подход и использовать тот метод оценки ширины (в том числе и не приведенные в данной статье), которые окажутся наиболее информативными и целесообразными.

Изложенные в статье результаты работ получены для конкретно рассматриваемого региона – Восточного Саяна и Западного Прибайкалья, использованные методы в том или ином случае ограничены геодинамическими условиями конкретных зон разломов. Но в представленном виде они достаточно точно решают поставленную задачу – оценивают ширину зон активных разломов. Поэтому есть основания полагать, что подобная же выдержанность граничных условий позволит получить с помощью предложенных методов удовлетворительные результаты и в других районах.

В заключение я хотел бы выразить благодарность своим коллегам С.И. Шерману, К.Г. Леви, А.С. Гладкову, К.Ж. Семинскому, В.А. Санькову за плодотворные дискуссии по теме статьи, полезные рекомендации и советы. Кроме того, я признателен Е.Е. Милановскому, В.Г. Трифонову и А.А. Никонову за внимательное отношение к моей работе, конструктивную критику и ценные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
2. Костенко Н.П. Геоморфология. М.: МГУ, 1985. 309 с.
3. Кузьмин С.Б. О роли эндодинамики в рельефообразовании // Геология и геофизика активизированных областей Восточной Сибири. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 1988. С. 63–64.

4. Кузьмин С.Б. Области активного динамического влияния генеральных разломов Восточного Саяна // Геология и геофизика. 1991. № 2. С. 34–41.
5. Кузьмин С.Б. Области динамического влияния разломов: геоморфологические аспекты // Геоморфология. 1991. № 3. С. 94–102.
6. Кузьмин С.Б. Экзогенно-активный слой в областях динамического влияния разломов // Геология и геофизика. 1991. № 9. С. 68–72.
7. Кузьмин С.Б. Активные разломы и новейшая геодинамика литосферы (пример взаимосвязи элементов географической оболочки Земли) // География и природные ресурсы. 1994. № 3. С. 145–152.
8. Кузьмин С.Б. К вопросу о новейшей тектонике Восточного Саяна // Геология Восточной Сибири. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 1994. С. 17–21.
9. Леви К.Г. Вертикальные движения земной коры в байкальской рифтовой зоне // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С. 142–170.
10. Леви К.Г. Системный подход – методологическая основа количественного анализа геологической информации // Количественный анализ геологических явлений. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 1985. С. 229–240.
11. Леви К.Г. Неотектонические движения земной коры в сейсмоактивных зонах литосферы. Новосибирск: Наука, 1991. 168 с.
12. Леви К.Г., Сизиков А.М. Активные разломы в береговой зоне озера Байкал // Техногенные изменения геологической среды. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 1988. С. 25–33.
13. Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. М.: Недра, 1987. 128 с.
14. Логачев Н.А., Шерман С.И., Левин К.Г. Геодинамические режимы и факторы геодинамической активности литосферы // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 299–307.
15. Математическая статистика. М.: Высшая школа, 1975. 398 с.
16. Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
17. Трифонов В.Г. Неотектоника и современные тектонические концепции // Геотектоника. 1987. № 1. С. 25–38.
18. Трифонов В.Г., Макаров В.И., Скобелев С.Ф. Таласо-Ферганский активный правый сдвиг // Геотектоника. 1990. № 5. С. 81–92.
19. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 101 с.
20. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов. Новосибирск: Наука, 1983. 111 с.
21. Adler R.E. Nutzbarmachung gefugekundlicher Erkenntnisse fur den Betriebsablauf // Gluckauf Torschung. 1980. Vol. 41. № 6. P. 256–260.
22. Armijo R., Tapponnier P., Tonglin H. Late Cenozoic right-lateral strike-slip faulting in Southern Tibet // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. № 3. P. 2787–2838.
23. Ben Zion Y., Katz S., Leary P. Loint inversion of fault zone head waves and direct P-arrivals for crustal structure near major faults // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. № 2. P. 1943–1951.
24. DePolo C.M., Slemmons D.B. Estimation of earthquake size for seismic hazards // Neotectonics in earthquake evaluation: Boulder, Colorado. Geol. Society Amer. Rev. Eng. Geol. 1990. Vol. 8. P. 1–28.
25. Knuepfer P.L.K. Tectonic geomorphology and present-day tectonics of the Alpine shear system, South Island, New Zealand. Tucson: University of Arizona Press, 1984. 489 p.
26. Li Y.G., Leary P. Fault zone trapped seismic waves // Bull. Geol. Soc. Amer. 1990. Vol. 80. № 5. P. 1245–1271.
27. Pohn H.A. Joint spacing as a method of locating faults // Geology. 1981. Vol. 9. № 6. P. 258–261.
28. Schaffer F.R. Perturbed mantle: a unifying characteristic of plate boundaries // Geol. Mijnebouw. 1977. Vol. 2. № 4. P. 261–272.
29. Wallace R.E. Profiles and ages of young scarps, North-Central Nevada // Earthquake Inf. Bull. 1977. Vol. 88. № 9. P. 1267–1281.

Estimation of Active Fault Zone Thickness Using the Methods of Neotectonics and Structural Geomorphology (Evidence from the Eastern Sayan and Western Cisbaikalia)

S. B. Kuzmin

Institute of Geography, ul. Ulanbatorskaya 1, Irkutsk, 664033 Russia

The present study covers several approaches to the estimation of thickness of active fault zones. The neotectonic method is based on the usage of the major neotectonic parameters of the earth's crust, such as: the density of active fault, the velocity gradient of vertical neotectonic movements, and the thickness of an active exogenic layer. The statistical method is based on a correlation between the length and the width of a fault zone. In addition, the methods of morphometrical topographic analysis will be discussed.

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 глянцевой 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 18.07.97 г.

Подписано к печати 03.10.97 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать Усл. печ. л. 10.0

Усл. кр.-отт. 4.3 тыс.

Уч.-изд. л. 10.0

Бум. л. 5.0

Тираж 411 экз.

Зак. 2862

Журналы РАН, выходящие в свет на русском и английском языках

Агрохимия
 Акустический журнал
 Астрономический вестник
 Астрономический журнал
 Биология моря
 Биоорганическая химия
 Биофизика
 Биохимия
 Вестник РАН
 Водные ресурсы
 Вопросы ихтиологии
 Высокомолекулярные соединения

Генетика
 Геология рудных месторождений
 Геотектоника
 Геохимия
 Геоэкология
 Государство и право
 Доклады академии наук

Журнал аналитической химии
 Журнал вычислительной математики
 и математической физики
 Журнал неорганической химии
 Журнал общей химии
 Журнал органической химии
 Журнал прикладной химии
 Журнал физической химии
 Журнал эволюционной биохимии и физиологии
 Защита металлов
 Зоологический журнал
 Известия АН. Серия биологическая
 Известия АН. Серия литературы и языка
 Известия АН. Теория и системы управления
 Известия АН. Физика атмосферы и океана
 Кинетика и катализ
 Коллоидный журнал
 Координационная химия
 Космические исследования
 Кристаллография
 Лесоведение
 Литология и полезные ископаемые
 Микробиология
 Микроэлектроника
 Молекулярная биология
 Неорганические материалы
 Нефтехимия
 Океанология
 Онтогенез
 Оптика и спектроскопия
 Палеонтологический журнал
 Петрология
 Письма в Астрономический журнал
 Почвоведение
 Приборы и техника эксперимента
 Прикладная биохимия и микробиология
 Проблемы прогнозирования
 Программирование
 Радиохимия
 Радиотехника и электроника
 Стратиграфия. Геологическая корреляция
 Теоретические основы химической технологии
 Теплофизика высоких температур
 Теплоэнергетика
 Труды Математического института имени В.А. Стеклова
 Физика Земли
 Физика и химия стекла
 Физика металлов и металловедение
 Физика плазмы
 Физиология растений
 Физиология человека
 Химия высоких энергий
 Экология
 Электрохимия
 Энтомологическое обозрение
 Ядерная физика

Agricultural Chemistry
Acoustical Physics
Solar System Research
Astronomy Reports
Russian Journal of Marine Biology
Russian Journal of Bioorganic Chemistry
Biophysics
Biochemistry (Moscow)
Herald of the Russian Academy of Sciences
Water Resources
Journal of Ichthyology
Polymer Science. Series A
Polymer Science. Series B
Russian Journal of Genetics
Geology of Ore Deposits
Geotectonics
Geochemistry International
Environmental Geoscience

Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences,
Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,
Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,
Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry,
Doklady Physics
Doklady Earth Sciences
Journal of Analytical Chemistry
Computational Mathematics and Mathematical Physics

Russian Journal of Inorganic Chemistry
Russian Journal of General Chemistry
Russian Journal of Organic Chemistry
Russian Journal of Applied Chemistry
Russian Journal of Physical Chemistry
Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology
Protection of Metals
Russian Journal of Zoology
Biology Bulletin

Journal of Computer and Systems Sciences International
Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics
Kinetics and Catalysis
Colloid Journal
Russian Journal of Coordination Chemistry
Cosmic Research
Crystallography Reports
Russian Forest Sciences
Lithology and Mineral Resources
Microbiology
Russian Microelectronics
Molecular Biology
Inorganic Materials
Petroleum Chemistry
Oceanology
Russian Journal of Developmental Biology
Optics and Spectroscopy
Paleontological Journal
Petrology
Astronomy Letters
Eurasian Soil Science
Instruments and Experimental Techniques
Applied Biochemistry and Microbiology
Studies on Russian Economic Development
Programming and Computer Software
Radiochemistry
Journal of Communications Technology and Electronics
Stratigraphy and Geological Correlation
Theoretical Foundations of Chemical Engineering
High Temperature
Thermal Engineering
Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics
Izvestiya, Physics of the Solid Earth
Glass Physics and Chemistry
The Physics of Metals and Metallography
Plasma Physics Reports
Russian Journal of Plant Physiology
Human Physiology
High Energy Chemistry
Russian Journal of Ecology
Russian Journal of Electrochemistry
Entomological Review
Physics of Atomic Nuclei

Журналы МАИК "Наука", выходящие в свет на английском языке

Laser Physics
Pattern Recognition and Image Analysis