

Номер 6

ISSN 0016-853X

Ноябрь - Декабрь 1993

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор
Ю.М. Пущаровский



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



МАИК НАУКА

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 6 1993 Ноябрь - Декабрь

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

Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия:

**М.Е. Артемьев, Э. Бонатти (Италия), Ч.Б. Борукаев, А.Л. Книппер,
В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский,
К. Крук (Австралия), Е.Е. Милановский, В.Д. Наливкин,
А.С. Перфильев, А.В. Чекунов, В.Н. Шолпо, А.Л. Яншин**

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

Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями "Роспечати" (№ 70228 в каталоге).

Yu.M. Pushcharovsky – Editor

**A.A. Mossakovsky – Coeditor
V.S. Burtman – Secretary**

Editorial board

**M.E. Artemyev, E. Bonatti (Italy), Ch.B. Borukaev, A.V. Chekunov,
R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Australia), A.L. Knipper,
V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky, E.E. Milanovsky,
V.D. Nalivkin, A.S. Perfilov, 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: 411 848 GIN SU; Телетайп: 114092 ТЕТИС

Москва
Международная академическая
издательская компания "Наука"

© Российская академия наук.
Отделение геологии, геофизики,
геохимии и горных наук.
Геологический институт, 1993 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 6, 1993

Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования	
<i>А. А. Моссаковский, С. В. Руженцев, С. Г. Самыгин, Т. Н. Хераскова</i>	3
Принцип диссимметрии в геотектонике	
<i>С. Д. Соколов</i>	33
Тектоническое развитие океанов Япетус и Прототетис: сравнительная характеристика	
<i>С. Г. Рудаков</i>	41
Палеомагнетизм третичных отложений и альпийская кинематика Тянь-Шаня	
<i>М. Л. Баженов, В. С. Буртман, П. Р. Кобболд, Э. Перру, И. Садыбакасов, Ж.-Ш. Тома, А. Шован</i>	50
Эволюция рудных процессов в структуре аккреционной призмы Южного Тянь-Шаня (Кызылкумский геодинамический полигон)	
<i>Ю. С. Савчук, П. А. Мухин</i>	63
Рифейский офиолитовый комплекс Енисейского кряжа	
<i>М. И. Волобуев</i>	82
Морфоструктурное значение листрических сбросов в Байкальском рифте	
<i>Г. Ф. Уфимцев</i>	88
Годовой указатель журнала "Геотектоника" за 1993 год	94

CONTENTS

Number 6, 1993

The Central-Asian fold belt: geodynamic evolution
and formation history

*A. A. Mossakovsky, S. V. Ruzhentsev,
S. G. Samygin, T. N. Kheraskova*

3

Principle of dissymmetry in geotectonics

S. D. Sokolov

33

Tectonic evolution of Japetus and Proto-Tethys oceans:
a comparison

S. G. Rudakov

41

Paleomagnetism of Tertiary formations
and the Alpidic kinematics of the Tien Shan

*M. L. Bazhenov, V. S. Burtman, P. R. Cobbold,
E. Perroud, I. Sadybakasov, J.-C. Thomas, A. Chauvin*

50

Evolution of ore processes in the structure
of Southern Tien Shan accretionary prism
(Kyzylkum geodynamic polygon)

Yu. S. Savchuk, P. A. Mukhin

63

Riphean ophiolite assemblage of the Yenisei Range

M. I. Volobuev

82

Morphostructural implication of listric faults
in the Baikal Rift

G. F. Ufimtsev

88

Annual index of journal "Geotectonica" in 1993

94

УДК 551.24(235.2)

**ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС:
ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ**

© 1993 г. А. А. Моссаковский, С. В. Руженцев, С. Г. Самыгин, Т. Н. Хераскова

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 28.06.93 г.

Исследования, проведенные в различных регионах Центрально-Азиатского складчатого пояса, позволили выделить два принципиально различных класса палеоокеанических структур. К первому относятся палеоокеанические структуры мозаичного (западно-тихоокеанского) типа преимущественно венд-раннепалеозойского и позднерифейского возраста, представленные сочетанием структурно-вещественных комплексов океанических котловин, малых океанических бассейнов, островных вулканических дуг, краевых морей, докембрийских микроконтинентов и их окраин, фрагменты которых участвуют в строении покровно-складчатых аккреционных зон салаирид и каледонид. Для этого класса структур реконструируются разновозрастные полные разрезы офиолитовой ассоциации. Развитие палеоокеанических структур мозаичного типа происходило в условиях микроплитной тектоники, свойственной западной периферии Палеоокеании по крайней мере с позднего рифея. Комплексы палеоокеанических структур второго класса образуют линейные коллизионные покровно-складчатые зоны поздних каледонид, варисцид и индосинид, на месте которых реконструируются протяженные океанические бассейны, а также вулканические дуги и задуговые бассейны. Офиолитовые ассоциации отличаются, как правило, нестандартным сокращенным разрезом. Развитие структур второго класса связано с процессами деструкции каледонских аккреционных зон, а также древних континентальных масс. Процесс формирования континентальной коры и палеоокеанических структур Центральной Азии вначале происходил по западно-тихоокеанскому сценарию, затем постепенно стал подчиняться индо-атлантическому типу развития.

Центрально-Азиатский складчатый пояс, расположенный между Сибирской платформой и системой древних континентальных масс Катазии (Северо-Китайская, Таримская платформы и ряд более мелких массивов), в структурном отношении является очень сложным тектоническим сооружением, объединяющим рифейские, салаирские, каледонские и варисцидские аккреционные зоны Казахстана, Алтая, Саян и Монголии, каледонские, варисцидские и индосинийские коллизионные зоны Южного Тянь-Шаня, Джунгарии, Южной Монголии и Северного Китая, а также тесно связанные с развитием этих зон многочисленные докембрийские массивы – Тувино-Монгольский, Дзабханский, Южно-Гобийский, Улутау-Северо-Тяньшаньский и др.

История изучения этого обширного региона насчитывает более ста лет и включает исследования многих выдающихся геологов, заложивших основы современных представлений о тектоническом районировании, структуре и закономерностях формирования Центрально-Азиатского пояса. Это работы Н.С. Шатского и А.А. Богданова и возглавлявшихся ими крупных научных коллективов, а также Р.А. Борукаева, В.Ф. Беспалова, Е.Д. Шлыгина и др. – в Центральном Казахстане, А.В. Пейве и его учеников, В.И. Смирнова, В.А. Николаева, Н.М. Сеницына, Д.П. Резвого и др. – в Средней Азии, Ю.А. Кузнецова и В.А. Кузнецова и геологов новосибирской и томской тектонических школ – в Южной Сибири, В.М. Сеницына, Н.А. Беляевского и А.Х. Иванова – в северо-западном

Китае и многих-многих других, перечислить которых в данной статье невозможно.

Сравнительно недавно стали выделяться и изучаться палеоокеанические структуры Центральной Азии. Начало этому было положено в работах конца 50-х годов В.А. Кузнецова и особенно Н.П. Васильковского. Настоящий размах эти исследования получили в последние два - три десятилетия в работах Л.П. Зоненшайна, Н.Л. Добрецова, А.С. Перфильева, А.Б. Дергунова, Н.Н. Хераскова, М.И. Кузьмина и многих других ученых. Большую роль в этом сыграли многолетние исследования Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР, благодаря которым стали доступны для изучения обширные пространства Монголии [11, 21, 22, 24, 57 - 61, 70, 85, 104]. В последние годы в процесс изучения палеоокеанических структур Центральной Азии включились американские [83, 85, 102] и китайские [92, 93, 97, 98, 100, 103, 105] геологи, в связи с чем появились новые или ранее не доступные материалы по южной части Центрально-Азиатского пояса. Все это создало хорошую фактологическую основу для решения ряда общих проблем палеоокеанических структур Центральной Азии, например, таких как проблема тектонических обстановок и структурных механизмов возникновения, развития и закрытия разных типов палеоокеанов, проблема их взаимоотношений во времени и пространстве, проблема неординарности строения разрезов офиолитовой ассоциации

Типичной особенностью таких зон являются крутые, нередко запрокинутые моноклинальные залегания слоев, сохраняющиеся вкрест простирающиеся на десятки километров, которые перемежаются с участками сложных напряженных деформаций и чешуйчато-покровных структур обычно небольших масштабов. Они сложены рифейскими, венд-раннепалеозойскими и среднепалеозойскими вулканическими комплексами островных дуг (энсиматических и энсиалических), мощными сериями терригенных отложений окраинных морей, задуговых и преддуговых бассейнов, а также включают многочисленные докембрийские, в том числе и дорифейские, континентальные блоки разных размеров (Кокчетавский, Улутауский, Актау-Моинтинский, Илийский, Северо-Тяньшаньский, Тувино-Монгольский, Дзобханский, Южно-Гобийский и ряд более мелких).

Офиолиты постоянно присутствуют в структуре складчатых зон в виде аллохтонных пластин, образующих небольшие по протяженности (десятки, первые сотни километров) узкие пояса, подчеркивающие их мозаичный структурный рисунок. Возраст офиолитов варьирует в разных зонах. Они имеют довендский (средне-позднерифейский) возраст в рифейских складчатых зонах Енисейского кряжа, Протеросаяна, на юго-востоке Восточного Саяна, возможно в Кузнецком Алатау, венд-раннекембрийский – в основной части салаирских и в каледонских зонах (Западный Саян, Горная Шория, Горный и Монгольский Алтай, Северная и Центральная Монголия, Бейшань и зона Шар-Мурэн в Северном Китае, видимо, в Джалаир-Найманской зоне Центрального Казахстана), позднекембрийско-раннеордовикский – на севере и востоке центрально-казахстанских каледонид и в Северном Тянь-Шане, среднепозднеордовикский – в Тектурмасской и Прибалхашской зонах Центрального Казахстана.

Для всех них реконструируются полные разрезы офиолитовой ассоциации, включающие деплетированные ультрабазиты, кумулятивные и изотропные габбро, комплекс пластинчатых даек, толеитовые и бонинитовые лавы, перекрывающие или прослаивающие их глубоководные карбонатно-кремнистые отложения (табл. 1).

Важной особенностью мозаичных областей является очень широкое проявление разновозрастных генераций гранитоидов разных формационных типов – от плагиогранитов до калий-натровых батолитов пестрого состава, возраст которых четко коррелируется с возрастом соответствующих складчатых зон, что свидетельствует о многоэтапном дискретном во времени и пространстве процессе образования гранитно-метаморфического слоя и континентальной коры в этих областях, происходившем в основном автохтонным способом [67].

Линейные зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса в структурно-морфологическом плане резко отличаются от мозаичных об-

ластей. Это относительно узкие (десятки - первые сотни километров), но весьма протяженные (тысячи километров) покровно-складчатые сооружения, резко дискордантные по отношению к структурному плану их обрамления. В качестве последнего выступают либо салаирские и каледонские структуры мозаичных областей, либо лентообразные фрагменты докембрийской континентальной коры, подобные Южно-Гобийскому микроконтиненту. Ограничения линейных зон во всех случаях имеют разломный, надвигошарьяжный характер.

Наиболее крупные линейные системы – Джунгаро-Южномонгольская и Туркестано-Алайская, а также Зайсанская – имеют варисцийский возраст. Другой, также большой по протяженности линейный пояс – Солонкер-Линьсийский поздне триасового возраста – относится к индосинидам Внутренней Монголии (см. рис. 1). Гораздо меньшие размеры имеют каледонские (акадские) и поздневарисцийские линейные зоны. К первым относятся локальные покровно-складчатые структуры в Гобийском Алтае, Бейшане и в Тянь-Шане (Киргизско-Терская), ко вторым – Южно-Гиссарская и Баингоу-Манасская в Синьцзяне.

Все перечисленные линейные сооружения возникли на месте деструктивных зон с океанической корой, покровно-складчатая структура которых формировалась одноактно в результате сближения и столкновения консолидированных континентальных масс. Деформации в линейных поясах чрезвычайно напряженные, нередко характеризуются двусторонней вергентностью складчатопокровных структур. Широко развиты узкие протяженные системы смятых в складки и расчешуенных тектонических покровов, которые сопровождаются многочисленными пластинами серпентинитового меланжа, зонами рассланцевания, динамометаморфизма и дисгармоничной складчатости. Среди комплексов пород, слагающих линейные сооружения, выявляются те же типы, что и в мозаичных областях – островодужные вулканические, терригенные окраинно-морские, задуговых и преддуговых бассейнов, офиолиты. Однако все они представлены настолько фрагментарно и структурно перемешаны, что восстановить их первоначальное местоположение крайне затруднительно и удается лишь в редких случаях.

Важной особенностью линейных зон является то, что между собой они различаются по возрасту офиолитов, тогда как в пределах каждой из них офиолиты имеют, как правило, единый возраст: в варисцидах – позднесилурийско-раннедевонский (Джунгаро-Южномонгольская система) или позднедевонско-раннекаменноугольный (Западный Синьцзян, Южный Гиссар), в индосинидах – среднекаменноугольно-раннепермский (Солонкер-Линьсийский пояс), в каледонских зонах – среднепозднеордовикский (Гобийский Алтай, Бейшань). Исключением является Туркестано-Алайская варисцийская система, в которой офиолитовая

Таблица 1. Офиолитовые пояса Центральной Азии

Складчатые системы	Название, структурная и географическая привязка поясов	Присутствие различных комплексов, их возраст, палеомагнитные широты						Некоторые особенности строения	
		ультрабазиты (реститы)	кумуляты	изотропные габбро	плагиограниты, диориты	“дайка в дайке”	вулканиты и субвулканиты		ассоциирующие и кроющие осадки
Рифиды	Енисейский [6, 33]	гарцбургиты, лерцолиты, верлиты; дуниты и пироксениты	+	+	+	?	диабазы, пиллоу-базальты, дацитовые порфириты	яшмовидные породы, филлиты, кварциты, известняки	
	Восточно-Саянский (Ильчирская зона) [7]	дуниты, гарцбургиты; ортопироксениты, верлиты	+	+	-	+	андезитобазальты, андезиты, бониниты, марианиты; диабазы, близкие к базальтам СОХ	туффиты, гиалокластиты; кроющие – углеродистые дистальные турбидиты (до V ₂)	
Салаириды (ранние каледониды)	Курайский (Горный Алтай, Чаганузунская зона) [9, 17]	гарцбургиты	-	?	-	?	толеитовые и субщелочные базальты, андезитобазальты, диабазы, спилиты	граувакки, глинистые и кремнистые сланцы, калькарениты (до E ₂ ³)	локально гранатовые амфиболиты, эклогиты, стильномелановые сланцы в глыбах мелажа – жадеиты, амфиболититы, локально глаукофановые и кросситовые сланцы
	Борусский (северная часть Западного Саяна) [50]	гарцбургиты, лерцолиты, иногда верлиты	+	очень мало	+	-			
	Хемчикско-Куртушибинский (восток и юго-восток Западного Саяна, Западная Тува) [50]	гарцбургиты, дуниты, лерцолиты	+	+	-	+	подушечные лавы, диабазы состава низкокальциевых толеитов типа о. Маккуори	кремнисто-граувакковые отложения (V? - E ₁ ¹⁻²)	
	Агардагский (юго-восточная Тува) [65]	гарцбургиты, дуниты	+	+	+	+	толеитовые базальты, долериты	силициты, граувакки, карбонаты (E ₁ ¹⁻² ?)	
	Западно-Монгольский (Озерная зона): подзона Хойт (хр. Хасагту-Нуру)	гарцбургиты, дуниты	?	?	?	+	толеиты типа СОХ	яшмы, известняки (V - E ₁ ?)	
	Хантайширская подзона (хр. Хантайширын-Ула)	гарцбургиты, дуниты	+	+	+	+	бониниты, андезитобазальты, андезиты	яшмы, эпикласты, известняки (E ₁ ¹⁻²)	
Норанская подзона (хр. Хантайширын-Ула)	гарцбургиты, дуниты	+	+	-	+	надсубдукционные толеиты	черные сланцы, граувакки (E ₁)		

Таблица 1. Продолжение

Складчатые системы	Название, структурная и географическая привязка поясов	Присутствие различных комплексов, их возраст, палеомагнитные широты						Некоторые особенности строения	
		ультрабазиты (реститы).	кумулыты	изотропные габбро	плагиограниты, диориты	“дайка в дайке”	вулканиты и субвулканиты		ассоциирующие и кроющие осадки
Салаириды (ранние каледониды)	Баянхонгорский [49]	+	+	+	-	магматические брекчии	толеитовые базальты, андезитобазальты, диабазы	алевросланцы, песчаники	эффузивы местами налегают на ультрабазиты
	Джидинский [70]	дуниты, гарцбургиты	+	+	-	+	подушечные лавы, близкие толеитам океанических остров, бониниты, пикритовые базальты толеиты (509 Ma)	яшмы	
	Ондор-Сум-Вандермяо (Внутренняя Монголия) [92, 98]	гарцбургиты, дуниты	+	?	+	+		кремнистые сланцы (Є ₁ - O)	
	Ней-Монгольский (северный край Северо-Китайской платформы) [96]	+	+	+	+	+	базальты	тефроиды, кремнистые сланцы, линзы известняков (Є ₁ ¹) 565 ± ± 39 Ma; 25° с.ш.	
Каледониды	Центрально-Казахстанские:								
	Бошекульский [78]	гарцбургиты, дуниты, лерцолиты	+	+	+	+	толеитовые базальты, натровые риолиты, дациты (V? - Є ₁ ¹⁻²)	кварц-полевошпатовые песчаники (Є ₂₋₃ [?]), кремнистые алевролиты, яшмы (Є ₃ - O ₂ l) кремни, кварц-полевошпатовые песчаники (Є ₂₋₃); яшмы, фтаниты (O ₁ a) яшмы, кремни (O ₁ a - O ₂ l ₁) туффито-кремнистая толща (O ₁ a ₃ ² - O ₂ l ₁)	
	Джалаир-Найманский [79 и др.]	гарцбургиты, дуниты	+	+	+	-	субщелочные базальты, трахибазальты, пикриты		
	Восточно-Ишкеольмесский (Ирадырская зона)	гарцбургиты	+	+	-	+	толеитовые базальты Н-типа СОХ		
Майкаин-Кызылтасский, Ангренсорская зона [18] Толпакская зона [18, 31]	гарцбургиты, дуниты гарцбургиты, дуниты	+	-	+	+	“силл в силле” + 16° с.ш. [71]			

Таблица 1. Продолжение

Складчатые системы	Название, структурная и географическая привязка поясов	Присутствие различных комплексов, их возраст, палеомагнитные широты						Некоторые особенности строения	
		ультрабазиты (реститы)	кумуляты	изотропные габбро	плагиограниты, диориты	"дайка в дайке"	вулканиты и субвулканиты		ассоциирующие и кроющие осадки
Каледониды	Баянаульский	дуниты, гарцбургиты	+	+	+	"силл в силле"	толеитовые базальты островодужного типа (O_{1a1})	кремнистые алевролиты, туффиты, песчаники ($O_{1a2} - O_{2ld}$)	в глыбах меланжа – жадеититы, амфиболиты, гранат-глаукофановые сланцы в глыбах меланжа – глаукофановые сланцы, гранатовые амфиболиты местами в основании шаровых лав – несогласие [36] осадки залегают на ультрабазитах с размывом
	Западно-Чингизский	дуниты, гарцбургиты	+	-	+	+	толеитовые базальты (ϵ_3 и O_{1a}); субщелочные базальты (ϵ_3)	кремни, фтаниты ($\epsilon_3 - O_{1t}$); яшмы, кремнистые алевролиты ($O_{1a} - O_{2l}$)	
	Восточно-Чингизский	+	?	+	-	?	базальты (O_{1a})	яшмы, кремни, кремнистые туффиты ($O_{1a3} - O_{2l1}$)	
	Тектурмасский [8]	гарцбургиты, дуниты, редко лерцолиты	редуцированы	+	+	"силл в силле" 10° с.ш. [71]	субщелочные базальты ($O_{1a?} - O_{2l1}$); толеитовые базальты (O_{2ld1})	яшмы, фтаниты ($O_{2l} - k_1$); кремнистые алевролиты, туффиты, туфосилициты ($O_{2k2} - S_{1l2}$)	
	Северо-Балхашский [18]	дуниты, гарцбургиты	+	+	+	-	субщелочные базальты (O_{2l}); толеитовые базальты (O_{2ld}), дациты, плагиориолиты	яшмы, кремнистые алевролиты ($O_{2ld?} - k_1$)	
	Западно-Джунгарский [1]	гарцбургиты, редко лерцолиты	сильно редуцированы $508 \pm \pm 60$ Ma	очень мало $523 \pm \pm 7$ Ma	+	-	толеитовые базальты, долериты типа СОХ (O_{1a}), выше андезитобазальты, андезиты, реже риолиты известково-щелочной серии	яшмы, туфосилициты, кроющая туффитояшмовая толща ($O_{2l} - ld$)	
	Киргизско-Терскойский [38]	гарцбургиты	?	+	-	+	шаровые лавы базальтов, диабазов, спилитов	яшмы, кремни, известняки ($\epsilon_3 - O_{1t}$)	
	Гоби-Алтайский: Баян-Гобийская зона	гарцбургиты	-	+	-	-	-	олигомиктовые песчаники, покровы базальтов ($O_3 - S_1$)	
	Баян-Цаганская зона	гарцбургиты, дуниты, лерцолиты	-	-	-	-	-	олигомиктовые песчаники, известняки, покровы базальтов	

Таблица 1. Окончание

Складчатые системы	Название, структурная и географическая привязка поясов	Присутствие различных комплексов, их возраст, палеомагнитные широты						Некоторые особенности строения	
		ультрабазиты (реститы)	кумуляты	изотропные габбро	плагиограниты, диориты	"дайка в дайке"	вулканиты и субвулканиты		ассоциирующие и кроющие осадки
Варисциды	Южно-Тяньшаньский	дуниты, гарцбургиты, пироксениты	+	+	очень мало	+ 22° с.ш. [14]	снизу вверх пикриты, толеитовые базальты, субщелочные базальты (O ₃ - D ₃ ?, S ₁ - D ₂ , S ₂ - D ₂ - ?)	гиалокластиты, туфосилициты, яшмы, рифогенные известняки (O ₁ - D ₃ ?, S ₁ - C _{1t} , S ₂ - D ₃ ?)	яшмы O с размывом залегают на дунит-гарцбургитовом комплексе (Сарталинская зона) [88]
	Текелийский (Южный Казахстан) [10]	дуниты, гарцбургиты	+	+	-	-	толеитовые базальты (D _{2gv})	кремнистые алевролиты, яшмы, песчаники (D ₃ - C _{1t})	
	Дарбутский (Западная Джунгария) [1]	гарцбургиты, дуниты, шпинелевые лерцолиты	очень мало 395 ± ± 1.2 Ma	-	-	-	спилиты повышенной щелочности, лавобрекчии андезитобазальтов, дацитов (D ₂), ферробазальты (D _{3fm2})	яшмы, кремни (D _{3fm2}), вулканокластические флишоиды (C ₁)	в основании спилитов - несогласие
	Чарский (осевая часть Зайсанской системы) [52]	гарцбургиты, лерцолиты, дуниты, пироксениты	?	редко	+	?	высокоглиноземистые спилиты, диабазы, изредка андезитобазальты (O ₂₋₃); плагиобазальты с щелочным уклоном (D)	яшмы, кремнистые алевролиты (O, D)	в глыбах меланжа - различные метаморфиты, в том числе высоких давлений
	Южно-Монгольский (Заалтайская зона)	гарцбургиты, дуниты	+	?	-	-	-	яшмы, эпикласты (S ₂ ? - D _{1l})	в основании осадочной толщи локальный размыв
	Хегешаньский (Внутренняя Монголия) [98]	гарцбургиты	+	-	-	?	базальты	кремни (S ₂ - D ₁)	
Индосиниды и поздние варисциды	Каракульский (Северный Памир)	гарцбургиты	-	+	+	-	толеиты	кремни, сланцы (C _{1v})	
	Калайхумбский (Дарваз-Северный Памир)	гарцбургиты	-	-	-	+	надсубдукционные толеиты	кремни, сланцы, известняки (C _{1v} - n)	
	Внутренне-Монгольский (Солонкерская зона)	гарцбургиты, дуниты	-	-	-	-	толеиты (C ₂ ? - P ₁)	яшмы (P ₂)	

ассоциация имеет скользящий возраст от раннего ордовика до турне.

Офиолитовые ассоциации в линейных системах отличаются, как правило, нестандартным сокращенным разрезом, в котором очень мало габбро, крайне редуцирован полосчатый кумулятивный комплекс и практически отсутствует комплекс "дайка в дайке", а лавовая часть может быть представлена как толентовыми, так и известково-щелочными сериями (см. табл. 1). Другой важной особенностью офиолитов линейных областей являются постоянно наблюдающиеся своеобразные соотношения нижней части офиолитового разреза (меланократового фундамента) с разновозрастными формациями бассейнового и островодужного типов, часто имеющие несогласный или трансгрессивный характер, что подчеркивается продуктами размыва ультрабазитов и непосредственным налеганием на последние яшм и кремнисто-терригенных отложений (рис. 2, 3). Гранитоидный магматизм представлен не столь широко как в мозаичных областях, а в его составе преобладают формационные типы, свойственные аллохтонному механизму формирования континентальной коры [67].

Изучение структурных и палеотектонических особенностей этих разнотипных складчатых областей Центрально-Азиатского пояса показало, что главным структурообразующим фактором в мозаичных областях были аккреционные процессы, приуроченные к границам палеоокеанов и палеоконтинентов, последовательно наращивавшие площадь последних, а в линейных – коллизионные процессы, связанные с раздавливанием па-

леоокеанических бассейнов в результате двустороннего сближения континентальных масс [45]. При этом следует иметь в виду, что речь идет об основных тенденциях развития крупных тектонических областей, поскольку на фоне аккреции могли возникать отдельные малые коллизионные зоны, так же как в коллизионных сооружениях в той или иной форме присутствуют элементы аккреционной тектоники. Поэтому будет правильным называть мозаичные области *аккреционными*, а линейные – *коллизионными*.

Аккреционные области занимают большую часть площади Центрально-Азиатского складчатого пояса. Их основная масса формировалась у юго-западного края Сибирского палеоконтинента и в Центральном Казахстане, в меньшей мере – вдоль северных окраин наиболее крупных катазиатских континентальных блоков – Тарима и Северо-Китайской платформ. Установлены несколько основных этапов аккреции – позднерифейский, средне-позднекембрийский, средне-позднеордовикский, средне-позднекаменноугольный, которые четко фиксируются по времени образования соответствующих складчатых зон и областей, что давно нашло отражение на Тектонических картах СССР и Евразии. Аккреционные зоны формировались в краевых частях Палеоазиатского океана, постепенно смещаясь во времени по мере зарастания палеоокеана к его центру. Наиболее ярко это проявлено у юго-западного края Сибирского палеоконтинента, к которому последовательно пригруппировались сначала позднерифейская аккреционная складчатая зона Восточного Саяна, затем средне-позднекембрийская (салаирская) аккреционная

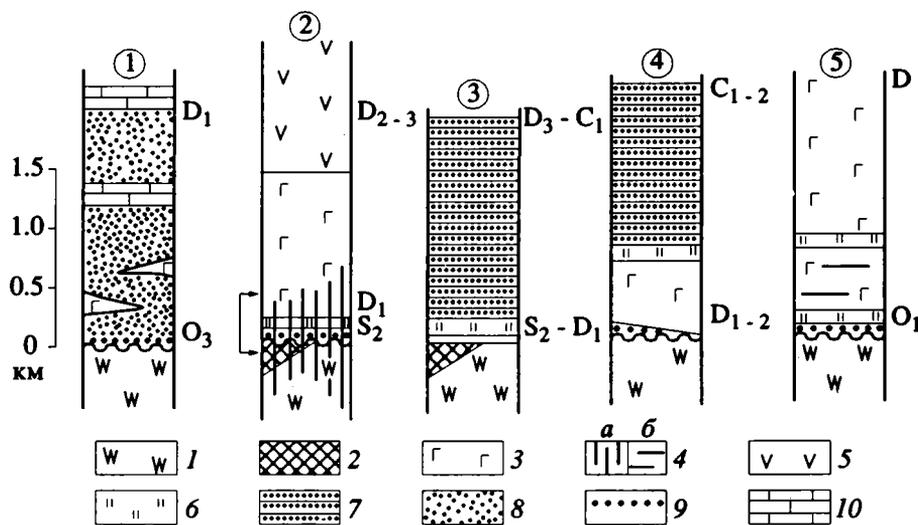


Рис. 2. Соотношение офиолитов с вышележащими разрезами в линейных (коллизионных) складчатых системах Центральной Азии.

1 – дуниты, гарцбургиты; 2 – полосчатый комплекс, габбро; 3 – базальты; 4 – дайки (а) и силлы (б) основного состава; 5 – андезитобазальты, андезиты, дациты, риолиты; 6 – яшмы, фтаниты; 7 – 9 – песчаники: 7 – вулканомиктовые (эпикластовые) и граувакковые, 8 – олигомиктовые, 9 – офиолитокластовые; 10 – известняки.

Цифрами в кружках обозначены *офиолитовые пояса*: 1 – Гоби-Алтайский; 2, 3 – Южно-Монгольский, Заалтайская зона (хр. Гурвансайхан, 2 – район горы Берхе-Ула с указанием интервала, изображенного на рис. 3); 4 – Дарбутский; 5 – Южно-Тяньшаньский (район Сартале).

складчатая область Кембросаяна (западная часть Восточного Саяна), Кузнецкого Алатау, Тувы, Западной и Северной Монголии, Бурятии, к которой, в свою очередь, приключился обширный позднеордовикский аккреционный массив, включивший Горный и Монгольский Алтай, Центральную и часть Южной Монголии, а завершился этот процесс образованием позднесилурийских аккреционных складчатых зон на месте остаточных прогибов Салаира и Западного Саяна (см. рис. 1).

В Центральном Казахстане аккреционные процессы имели другую направленность. Они локализовались вдоль системы докембрийских континентальных блоков Кокчетав, Улугтау, Северо-Тяньшаньского и Центрально-Тяньшаньского, к которым с востока на запад последовательно приключились средне-позднеордовикские складчатые зоны Ерементау, Степнякская, Атасуйская, силурийская Тектурмаская и некоторые другие, которые вместе с Бошекульской и Чингизской зонами ордовик-силурийской внутриконтинентальной аккреции и возникшими на них островными вулканическими дугами сформировали своеобразную полукольцевую структуру Центрального Казахстана с Прибалхашским силурийско-девонским остаточным бассейном в центре.

Характерной особенностью всех этих разновозрастных аккреционных зон являлось то, что их образование происходило на фоне латерального асимметричного ряда палеоструктур: 1) край палеоконтинента или системы микроконтинентов перед фронтом аккреционной зоны, 2) формирующаяся аккреционная зона, 3) океанический бассейн на той или иной стадии эволюции в ее

тылу, что принципиально отличает их от коллизионных поясов.

Важно подчеркнуть, что фрагменты палеоокеанических структур – офиолиты, островодужные и окраинно-морские комплексы – распространены как в аккреционных, так и в коллизионных областях. В связи с этим встает вполне закономерный вопрос: с чем связаны структурно-морфологические различия аккреционных и коллизионных областей – только ли с различными геодинамическими условиями на заключительных этапах развития палеоокеанических структур или они обусловлены более глубокими генетическими причинами, заложенными в самих палеоокеанических структурах, на месте которых сформировались мозаичные или линейные складчатые сооружения? Ответ на этот вопрос мы постараемся дать ниже.

ТИПЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

После работ Л.П. Зоненшайна, впервые обосновавшего существование Палеоазиатского океана [22, 24], с которым он связал практически все рифейские и палеозойские офиолитовые комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса, многие исследователи стали рассматривать историю формирования складчатых сооружений Центральной Азии как результат тектонической эволюции и закрытия этого крупного палеоокеана. Применительно к рифейским и ранне-среднепалеозойским аккреционным зонам такая точка

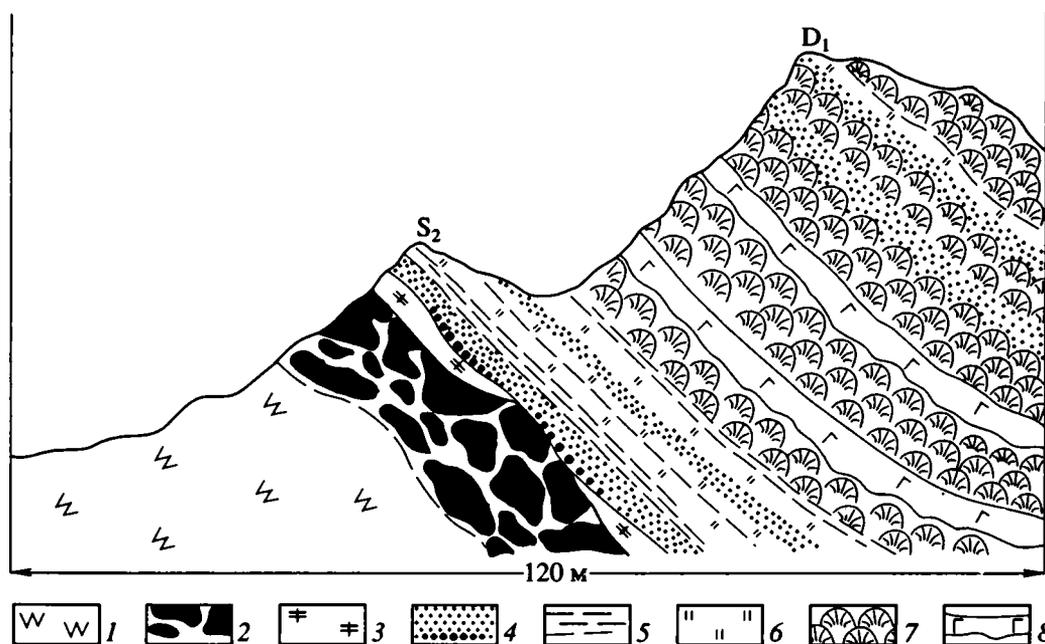


Рис. 3. Геологический разрез горы Берхе-Ула (Южная Монголия, Заалтайская зона).

1 – гарцбургиты; 2 – офиокальциты; 3 – кварц-гематитовые породы; 4 – граувакковые песчаники, в основании офиолитокластовые (офиокластиты); 5 – глинисто-кремнистые сланцы; 6 – яшмы; 7 – пиллоу-лавы базальтов; 8 – силлы диабазов. Положение разреза см. на рис. 2.

зрения представляется совершенно справедливой. Вместе с тем, строение офиолитовых комплексов коллизионных зон и особенности заложения и эволюции палеоокеанических структур, на месте которых они образовались, а также их резкие секущие структурные взаимоотношения с аккреционными зонами приводят к выводу, что палеоокеанические структуры коллизионных зон представляют собой другой тип палеоокеанических бассейнов.

*Палеоокеанические структуры
с аккреционным стилем закрытия
(Палеоазиатский океан)*

Палеоокеанические структуры аккреционных зон, которые имеют преимущественно венд-раннекембрийский, в меньшей мере позднекембрийский, позднекембрийско-раннеордовикский или средне-позднеордовикский возраст, представлены сложным сочетанием структурно-вещественных комплексов океанических котловин, малых океанических бассейнов, островных вулканических дуг и краевых морей, ансамбль которых соответственно и выделяется в качестве реликтов Палеоазиатского океана. Судя по многочисленным палинспастическим реконструкциям [23, 24, 76, 77, 87, 90, 91, 94, 104], основанным на палеомагнитных данных по рифею и раннему палеозою крупнейших континентальных массивов (Сибирский, Северо-Китайский, Восточно-Европейский и другие палеоконтиненты), Палеоазиатский океан открывался на север, сливаясь с Палеопацификой.

Структурно-вещественные комплексы рифейского палеоокеана и его пассивных окраин сохранились фрагментарно по краям Сибирской платформы, в Тувино-Монгольском массиве, на севере Северо-Китайской платформы, в Срединном Тянь-Шане (см. табл. 3 и 4). Они представлены отложениями, типичными для пассивных окраин. Преобладают песчано-глинистые и карбонатно-глинистые турбидиты с повышенным содержанием органического углерода [3, 28, 37, 39]. Нередко среди турбидитов развиты подводно-оползневые олистостромовые накопления [80]. Офиолитовые комплексы средне-позднекембрийского, реже раннекембрийского (Байкало-Муйский район) возраста, сохранились в краевых аллохтонах Енисейского кряжа, Гарганской "глыбы", в Витимском нагорье [6, 7, 16, 89], а также в аккреционных призмах некоторых кембрийских островных дуг [86].

Следы отдельных котловин венд-кембрийского океанического бассейна распознаются в Озерной и Баянхонгорской зонах Монголии, в осевой части Западного Саяна, в Кузнецком Алатау, на севере и востоке Центрального Казахстана. К категории малых океанических бассейнов можно отнести Ней-Монгольский бассейн¹ в Северном

Китае, Джалаир-Найманский, Прибалхашский, Зайсанский в Казахстане.

Наиболее крупными котловинами, занимавшими в конце венда - раннем кембрии, вероятно, центральное положение внутри палеоокеана, являлись бассейны Озерной, Джидинской и Баянхонгорской зон Монголии. Базальты здесь обнаруживают наибольшее сходство с базальтами современных срединно-океанических хребтов [13, 26, 27, 72]. Сопровождающие осадки накапливались в основном ниже уровня карбонатной компенсации и представлены красными, часто гематитистыми яшмами, сходными с рудоносными осадками современных океанов, реже чередованием туфосилицитов и яшм. Западно-Саянский бассейн, примыкавший к Сибирскому палеоконтиненту и включавший на ранних стадиях своего развития также обширные области Кузнецкого Алатау, Восточного Саяна, Горного Алтая и Еремантаускую зону Центрального Казахстана, вероятно, частично был унаследован от рифейского палеоокеана. Для него характерны крупные внутренние поднятия (Батеневское в одноименном кряже, Баратальское в Горном Алтае и др.), возникшие, возможно, из-за скучивания рифейской океанической коры и отличавшиеся проявлениями субщелочного базальтового вулканизма типа "seamount" [9, 17, 82], которые сочетались с мелководной карбонатной седиментацией [73]. Базальты депрессионных зон Западно-Саянского бассейна также иногда отличаются несколько повышенной щелочностью и титанистостью [13]. Связанные с ними осадки представлены в основном углеродисто-кремнистыми сланцами и фтанитами, реже дистальными карбонатными турбидитами. Как и в Озерной зоне, осадконакопление происходило в основном ниже уровня карбонатной компенсации. Углеродистость осадков позволяет предполагать относительно небольшие размеры депрессионных участков и затрудненный водообмен в их пределах.

Наиболее крупными островными вулканическими дугами являлись ранне- и среднекембрийские энсиматические на северном склоне Западного Саяна, в юго-западной части Кузнецкого Алатау и на Салаире (Салаирско-Кузнецкая), в хребтах Хан-Хухэй, Дариби и в районе Кобдо (Дариби-Хархиринская) в Западной Монголии, Витимо-Джидинская в Северной Монголии и Забайкалье, Селетинская, Чингизская в Казахстане, Шар-Мурэнская во Внутренней Монголии. Того же возраста энсиматические вулканические дуги известны в хр. Восточный Танну-Ола в Туве и в Бошекульском районе Центрального Казахстана. Позднекембрийские и ордовикские вулканические дуги существовали в Салаире, в Центральном Казахстане (Бошекульская, Чингизская, Байдаулет-Акбастауская, Степнякская), в Бейшане и Северном Китае. Некоторые из них (Чингизская) активно развивались и в силуру (табл. 2).

¹ Название Ней-Монгольский, на китайском языке означающее "Внутренне-Монгольский", использовано только для венд-раннекембрийского бассейна Внутренней Монголии.

Таблица 2. Островодужные вулканические зоны Центральной Азии

Складчатые системы	Название, географическое положение зон	Строение островодужных комплексов			Характер фундамента	Полярность в современных координатах
		вулканогенные формации, их мощность и возраст	комагматичные интрузивные серии	поперечная петрохимическая зональность		
Рифтеды	Енисейско-Саянская: Енисейский кряж Восточный Саян	известково-щелочная базальт-андезит-дацит-риолитовая, 3 км (R_{2-3}) [33]	-	-	энсиматический	З
		толеитовая (?) диабаз-андезитобазальтовая (R_3) [24]	-	-	?	ЮЗ?
	Олокитская (Северное Прибайкалье)	толеитовая базальтовая, известково-щелочная базальт-андезит-дацит-риолитовая, игнимбритовая дацит-риолитовая (R_3) [24, 30]	-	?	энсиматический	ЮВ
Салаириды	Кузнецкая (Кузнецкий Алатау)	толеитовая базальт-андезитобазальтовая, контрастная базальт-риолитовая, 2 - 3 км (ϵ_1)	гранитоидная	+	энсиматический?	З
		известково-щелочные базальт-дацит-риолитовая, 1 - 1.5 км (ϵ_1^{1-2}), местами андезитовая и дацит-андезитовая (ϵ_2) [35 и др.]				
	Курайская (юго-запад Горного Алтая)	толеитовая долерит-базальтовая, бонинит-андезитобазальтовая (андезит-бонинитовая), >2 км (ϵ_1^2)	расслоенная ультрабазит-базитовая	+	энсиматический	ЮЗ
		известково-щелочная андезитовая, ~1 км ($\epsilon_1^3 - \epsilon_2^1$) [9, 17, 32]	диорит-тоналитовая	-		ЮЗ
	Западно-Саянская	толеитовые и известково-щелочные базальт-дацит-риолитовая и базальт-андезит-дацитовая, 3 - 4 км ($V? - \epsilon_1^{1-2}$)	габбро-плагιο-гранитная	?	энсиматический?	ССЗ?
		известково-щелочная базальт-андезит-дацит-риолитовая, до 2 км ($\epsilon_1^4 - \epsilon_2^1$)		-		ЮЮВ
	Восточно-Тувинская	известково-щелочная контрастно, реже непрерывно дифференцированная базальт-риолитовая, 0.7 - 4.3 км (ϵ_1^{1-3}) [5]	гранитоидная	-	энсиалический	ЮВ
	Ханхухэйская и Хантайширская (северо-запад и запад Монголии)	толеитовая (?), базальт-андезитобазальтовая, 2 - 3 км ($V? - \epsilon_1^{1-2}$)	-	?	энсиматический	СВ и С
		бонинит-андезитобазальтовая (ϵ_1^{1-2})	-			
	Уланшандинская (Западная Монголия)	толеитовая (?), базальт-андезитобазальтовая, >1.5 - 2 км ($V_3 - \epsilon_1$)		+	энсиалический?	С
		известково-щелочная базальт-андезитобазальт-андезит-дацитовая, 2.5 - 3 км (ϵ_1)	диорит-гранодиоритовая			
	Дариби-Хархинская (Западная Монголия)	известково-щелочная базальт-андезит-риолитовая, 3 км ($\epsilon_1^2 - \epsilon_2^1$)	тоналит-гранодиоритовая	?	энсиматический	СВ и С
		андезитовая (O?)				
Витимо-Джиндинская	известково-щелочные базальт-дацит-риолитовая и базальт-андезит-дацит-риолитовая, >2 км (ϵ_1) [70 и др.]	?	?	преимущественно энсиматический	СЗ и С	

Таблица 2. Продолжение

Складчатые системы	Название, географическое положение зон	Строение островодужных комплексов			Характер фундамента	Полярность в современных координатах
		вулканогенные формации, их мощность и возраст	комагматичные интрузивные серии	поперечная петрохимическая зональность		
Каледониды	Салаирская	известково-щелочные базальт-андезитобазальт-липаритовая, >1 км ($\epsilon_1^2 - \epsilon_2^1$) и базальт-дацит-липаритовая, до 1 км ($\epsilon_2^2 - O_1t$) [5]		?	?	З и ЮЗ
	Центрально-Казахстанские: Селетинская	известково-щелочные базальт-дацит-риолитовая, >1.5 км ($V? - \epsilon_1^2$) и базальт-андезит-дацит-риолитовая, >1 км (ϵ_1^4)	-	?	?	СЗ
	Бошекульская	известково-щелочная базальт-дацит-риолитовая, >1 км ($V? - \epsilon_1^{1-2}$)	габбро-тоналит-плагиогранитная (568 ± 59 Ma)	-	энсиалический	ССЗ
		субщелочная базальт-андезит-дацитовая, ~2 км ($\epsilon_1^4 - \epsilon_2am_1$)	сиенит-граносиенитовая			ЮЮВ?
		известково-щелочная андезитобазальт-андезитовая, ~1 км (ϵ_2m)				
		известково-щелочные базальт-дацит-риолитовая и андезитовая, 1 - 1.5 км (O_1t)				ССЗ
	Чингизская	трахит-банакит-шошонитовая антидромная, до 3 - 4 км ($O_1a_3 - O_2-3$) [78]	сиенитовая			
		толеитовая базальт-андезитобазальт-овая (ϵ_2am_1), известково-щелочная базальт-дацит-риолитовая, >1 км (ϵ_2am)	габбро-плагиогранитная	+	энсиматический	ЮЗ
		известково-щелочные базальт-андезит-дацит-риолитовая, >4 км ($\epsilon_3^2 - O_1a$) и андезит-андезитобазальт-овая, до 3 км ($\epsilon_3^{2-3}?$)	диорит-гранодиоритовая	+		СВ
		известково-щелочная андезит-дацит-риолитовая, до 2.5 км ($O_2l_2 - ld$)	диоритовая малоглубинная	?		СВ
		(трахи)андезитовая, ~1.5 км (O_3^{2-3}) андезитобазальт-дацит-риолитовая, <1 км ($S_1v - S_2?$)	-		аккреционный	СВ »
		трахибазальт(шошонит)-трахиандезитовая, до 2 км (O_3^{1-3})	-		»	ЮЗ
		трахиандезит-оливинбазальт-овая, 2.2 - 2.7 км ($S_1l_3 - v$)				»
	Байдаулет-Акбастауская	известково-щелочная базальт-андезит-дацит-риолитовая, до 3 км ($O_2k_2 - O_3^2$) [66]	диорит-тоналит-плагиогранитная	-	энсиматический?	С и СВ
	Степнякская	известково-щелочная базальт-андезит-дацитовая, до 3 - 4 км ($O_2l_2 - k_1$)		+	энсиалический	В
		известково-щелочные плагиобазальт-андезит-дацитовая, дацит-плагиориолитовая, >2 км (O_3)	тоналит-гранодиоритовая	+		В
		субщелочная базальт-андезитобазальт-овая, 1 - 2 км (O_3^1) [66 и др.]				

Таблица 2. Окончание

Складчатые системы	Название, географическое положение зон	Строение островодужных комплексов			Характер фундамента	Полярность в современных координатах
		вулканогенные формации, их мощность и возраст	комагматичные интрузивные серии	поперечная петрохимическая зональность		
Каледониды	Шар-Мурэнская (Внутренняя Монголия)	известково-щелочная базальт-андезитобазальт-андезит-дацитовая, субщелочная базальтовая, 2 км (O_{1-3}) [92]	гранодиоритовая (466 Ma)	?	энсиматический	С
Варисциды	Рудноалтайская	известково-щелочные риолитовая ($D_3f - fm_1$) и андезит-дацитовая, 2 - 3 км ($D_3fm_2 - C_1t_1?$) [66 и др.]	-	-	энсиалический	ЮЗ
	Саурская (южная часть Зайсанской системы)	известково-щелочная базальт-андезит-дацитовая, 2 - 3 км ($D_2gv - D_3f$)	диоритовая малоглубинная	?	?	Ю
		андезитовая, ~1 км (C_1t)				
	Байтакская (Юго-Западная Монголия-Восточная Джунгария)	толеитовая базальт-андезитобазальт-риолитовая, 0.9 - 1.2 км (D_{1-3})	-	+	энсиматический	Ю
	Джинсетская (Южная Монголия)	известково-щелочная риолит-дацит-андезит-андезитобазальтовая антидромная, 2 - 2.5 км ($D_{1z} - D_3fm$)	гранодиоритовая	?	энсиалический	Ю
	Эдрэнгинская (Южная Монголия)	известково-щелочная риолит-дацит-андезитовая антидромная, 3 - 3.5 км ($D_1 - C_1t_1$)	гранодиоритовая	?	энсиалический?	Ю
	Хаирханская (Южная Монголия)	известково-щелочная андезитобазальт-андезитовая, 1 - 1.2 км (D_{1-2})	габбро-плагиигранитная	+	энсиматический	Ю
		толеитовая базальтовая, 0.7 - 1.5 км (D_{2-3})				
Индосиниды и поздние варисциды	Калайхумбская (Дарваз-Северный Памир)	толеитовая базальтовая, 1.5 - 1.7 км ($C_1v - n_1$)	диорит-гранодиоритовая	+	энсиматический	Ю
		известково-щелочная базальт-андезитобазальтовая, 2 км (C_1n)				
		известково-щелочная андезит-дацит-риолитовая, 2 - 2.5 км ($C_1n - C_2b$)				
	Таванская (Внутренняя Монголия)	известково-щелочная андезит-дацитовая, 2 - 2.5 км ($C_2 - P_1k$)	гранодиоритовая	?	энсиматический	Ю

Окраинно-морские бассейны, тесно связанные с развитием этих островных дуг, как правило, наследовали отдельные котловины океанического бассейна (например, Западно-Саянский) или возникали в тылу вулканических дуг на коре переходного типа в ранее возникших аккреционных зонах, включивших и часть внутриокеанических поднятий (Миусинский к востоку от Кузнецкого Алатау, Хангай-Хэнтэйский и др.). Комплексами-показателями таких бассейнов являются терригенно-туффовые, кремнисто-туффовые турбидитные формации.

Важнейшей особенностью всех перечисленных палеоструктур является их тесная пространственная ассоциация с докембрийскими массива-

ми – микроконтинентами, – которая проявлялась на всех стадиях развития Палеоазиатского океана. Анализ строения докембрийских массивов и выяснение их пространственного положения на всех этапах эволюции, особенно на самом раннем, позднерифейском, является ключевым вопросом, от решения которого зависит то или иное понимание тектонической природы Палеоазиатского океана, определение времени его возникновения и расшифровка его последующей эволюции.

Подавляющая часть докембрийских микроконтинентов, тектонически совмещенных в аккреционных зонах Центрально-Азиатского складчатого пояса с позднерифейскими и ранне-среднепалеозойскими палеоокеаническими, островодужными

и окраинно-морскими комплексами, обладает архейско-раннепротерозойским метаморфическим фундаментом [28, 37, 47, 55], во многом сходным с фундаментами Сибирского, Северо-Китайского и Таримского континентов [3, 40, 56, 97], и рифейско-среднепалеозойскими чехольными комплексами, которые испытали неоднократную тектоно-магматическую переработку, вызванную последующими рифтогенными и аккреционными процессами.

Исходя из особенностей строения докембрийского сиалического фундамента и перекрывающих его чехлов, основная часть микроконтинентов может быть объединена в две группы: северную (в современных координатах) – Муйский,

Гарганский, Канский и Протеросаянский массивы, являющиеся, вероятно, тектоническими отторженцами Сибирского протоконтинента, и южную группу – Тувино-Монгольский, Дзабханский, Центрально-Монгольский, Южно-Гобийский, Илийско-Джунгарский, Актау-Моинтинский, Северо-Тяньшаньский, Улутауский, Кулундино-Кокчетавский, Сырдарьинско-Каракумский и ряд других массивов, во многом сходных со строением Северо-Китайского и Таримского палеоконтинентов.

Микроконтиненты северной группы (табл. 3) имеют архейско-нижнепротерозойский кристаллический фундамент и рифейско-кембрийский карбонатный или терригенно-карбонатный чехол, представленный осадками, характерными

Таблица 3. Континенты и микроконтиненты северной группы

	Сибирская платформа	Канская "глыба"	Протеросаян	Муйская "глыба"
Кембрий	терригенно-карбонатный чехол континентального шельфа	терригенно-карбонатный чехол континентального шельфа		терригенно-карбонатный чехол континентального шельфа
Венд				
Верхний протерозой (рифей)	обдурченные комплексы островных дуг и офиолитов (1260 Ма [33])			обдурченные комплексы офиолитов (1800, 1500, 800 Ма [30] и островной дуги)
	терригенно-карбонатный чехол континентального шельфа карбонатно-терригенные комплексы пассивной окраины	терригенно-карбонатный чехол континентального шельфа	карбонатный чехол континентального шельфа обдурченные комплексы островной дуги	терригенный чехол континентального шельфа
Нижний протерозой	орогенный вулканизм (1800 Ма [56])	орогенный вулканизм	карбонатный чехол континентального шельфа карбонатно-терригенный турбидитный комплекс пассивной окраины	
	кристаллический фундамент	кристаллический фундамент	кристаллический (?) фундамент	кристаллический фундамент
Архей				

для тектонически расчлененных континентальных шельфов. Отличительной особенностью чехлов микроконтинентов северного ряда является обилие перерывов и несогласий, большая грубость осадков и сокращенные мощности по сравнению с чехлом Сибирской платформы. Наиболее существенные перерывы и несогласия отмечаются в раннем и среднем рифее и, особенно, в конце позднего рифея. К этим перерывам приурочены этапы обдукции офиолитовых и островодужных комплексов. Можно предполагать, что эти микроконтиненты образовались при растяжении и деструкции края Сибирского протоконтинента в начале рифея при заложении Палеоазиатского океана. Об этом говорит рифтогенный характер наиболее ранних окраинных разрезов Сибирской платформы [53, 80]. В дальнейшем северные микроконтиненты испытали коллизию с возникшими ближе к платформе рифейскими островными дугами [62, 82, 86, 89], что привело к их высокому стоянию и, как следствие, к неполноте разрезов чехольных комплексов.

История развития микроконтинентов южной группы была существенно иной (табл. 4). Как и микроконтиненты северного типа, они имеют архейско-нижнепротерозойский фундамент, возникший на рубеже 1.65 - 1.5 млн. лет. В рифее здесь также формировались терригенно-карбонатные чехлы, сложенные мелководными осадками континентальных шельфов [3]. Однако они отличаются значительными мощностями и полнотой разрезов, даже по сравнению с Северо-Китайской платформой. Можно полагать, что эти блоки располагались в краевой части Протогондваны и испытали наибольшее растяжение и погружение. Представительны здесь и формации пассивных окраин [28, 37, 39], которые были частично шарьированы на шельфовые комплексы в позднем рифее. Однако здесь нигде не отмечаются обдукцированные в рифее офиолитовые и островодужные комплексы. По всей вероятности, окраины Протогондваны на протяжении всего рифея имели деструктивный характер.

После этапа шарьирования комплексов пассивных окраин почти на всех микроконтинентах южной группы сформировался орогенный комплекс наземных преимущественно кремнекислых вулканитов [19, 20, 25, 34, 47, 55], ассоциирующийся с пестроцветными молассами. По формационной принадлежности эти вулканиты аналогичны палеозойским и мезозойским, развитым в краевых вулканических поясах. Характерны вулканы центрального типа с высоким коэффициентом эксплозивности, обилием игнимбритов и комагматичные аляскитовые граниты. Вулканиты основного и среднего состава присутствуют в резко подчиненном количестве, также отличаются повышенной щелочностью и приурочены к небольшим линейным структурам разломного, возможно, рифтового происхождения. Хотя в современной структуре Центрально-Азиатского складчатого

пояса все известные выходы этого позднерифейского вулканогенно-молассового комплекса тектонически разобщены и располагаются на значительном расстоянии один от другого, можно предполагать, что первоначально они были частями единого окраинно-континентального вулканического пояса андийского типа, который сформировался на приокеаническом крае суперконтинента Восточная Гондвана (см. рис. 4). Конечно, это предположение должно быть подтверждено соответствующими палеомагнитными данными. Но таких данных, подтверждающих или опровергающих это предположение, в настоящее время нет и получить их является актуальнейшей задачей будущих исследований.

Вместе с тем, такое предположение находит косвенное подтверждение в существовании в Центрально-Азиатском складчатом поясе доказанных рифейских офиолитовых ассоциаций (например, на западе Енисейского кряжа [6, 33, 95], в Восточном Саяне [75], в Северном Забайкалье [30], где они приурочены к сутурным зонам между микроконтинентами. Следовательно имеются достаточно веские основания для значительного удревнения времени существования Палеоазиатского океана по крайней мере до рифея, что, кстати, вытекает и из анализа многих глобальных реконструкций расположения крупнейших докембрийских континентов в позднем рифее, основанных на палеомагнитных данных [24, 90].

На рис. 4 изображена палеогеодинамическая реконструкция Палеоазиатского океана и его континентального обрамления, составленная для позднего рифея на основе палеомагнитных и структурно-геологических данных. На этой реконструкции, как на всех последующих, положение главных палеоконтинентов Земли – Восточной Гондваны, Сибирского, Восточно-Европейского, Северо- и Южно-Китайского – в разные периоды геологической истории взято с глобальных палинспастических реконструкций Х. Скоттиза [90] с некоторыми дополнениями и изменениями, вытекающими из новейших палеомагнитных и геологических материалов. По мере накопления таких материалов попытка подобных построений будет, безусловно, продолжена.

Из рис. 4 следует, что в позднем рифее Палеоазиатский океан представлял собой краевую часть Палеоокеана (Панталассы), достигая не менее 3 - 4 тыс. км в поперечнике, и располагался между Палеосибирью и Восточно-Гондванским суперконтинентом. Последний включал в свой состав практически все докембрийские массивы южной группы микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса, а также Таримский, Северо- и Южно-Китайский палеоконтиненты. Палеоазиатский океан имел субмеридиональную ориентировку и открывался на север, сливаясь с основной частью Палеоокеана.

Таблица 4. Континенты и микроконтиненты южной группы

	Северо-Китайская платформа	Таримская платформа	Срединный Тянь-Шань	Улуатау	Актау-Моинтинский массив	Тувинно-Монгольский и Дзабаханский массивы	Амурский массив
Кембрий	углеродисто-карбонатный чехол эпиконтинентального бассейна Ф терригенный турбидитный комплекс пассивной окраины (на севере)	Углеродисто-глинисто-карбонатный чехол Э, Ф	карбонатный чехол Ф	углеродисто-карбонатно-кремнистый чехол тектонически расчлененного шельфа Б, Ф	кремнисто-карбонатный чехол континентального шельфа Ф	кремнисто-карбонатный чехол континентального шельфа Ф	орогенные вулканиты ϵ_3 моласты ϵ_{1-2} углеродисто-кремнисто-карбонатный чехол континентального шельфа Ф
Венд	тиллоиды	тиллоиды γ 584 Ma [3]	тиллоиды терригенный чехол конт. шельфа γ	тиллоиды терригенный чехол континентального шельфа, γ	тиллоиды / терригенный чехол континентального шельфа	тиллоиды / терригенный чехол континентального шельфа	терригенно-карбонатный чехол континентального шельфа
Верхний протерозой (рифей)	терригенно-карбонатный чехол континентального шельфа γ 1000 Ma [40, 97] глинисто-карбонатный турбидитный комплекс пассивной окраины (на востоке и севере)	терригенно-карбонатный чехол континентального шельфа терригенный турбидитный комплекс пассивной окраины	орогенный вулканизм (126.5 ± 10, 1325 ± 7 Ma [37, 55]) терригенно-карбонатный комплекс пассивной окраины γ 695 ± 10 Ma, 710 ± 15 Ma, 830 ± 15 Ma [37, 55] 690 - 830 Ma [37, 55]	орогенный вулканизм (750 ± 50 Ma [19, 55]) 640 ± 20 Ma [19, 55] терригенно-карбонатный чехол тектонически расчлененного шельфа	орогенный вулканизм (800 Ma [20, 55])	орогенный вулканизм	γ 627 Ma терригенно-карбонатный чехол континентального шельфа карбонатно-терригенный турбидитный комплекс пассивной окраины
Нижний протерозой	орогенный вулканизм 1.800 Ma [40, 97]		терригенно-карбонатный чехол γ 1650 Ma [37]	орогенный вулканизм (1475 ± 150 [19, 55]) Ma	?	γ	орогенный вулканизм
Архей	кристаллический фундамент	кристаллический фундамент	кристаллический фундамент	кристаллический фундамент	кристаллический фундамент	кристаллический фундамент	кристаллический фундамент

Примечание. Э – эвапориты, Ф – фосфориты, Б – бокситы, γ , γ б – граниты, гранодиориты.

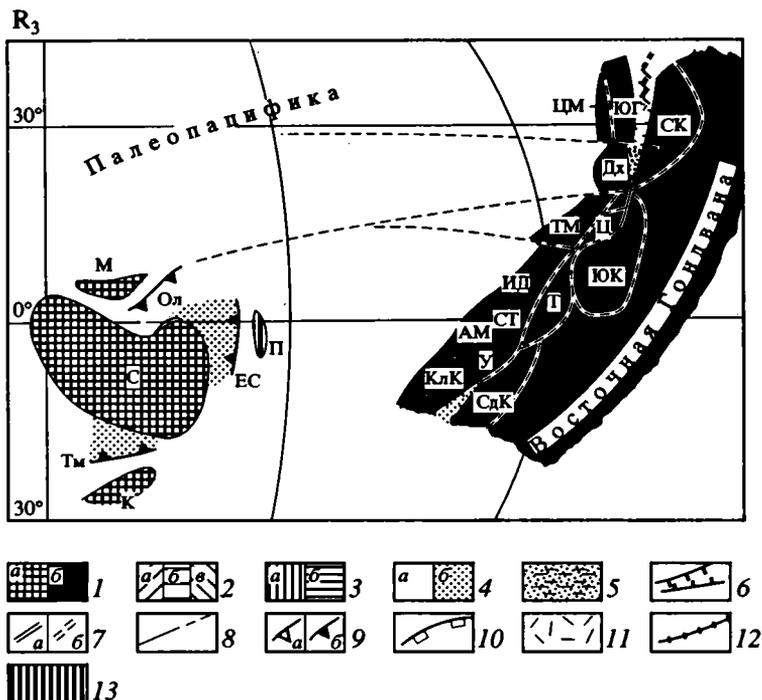


Рис. 4. Палеогеодинамическая реконструкция Палеоазиатского океана для позднего рифея.

Условные обозначения к рис. 4 - 10: 1 – рифейские континенты, массивы и “глыбы” Балтийско-Сибирского (а) и Гондванского (б) ряда; 2 – аккреционные зоны, возникшие в конце рифея (а), на рубежах средний - поздний кембрий (б) и средний - поздний ордовик (в); 3 – континентальные массивы, сформировавшиеся в начале девона (а) и в позднем палеозое (б); 4 – бассейны с океанической корой (а) и корой переходного типа (б); 5 – остаточные и наложенные флишоидные прогибы; 6 – рифтогенные структуры; 7 – положение осей спрединга по палеомагнитным данным (а) и предполагаемое (б); 8 – трансформные разломы и сдвиги; 9 – островные вулканические дуги отмирающие (а) и активные (б) с указанием падения зон субдукции; 10 – окраинно-континентальные пологие зоны субдукции; 11 – наземные краевые вулканические пояса; 12 – офиолитовые швы (сутуры); 13 – блоки с неизвестным фундаментом.

Буквами указаны гондванские массивы: СК – Северо-Китайский (Сино-Корейский), ЮК – Южно-Китайский, Ц – Цайдамский, Т – Таримский, СдК – Сырдарьинско-Каракумский, ЦМ – Центрально-Монгольский, ЮГ – Южно-Гобийский, Дх – Дзобханский, ТМ – Тувино-Монгольский, ИД – Илийско-Джунгарский, СТ – Северо-Тяньшаньский, АМ – Актау-Моинтинский, У – Улутаский, КлК – Кулундинско-Кокчетавский; С – Сибирский палеоконтинент, М – Муйская “глыба”, К – Карская “глыба”, П – Протеросаян; вулканические дуги: Ол – Олоkitская, ЕС – Енисейско-Саянская, Тм – Таймырская.

В юго-западной, присибирской части палеоокеана существовала система краевых морей и островных вулканических дуг (Олоkitская, Енисейско-Саянская, Таймырская) и генетически связанные с ней докембрийские микроконтиненты – Муйский, Гарганский, Карский, возможно, Протеросаянский, оторгнутые от Сибирского протоконтинента в результате ранне-среднерифейского рифтогенеза его пассивной окраины. По целому ряду как собственных, так и опубликованных другими исследователями [30, 62, 82] данных мы полагаем, что субдукция была направлена всюду в сторону Сибири. Геодинамическая обстановка в восточной, пригондванской части Палеоазиатского океана в позднем рифее определялась формированием окраинно-континентального вулканического пояса. Однако в конце рифея появились первые признаки вовлечения в процессы рифтинга приокеанического края и Восточно-Гондванского суперконтинента. Об этом свидетельствуют прежде всего последние материалы по северному краю Северо-Китайской платформы, где шовная зона

содержит фрагменты офиолитового разреза, датированные различными геохронологическими методами от 880 до 750 млн. лет [96]. Их присутствие указывает на начало отторжения Южно-Гобийского массива от Северо-Китайского континента.

В венде и начале раннего кембрия (рис. 5) произошло резкое нарастание процессов деструкции прилежащего к Палеоазиатскому океану края Восточной Гондваны, который распался на целый ряд самостоятельных континентальных массивов, испытывавших в отдельных случаях в качестве террейнов быстрые тектонические перемещения в центральную область палеоокеана [99]. На это указывает возникновение в то время раздвигавших микроконтиненты многочисленных глобководных бассейнов, в которых происходил одновременный спрединг океанической коры, о чем свидетельствует венд-раннекембрийский возраст формировавшейся в их пределах офиолитовой ассоциации, широкое распространение комплекса “дайка в дайке” и морбовские характеристики базальтоидной компоненты (см. табл. 1).

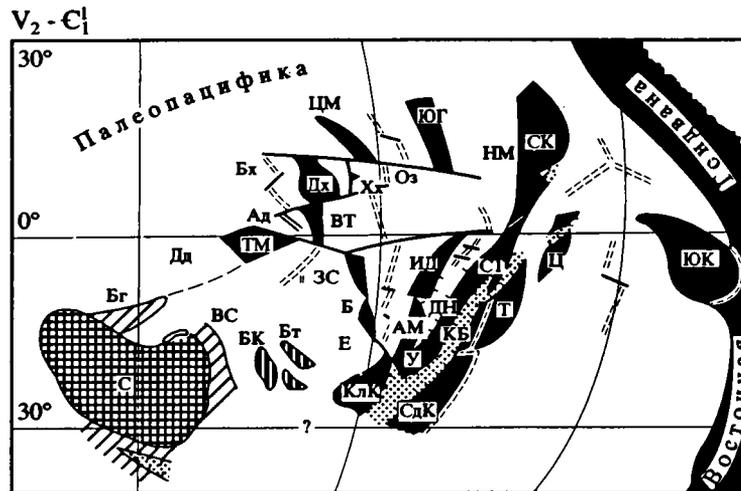


Рис. 5. Палеогеодинамическая реконструкция Палеоазиатского океана для конца венда - первой половины раннего кембрия.

Условные обозначения см. на рис. 4. Буквами указаны бассейны (океанические котловины) и прогибы: Оз – Озерной зоны, Бх – Баянхонгорский, Ад – Агардагский, Дд – Джидинский, ЗС – Западно-Саянский, Е – Ерементауский, КБ – Каратау-Байконурский, ДН – Джалаир-Найманский, НМ – Ней-Монгольский; вулканические дуги: Хх – Ханхухейская, Б – Бошекульская; аккреционные зоны: Бг – Баргузинская, ВС – Восточно-Саянская; массивы и блоки: ВТ – Восточно-Тувинский, Бт – Баратальский, БК – Батеневского кряжа. Обозначения остальных массивов и палеоконтинентов см. на рис. 4.

Образование этих бассейнов было инициировано именно рифтогенными процессами и расколами докембрийской континентальной коры, что доказывается наличием на их краях грабеновых фаций и типично рифтовыми петрохимическими характеристиками вулканических, в том числе дайковых, серий. Особенно хорошо это может быть показано на примере зоны сопряжения края Дзобханского микроконтинента и Озерного океанического бассейна [4].

Именно в это время произошло структурное расчленение Палеоазиатского океана на целую систему океанических структур, состоявшую из малых бассейнов типа Ней-Монгольского и его южного окончания – Джалаир-Найманского рифтогенного залива, – и обширных котловин, таких, как Озерная, продолжавшаяся, вероятно, до района Бошекуля (Центральный Казахстан), Западно-Саянская и Ерементауская, Баянхонгорская и Джидинская. Важной особенностью этих новообразованных океанических бассейнов являлось то, что они располагались между докембрийскими массивами и блоками, которые, с одной стороны, служили их естественными ограничениями, а, с другой, – одновременно со спрединговыми процессами в бассейнах подвергались дальнейшей деструкции и распаду, особенно в своих краевых частях. Примерами таких рифтогенных структур могут служить протяженный Каратау-Байконурский прогиб и Сарытумская зона на Актау-Моинтинском массиве, отвечающая от Джалаир-Найманского бассейна, а также Дархатский рифт на Тувино-Монгольском массиве.

Многочисленные грабены и рифты частично сохранились по краям всех микроконтинентов южной группы [25, 72, 75, 84]. Грабены заполнены

продуктами разрушения пород позднерифейского краевого вулканического пояса, гранитизированного основания микроконтинентов и их древних чехлов. Типичны вендские грабеновые формации – мелководная кварцево-аркозовая и спарагмитовая, включающая тиллоиды, а также проявления субщелочного базальтового вулканизма.

В кембрии на разобренных континентальных блоках южной группы начали накапливаться чехольные комплексы, представленные углеродисто-карбонатно-кремнистыми, кремнисто-карбонатными формациями, близкими по составу к одновозрастным формациям Баратальского и Батеневского внутриокеанических поднятий. Отличительная их общая особенность – повышенная, часто промышленная фосфатонность и отсутствие привноса терригенного материала. Во многих случаях удается наблюдать переход мелководных шельфовых карбонатных комплексов к карбонатным турбидитам.

Все это свидетельствует о мощных процессах растяжения, охвативших в венде – раннем кембрии большую часть Палеоазиатского океана и его восточного – гондванского – обрамления.

Вместе с тем, в западной присибирской части Палеоазиатского океана в самом конце рифея начался прямо противоположный процесс – процесс аккреции островных вулканических дуг, окраинных морей и докембрийских микроконтинентов северной группы к Сибирскому палеоконтиненту. В результате комплексы позднерифейских островных дуг – Олоkitской, Енисейско-Саянской, Таймырской (см. рис. 4) – были обдуцированы на смежные микроконтиненты и вместе с ними причленились к Сибирскому континенту, образовав

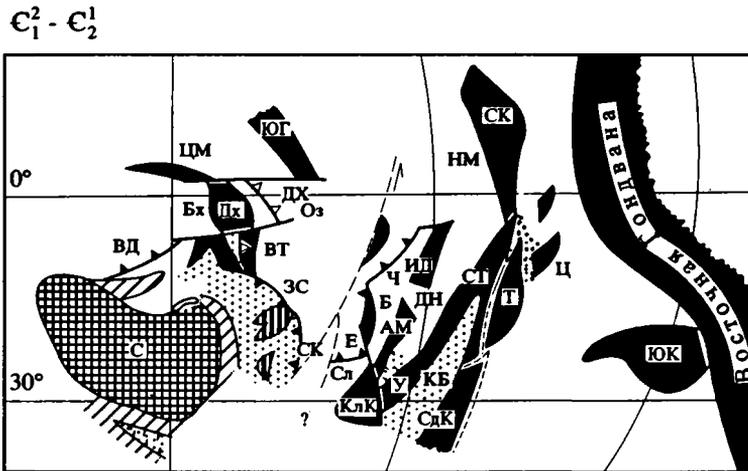


Рис. 6. Палеогеодинамическая реконструкция Палеоазиатского океана для конца раннего - начала среднего кембрия. Условные обозначения см. на рис. 4. Буквами указаны *вулканические дуги*: ВД – Витимо-Джидинская, ДХ – Дариби-Хархиринская, VT – Восточно-Тувинская, ЗС – Западно-Саянская, СК – Салаирско-Кузнецкая, Сл – Селетинская, Б – Бошекульская, Ч – Чингизская. Обозначения континентальных массивов, а также бассейнов и прогибов см. на рис. 4 и 5.

наиболее древние складчатые зоны по его периферии (так называемые байкалиды). В венде - раннем кембрии на них местами (например, в Баргузинской зоне, см. рис. 5) накапливались терригенно-карбонатные шельфовые осадки.

В Палеоазиатском океане, ближе к западной его части, в венде(?) - первой половине раннего кембрия началось формирование новой генерации островных вулканических дуг. Появились энсиматическая Ханхухэйская дуга и энсиалическая Бошекульская, получившая более полное развитие позже.

Таким образом, процесс эволюции Палеоазиатского океана в венде - раннем кембрии имел ярко выраженный полярный характер и был в самом общем виде вызван крупномасштабными дифференцированными перемещениями блоков земной коры, в основном докембрийских микроконтинентов, с востока на запад из области растяжения в область относительного сжатия.

Во второй половине раннего и в среднем кембрии рассмотренная выше тенденция эволюции Палеоазиатского океана в целом сохранялась (рис. 6). Океанические бассейны, разделенные микроконтинентами – отторженцами Восточной Гондваны, продолжали раскрываться, хотя этот процесс не сопровождался образованием соответствующих по возрасту офиолитовых ассоциаций. Во всяком случае доказанные офиолитовые комплексы второй половины раннего и среднего кембрия в Центрально-Азиатском складчатом поясе не известны (см. табл. 1). Это ставит вопрос о механизме продолжавшегося раскрытия океанических бассейнов и тектонических перемещений разделявших и ограничивавших их докембрийских микроконтинентов, который не объясним с классических позиций тектоники литосферных плит. Мы полагаем, что процесс раскрытия более интенсивно, хотя и неравномерно происходил в северной половине

Палеоазиатского океана, где Южно-Гобийский, Центрально-Монгольский, Дзабханский и Тувино-Монгольский микроконтиненты значительно приблизились к Сибирскому палеоконтиненту, тогда как тектонические перемещения остальных микроконтинентов, особенно в южной половине палеоокеана, были гораздо меньшими.

Во второй половине раннего кембрия усилилась тектоническая дифференциация Палеоазиатского океана благодаря возникновению в его пределах сложных систем, объединивших ранее существовавшие и вновь образовавшиеся островные вулканические дуги, преддуговые и задуговые бассейны. В западной части палеоокеана обособились наиболее протяженная Западно-Саянская–Салаирско-Кузнецкая, а также Витимо-Джидинская и Дариби-Хархиринская энсиматические дуги и энсиалическая Восточно-Тувинская дуга (см. табл. 2). В казахстанской части палеоокеана несколько позже возникла гирлянда сопряженных между собой Селетинской, Бошекульской и Чингизской дуг. Отдельные отрезки этой островодужной системы имели энсиматический (Чингиз, Селеты) или энсиалический (Бошекуль) характер. Одновременно произошло дополнительное расширение Каратау-Байконурского рифтогенного прогиба.

Энсиматические дуги отличались развитием на начальных этапах (риолит)-базальт-андезит-базальтовой островодужной толеитовой формации, затем непрерывно дифференцированной базальт-андезит-дацитовой, относящейся к известково-щелочной серии [66, 74]. В энсиалических дугах преобладают непрерывно дифференцированные базальт-андезит-риолитовые повышенной щелочности и трахиандезитовые формации [26]. Для всех островодужных комплексов характерен парагенез вулканитов и рифогенных известняков. Это позволяет говорить о накоплении подобных комплексов в пределах четко выраженных поднятий,

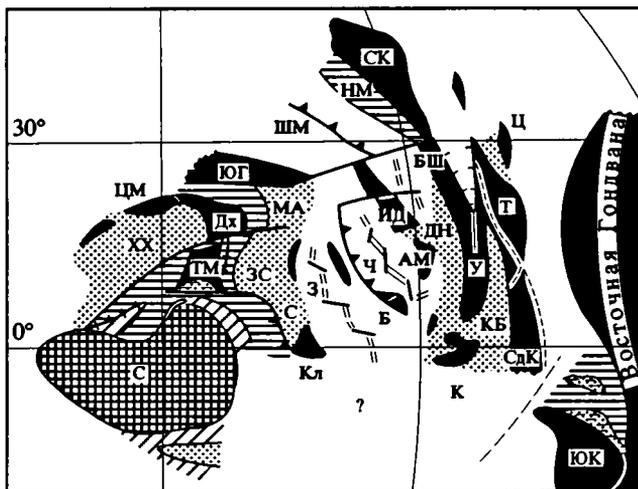
O₁a

Рис. 7. Палеогеодинамическая реконструкция Палеоазиатского океана для второй половины раннего ордовика.

Условные обозначения см. на рис. 4. Буквами указаны вулканические дуги: С – Салаирская, Б – Бошекульская, Ч – Чингизская, ШМ – Шар-Мурэнская; бассейны и прогибы: XX – Хангай-Хэнтэйский, МА – Монгольского Алтая, ЗС – Западно-Саянский, З – Зайсанский, KB – Каратау-Байконурский, ДН – Джалаир-Найманский, Бш – Бейшаньские; аккреционные зоны: НМ – Ней-Монгольская; массивы: Кл – Кулундинский, К – Кокчетавский. Обозначения остальных континентальных массивов см. на рис. 4.

возвышавшихся в виде островов над смежными котловинами задуговых и преддуговых бассейнов, где базальтовые, изредка непрерывно дифференцированные вулканы ассоциируются с глубоководными кремнистыми осадками и тефротурбидитами. Во фронтальной части большинства островных дуг развиты аккреционные призмы, представленные тектоническими пластинами разновозрастных офиолитов, перемежающихся с тефрогенными осадками, которые сносились различными автокинетическими потоками с островных дуг. Лучше всего аккреционные призмы изучены в Чингизской дуге и в дуге Дариби [63, 64, 74].

В позднем кембрии характер эволюции Палеоазиатского океана не претерпел каких-либо принципиальных изменений по сравнению с предыдущими этапами его развития. В присибирской части палеоокеана проявилась новая фаза аккреционных процессов, в результате которых сформировались покровно-складчатые сооружения салаирид (западная часть Восточного и северный край Западного Саяна, Тува, Кузнецкий Алатау, Прибайкалье, Озерная и Джидинская зоны), большая часть которых нарастила более древнюю аккреционную систему по периферии Сибирского континента. Резко ослабел островодужный вулканизм, а режим седиментации изменился в сторону преобладания терригенно-турбидитного осадконакопления (Монгольский и Горный Алтай, Хангай-

Хэнтэйский бассейн). Островодужный вулканизм интенсивно продолжался лишь в Чингизской дуге, сменившей свою полярность.

В раннем ордовике (рис. 7) мощная терригенная турбидитовая седиментация охватила обширные периферийные площади Палеоазиатского океана (Западный Саян, Монгольский и Горный Алтай, Хангай-Хэнтэйский бассейн Монголии, Джалаир-Найманский бассейн Центрального Казахстана). В это же время резко активизировался процесс образования новой океанической коры, что привело к появлению таких сравнительно небольших бассейнов, как Зайсанский, Центрально-Казахстанский, Бейшаньский с офиолитовыми ассоциациями ранне-среднеордовикского возраста (см. табл. 1). Произошла частичная структурная перестройка Палеоазиатского океана, особенно в его южной половине, которая сопровождалась возникновением новых (Шар-Мурэнская) и активизацией некоторых прежних (Салаирская, Бошекуль-Чингизская) островных вулканических дуг, а также дальнейшим дроблением ряда микроконтинентов. Эта структурная перестройка произошла на фоне смены направления общего перемещения всего ансамбля коровых структур с южного на северное с одновременным разворотом против часовой стрелки всей группы микроконтинентов восточно-гондванского происхождения. Особенно резко разворот проявился в северной половине палеоокеана, которая отделилась от южной системой субширотных трансформных разломов. К югу от этой системы разломов происходило расширение новых океанических бассейнов, а к северу перед фронтом Северо-Китайского континента начала формироваться первая на восточном крае палеоокеана аккреционная система.

Общая тенденция к сокращению размеров Палеоазиатского океана за счет формирования по его периферии аккреционных зон, несмотря на ее противоречивость, выражавшуюся в возникновении локальных спрединговых зон, достигла своего апогея в позднеордовикское время (рис. 8). В позднем ордовике аккреционные процессы охватили большую часть площади палеоокеана (в Монгольском и Горном Алтае, в Баянхонгорской и Хангай-Хэнтэйской зонах Монголии, в Бейшане и Северном Тянь-Шане, во многих районах Центрального Казахстана), нарастив более ранние аккреционные системы в обрамлении Сибирского континента и образовав на востоке крупный, вытянутый в меридиональном направлении аккреционный массив, в состав которого также вошли Кокчетавский, Улутауский, Северо-Тяньшаньский микроконтиненты и Северо-Китайский континент. Следует подчеркнуть, что впервые в аккреционные процессы была вовлечена и центральная часть палеоокеана, где за счет наращивания аккреционными призмами разрослась и стала зрелой Чингизская вулканическая дуга.

Палеоазиатский океан вступил в завершающую стадию своей эволюции, когда мощное

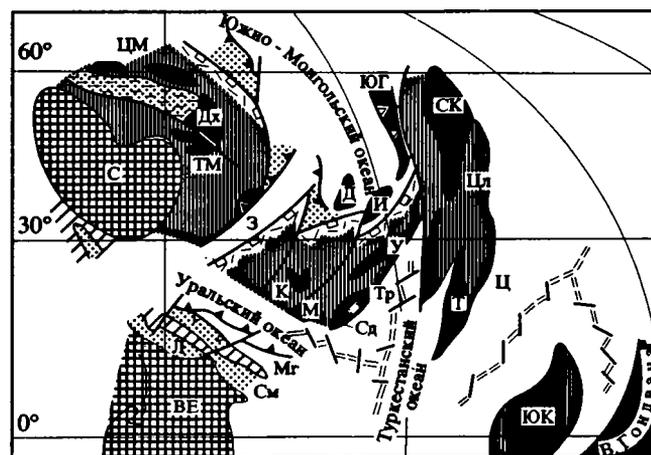
D_{1e} - D_{2ef}

Рис. 9. Палеогеодинамическая реконструкция Палеотетиса I для конца раннего - начала среднего девона. Условные обозначения см. на рис. 4. Буквами указаны: Мг – Магнитогорская вулканическая дуга, Цл – складчатая зона Цинь Лин. Остальные обозначения см. на рис. 8.

развития позволяют относить их к единой системе палеоокеанических бассейнов Палеотетиса I.

Другим важнейшим событием, приуроченным к рубежу силур - девон и также сыгравшим большую роль в структурной перестройке Центральной Азии, стало образование обширных массивов новой континентальной коры [12, 43], что привело к становлению Казахстанского и Катазиатского девонских континентов и к резкому увеличению размеров Сибирского палеоконтинента (рис. 9).

Образование новой генерации палеоокеанов и новых крупных континентальных масс являлось процессами, сопряженными во времени и пространстве, – быстрое и крупномасштабное расширение площади новообразованных океанических бассейнов компенсировалось импульсом сжатия в обрамляющих каледонских аккреционных системах. Это проявилось в новых фазах тектонических деформаций и в резкой активизации в аккреционных складчатых сооружениях метаморфических процессов и гранитоидного существенно калиевого магматизма, что в совокупности привело к кардинальным структурно-вещественным преобразованиям горных пород, особенно в нижней части земной коры, к их гомогенизации и спаиванию с включенными в аккреционные комплексы докембрийскими массивами [42]. Конечным результатом всех этих событий стало принципиальное изменение всего профиля земной коры каледонских аккреционных систем, до этого характеризовавшихся переходным типом строения: земная кора резко увеличилась в мощности и приобрела все параметры типичной континентальной коры с повсеместно выдержанным зрелым гранитно-метаморфическим слоем. Но это особая проблема, которая была специально рассмотрена нами в целом ряде ранее опубликованных работ [42, 67] и нашла отражение на Тектонической карте Северной Евразии [68].

Новая генерация палеозойских океанических бассейнов имела ряд важных особенностей. Прежде всего, это очень быстрое в масштабе геологического времени и значительное по величине тектонических перемещений их раскрытие, осуществлявшееся по системе субгоризонтальных срывов на коровом и мантийном уровнях. В результате на дне океанических бассейнов вскрылся меланжированный с офикальцитами дунит-гарцбургит-габбровый фундамент, на котором с размывом отлагались осадочные и вулканогенные комплексы океанического чехла. Такие соотношения меланократового фундамента и океанического чехла установлены и в Туркестанском, и в Южно-Монгольском среднепалеозойских океанах. Так, например, в Южной Монголии в хребтах Гурван-Сайхан и Дзолен описано [57] трансгрессивное налегание на гарцбургиты, породы полосчатого комплекса и габбро верхнесилурийских яшм с прослоями офикластитов. Вверх по разрезу яшмы постепенно сменяются нижнедевонскими толеитовыми базальтами (пиллоулавы, силло-потоки, аквабрекчи) – см. рис. 3. Яшмовые горизонты прорваны серией параллельных даек, являвшихся подводными каналами для базальтовых потоков. В ряде мест хребта Гурван-Сайхан базальтоиды вообще отсутствуют и непосредственно выше яшм залегают эпикласты и граувакки эмса - раннего турне (см. рис. 2).

В Южно-Монгольском океане собственно океаническая стадия развития была относительно кратковременной и ограничивалась лишь самым концом силура - началом девона. Начиная с пражского века раннего девона этот палеоокеан распался на несколько бассейнов, разделенных островными вулканическими дугами [57]. Одновременно на южном, западном и восточном континентальном обрамлении Южно-Монгольского океана стали формироваться краевые вулканические пояса,

местами энсиалические вулканические дуги (?). На востоке кислые вулканиды наложились на мощную серию олигомиктовых турбидитов верхнего силура и низов нижнего девона – своеобразный “терригенный клин”, маркировавший склон Южно-Гобийского микроконтинента. В современной покровно-складчатой структуре комплексы пород, соответствующие различным структурным элементам Южно-Монгольского океана, тектонически совмещены, образуя нагроможденные шарь-яжных пластин, что крайне затрудняет расшифровку их первичного расположения и реконструкцию внутреннего строения палеоокеана. Вместе с тем, сам факт сложной микроплитной тектоники этого океанического бассейна вряд ли может вызывать сомнение. На это, в частности, указывает синхронность возникновения (конец пражского века) и отмирания (в основном на рубеже фамена и турне) островных вулканических дуг и вулканических поясов, что четко определяется возрастом соответствующих комплексов. Бассейны продолжали заполняться мощными вулканотерригенными турбидитовыми сериями до конца турнейского века раннего карбона, а в ряде мест и позже. Вероятно, в Южно-Монгольском океане в конце раннего, в среднем и позднем девоне функционировал целый ряд спрединговых центров, растяжение в которых компенсировалось поглощением океанической коры в нескольких синхронно развивавшихся субдукционных зонах островодужного и окраинно-континентального типов.

Основные тенденции тектонического развития Туркестанского океана имели много общего с Южно-Монгольским, особенно на ранних этапах их заложения и в процессе коллизионного закрытия. Вместе с тем, выявляются существенные хронологические и структурно-геодинамические различия между ними, подчеркивающие независимый характер эволюции этих двух крупнейших палеоокеанических структур, входивших в систему Палеотетиса I.

В первую очередь это касается времени заложения океанов. Процесс деструктивного раскрытия Туркестанского океана начался много раньше, чем Южно-Монгольского – в раннем ордовике, когда в результате интенсивного рифтинга вскрылся меланжированный в условиях горизонтальных срывов дунит-гарцбургитовый фундамент, который с размывом был перекрыт офиолитокластовыми конглобрекциями, а затем конденсированными кремнистыми глубоководными отложениями океанического чехла [88]. Накопление маломощного чехольного комплекса происходило в течение всего ордовика и силура, а на отдельных участках, особенно в восточной краевой зоне, продолжалось до раннего карбона. Начало формирования этого чехла также не было одновременным. В одних случаях нижние горизонты чехла датируются ранним или средним ордовиком, в других ранним и поздним силуром (см. табл. 1),

что указывает на растянутый во времени и неравномерный процесс тектонического вскрытия океанического фундамента.

Магматическая деятельность в Туркестанском океане также началась в разное время и импульсивно продолжалась в течение всего периода его существования (местами до визейского века раннего карбона), часто полностью подавляя процесс накопления кремнистого чехла. Однако практически во всех зонах сценарий проявления магматической активности был одинаковым: ранние излияния представлены пикритами и оливиновыми базальтами, более поздние – толеитовыми базальтами с многофазным дайковым комплексом рассеянно-спредингового типа.

Первые признаки тектонической дифференциации ложа Туркестанского океана относятся к началу девона, т.е. к тому же временному рубежу, что и в Южно-Монгольском океане. Но проявилась эта дифференциация совершенно в другой форме. Начиная с девона, спрединговые базальты по латерали замещаются основными вулканидами другого типа, которые по своему строению и петрохимическим особенностям относятся к вулканическим комплексам внутриокеанических островов [88]. С ними парагенетически связаны локально распространенные толщи туфотурбидитов, которые накапливались, по-видимому, на склонах островных вулканических поднятий.

Следовательно, тектоническая дифференциация Туркестанского океана выразилась в распадении его ложа на области с рассеянно-спрединговым магматизмом, разделенные цепочками внутриокеанических вулканических островов, и области, в которых продолжалось накопление глубоководного кремнистого чехла, приуроченные в основном к восточной, прикатазиатской части океана. Островные вулканические дуги и связанные с ними зоны субдукции, обусловившие тектоническую дифференциацию Южно-Монгольского океана, в Туркестанском океане практически отсутствовали на всех стадиях его эволюции. Лишь на западной континентальной окраине в пределах Северного Тянь-Шаня в раннем - среднем девоне формировалась небольшой краевой вулканический пояс. Другая континентальная окраина – Таримская – в силуре, девоне и раннем карбоне характеризовалась в целом пассивным стилем строения. Здесь на континентальном склоне и подножье происходило накопление мощных проградационных турбидитовых серий, осложненных листрическими разломами и содержащих олистостромы пассивного типа.

Таким образом, Туркестанский океан отличался очень растянутой во времени – от ордовика до конца раннего карбона – собственно океанической стадией развития. С середины среднего карбона начался коллизионный механизм его закрытия, который сопровождался накоплением морских нижних моласс (вторая половина среднего и поздний карбон).

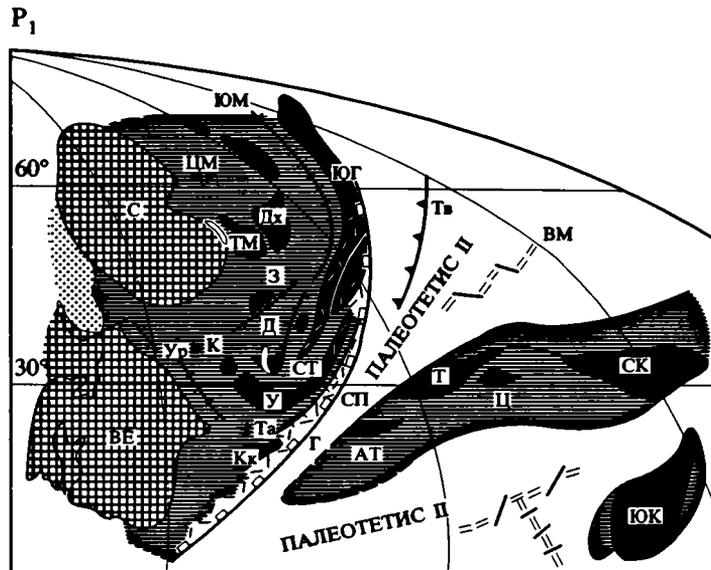


Рис. 10. Палеогеодинамическая реконструкция Палеотетиса II для ранней перми.

Условные обозначения см. на рис. 4. Буквами указаны бассейны: Г – Гиссарский, СП – Северо-Памирский, ВМ – Внутренне-Монгольский; вулканические дуги: Ть – Таванская; сутуры: ЮМ – Южно-Монгольская, З – Зайсанская (Чарская), Д – Джунгарские, Ур – Уральские, ТА – Туркестано-Алайская; АТ – Афгано-Таджикский массив. Остальные обозначения см. на рис. 8.

Процесс коллизионного закрытия Туркестанского и Южно-Монгольского палеоокеанов происходил одновременно – в среднем и позднем карбоне – и выражался в тектоническом раздавливании этих структур в результате столкновения Казахстанского и Сибирского палеоконтинентов, с одной стороны, и фрагментов Катазиатского палеоконтинента – с другой, что привело к формированию Джунгаро-Южно-Монгольского и Туркестано-Алайского варисцидийских покровно-складчатых поясов с офиолитовыми сутурами. Показательно, что на это же время приходится и образование Уральского покровно-складчатого пояса на месте одноименного палеоокеана вследствие тектонического коллажа Восточно-Европейского, Казахстанского и Сибирского палеоконтинентов и расположенных между ними докембрийских континентальных массивов Западно-Сибирской плиты. Аналогичные процессы в среднем и позднем карбоне были характерны и для Западной Европы, и для востока Северной Америки.

Коллизионные процессы в системе Палеотетис I происходили на фоне общего сжатия, охватившего огромные площади Северной Евразии, и сопровождались замыканием и вовлечением в складчатость последних реликтовых бассейнов в аккреционных областях бывшего Палеоазиатского океана – таких, как Хангай-Хэнтэйский или Прибалхашский, а также новыми фазами складчато-глыбовых и сдвиговых деформаций в их обрамлении. Таким образом, средний - поздний карбон являлся эпохой одной из крупнейших структурных перестроек в истории Земли, приведшей к формированию крупных масс позднепалеозой-

ской континентальной коры и становлению гетерогенного по возрасту коры Северо-Евразийского суперконтинента.

Важнейшим элементом этой перестройки стало возникновение еще одной, более молодой системы деструктивных океанических бассейнов Палеотетиса II, заложенных в конце девона, раннем и среднем карбоне в результате рифтогенеза на западной (в древних координатах) пассивной континентальной окраине Гондваны. В центральноазиатской части системы Палеотетиса II таким способом образовались Северо-Памирская, Гиссарская и Внутренне-Монгольская палеоокеанические структуры (рис. 10).

Процесс заложения системы океанических бассейнов Палеотетиса II не был одновременным. Раньше всего, в самом конце девона - начале раннего карбона, рифтогенное раскрытие произошло в Южном Гиссаре, на Северном Памире и на западе Синьцзяна, а позже, в среднем карбоне – в Солонкер-Линьсийской зоне Внутренней Монголии.

Схема развития этих океанических бассейнов была однотипной и полностью отвечала циклу Уилсона: 1) рифтинг, начинавшийся с образования внутриконтинентальных грабенов; 2) раскрытие, сопровождавшееся коровыми срывами и обнажением меланократового фундамента; 3) формирование офиолитовой ассоциации, представленной яшмами, дайковым комплексом и толентовыми базальтами (C_1 – в Южном Гиссаре, на Северном Памире и в Синьцзяне [2], C_2 - Р₁ – во Внутренней Монголии [58]); 4) быстрая тектоническая дифференциация, приведшая к обособлению осадочных бассейнов с турбидитной полимиктовой или вулканомиктовой седиментацией и островодужных

вулканических поднятий, сложенных андезитобазальтовыми, андезитовыми и дацитовыми вулканическими сериями (C_1 и C_2 – в Южном Гиссаре, Северном Памире и Синьцзяне, C_2 - T_1 – во Внутренней Монголии); 5) континентальная коллизия. Последняя в наиболее узкой части Палеотетиса II (Северный Памир–Южный Гиссар) произошла уже в среднем - позднем карбоне, тогда как в основной, наиболее широкой его части (Внутренняя Монголия) она осуществилась много позже – лишь на рубеже раннего и среднего триаса.

Рассмотренная схема заложения, становления и отмирания океанических бассейнов системы Палеотетис II в целом укладывается в интервал времени от начала карбона до раннего - среднего триаса. Ширина Палеотетиса II в наиболее широкой его части, судя по палеомагнитным данным, могла достигать 3.5 - 4 тыс. км [15, 59], что согласуется с материалами палеобиогеографических реконструкций [101], показывающих, что современная индосинийская сутура разделяет разные биогеографические провинции позднего палеозоя: тропическую (катазиатская флора, теплолюбивая тетическая фауна) и бореальную (ангарская флора, холоднолюбивая фауна).

Западная и северо-западная (в древних координатах, см. рис. 10) окраина океанических бассейнов Палеотетиса II была активной и сопровождалась на всем своем протяжении позднепалеозойским краевым вулканическим поясом андийского и калифорнийского типов [29, 41], маркировавшим край варисийского суперконтинента Северной Евразии, под который осуществлялась субдукция океанической коры Палеотетиса II. Юго-восточная окраина имела пассивный характер, на ней накапливались среднекаменноугольные мелководные известняки, а в позднем карбоне и ранней перми – фашиально пестрая толща карбонатно-терригенных и кремнистых отложений подножья, континентального склона и внешнего шельфа Северо-Китайского континента [101].

Континентальная коллизия в середине триаса, приведшая к закрытию Внутренне-Монгольского океана, наиболее крупно в системе океанических бассейнов Палеотетиса II, и к образованию на его месте линейного индосинийского складчатопокровного сооружения с континентальной корой поздне триасового возраста, по существу завершила формирование Центрально-Азиатского палеозойского складчатого пояса, который вместе с приключившимися к нему Южно-Китайским континентом и несколькими микроконтинентами гондванского происхождения (Северо-Тибетский и др.) вошел в состав Северо-Евразийского суперконтинента. Однако начавшаяся еще в ордовике и активно проявившаяся в среднем и позднем палеозое тенденция тектонического развития с рифтогенным раскалыванием гондванской пассивной окраины, перемещением отколовшихся от нее фрагментов к Северо-Евразийскому суперконтиненту и с одновременным возникновением в их ты-

лу новых океанических бассейнов в последующее время – в мезозое и кайнозое – не только не прекратилась, но даже усилилась и стала определяющим геодинамическим фактором образования и коллизионных механизмов закрытия океанических бассейнов Мезотетиса и альпийского Тетиса. Этот вопрос подробно рассмотрен в многочисленных публикациях [2, 43, 81 и др.] и поэтому не нуждается в специальном обсуждении в данной статье. Здесь же следует подчеркнуть очевидные и очень большие черты сходства в геодинамическом развитии альпийского Тетиса и Мезотетиса, с одной стороны, Палеотетиса I и Палеотетиса II – с другой, несомненно принадлежавших к одному типу океанических структур, который следует назвать тетическим и который принципиально отличался по геодинамике и стилю развития от Палеоазиатского океана.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ строения и геодинамических условий формирования палеозойских сооружений Центрально-Азиатского складчатого пояса приводит к выводу, что он представляет собой гетерогенное тектоническое образование, сформировавшееся в результате развития нескольких разновозрастных и разнотипных палеоокеанов – Палеоазиатского, Палеотетиса I и Палеотетиса II.

Палеоазиатский океан являлся реликтовой от рифейского времени структурой, своего рода огромным заливом Палеоокеана, расположенным между Сибирским и Восточно-Гондванским древними континентами. Он отличался длительным – от среднего рифея до ордовика, а в остаточных внутренних бассейнах и до раннего карбона включительно – периодом своей эволюции (более 800 млн. лет) и микроплитным строением. Последнее выражалось в существовании многочисленных разновозрастных систем торцово сочленявшихся островных вулканических дуг, ромбовидных либо изометричных задуговых и окраинных бассейнов, которые сочетались с большим количеством разобщенных докембрийских микроконтинентов (террейнов), дрейфовавших с разной скоростью от одной окраины океана к другой. Развитие Палеоазиатского океана в целом не подчинялось закономерностям цикла Уилсона, если не принимать во внимание отдельные деструктивные зоны, возникавшие при дроблении некоторых микроконтинентов по периферии палеоокеана в процессе их дрейфа. Стиль его закрытия был типично аккреционным с последовательным приключением к Сибирскому, в меньшей мере к Восточно-Гондванскому континентам разновозрастных аккреционных складчатых зон, структурный рисунок которых за счет первичных торцовых сочленений различных конседиментационных зон имел отчетливо мозаичный облик. Новообразованный гранитно-метаморфический слой в аккреционных системах, а в последующем

и континентальная кора формировались в основном автохтонным способом за счет материала океанической и переходной коры (вулканических дуг и осадочных комплексов краевых морей), в которую оказывались впаиваемыми фрагменты докембрийской континентальной коры, испытавшей в той или иной мере определенную ремобилизацию. Большую роль в процессе аккреционного закрытия Палеоазиатского океана играли продольные и поперечные сдвиги, наследовавшие нередко древние трансформные разломы.

Все эти особенности, как морфологические, так и эволюционно-геодинамические, находят свою прямую аналогию в Тихоокеанском складчатом поясе и в северо-западной и западной частях современного Тихого океана (включая и область Зондского архипелага) [54], что дает основание относить Палеоазиатский океан и палеозойские аккреционные складчатые сооружения, возникшие в процессе его закрытия, к тихоокеанскому типу. Палеомагнитные данные, свидетельствующие о прямых связях Палеоазиатского океана с Палеопацификой (Панталласой), могут служить дополнительным аргументом в пользу такого вывода.

Палеоокеанические бассейны тетического ряда (Палеотетисы I и II) существенно отличаются от Палеоазиатского океана. Все они являются новообразованными структурами, возникшими в связи с рифтингом рифейских и каледонских аккреционных складчатых сооружений и докембрийских континентальных массивов. Характерна импульсивность процесса их становления. Их заложение относится к ордовики (Туркестанский палеоокеан, бассейны Гобийского Алтая), однако наиболее полно этот процесс проявился на рубеже силура и девона, а также в раннем девоне (Южная Монголия, Джунгария), в раннем и среднем карбоне (Внутренняя Монголия, Гиссар и Северный Памир).

Все перечисленные структуры обладают рядом характерных особенностей. Их формирование укладывается в цикл Уилсона, предполагающий рифтинг континента, раскрытие океанического бассейна, его дифференциацию и континентальную коллизию. Отличительной чертой таких циклов для палеозойских и индосинийских структур Центральной Азии является их непродолжительность (в пределах 30 - 80 млн. лет), что, учитывая значительные размеры палеоокеанических бассейнов, предполагает большую подвижность континентальных блоков.

Рассмотренные бассейны имели асимметричное строение. Активные континентальные окраины лучше выражены вдоль северных их частей, пассивные – вдоль южных (в современных координатах), что, по нашему мнению, отражает абсолютное смещение литопластин в сторону Сибирского палеоконтинента. Происходила постепенная деструкция Гондваны и ее катазиатских массивов, обособление серии микроконтинентов, их дрейф к

северу и наращивание за их счет Палеосибири, а с позднего палеозоя и Северной Евразии. Следует отметить, что открытие каждого южного бассейна сопровождалось одновременным закрытием соседнего северного. Надо отметить также своеобразие внутреннего строения некоторых палеоокеанических бассейнов этого типа. Так, например, для них характерны неполные офиолитовые разрезы. Редукцию отдельных их элементов мы связываем с процессом тектонического расслоения литосферы, хотя возможны и другие объяснения. Трансгрессивное налегание вулканогенно-осадочных толщ (океанические и надсубдукционные базальтоиды, кремни и эпикласты) на метаморфические ультрабазиты и полосчатый комплекс имеет, по-видимому, региональное распространение и установлено в Туркестано-Алае, Западной Джунгарии, Южной Монголии, Гобийском Алтае, Внутренней Монголии.

Деструктивный характер заложения, особенности геодинамической эволюции и коллизионный стиль закрытия, а также нестандартное строение офиолитовых комплексов палеозойских океанических бассейнов систем Палеотетис I и Палеотетис II указывают на большое сходство их с океанами Мезотетис и Неотетис и позволяет отнести их к единому типу, свойственному Индо-Атлантическому сегменту Земли [44].

Таким образом, палеоокеанические бассейны Центрально-Азиатского складчатого пояса в рифее и раннем - среднем палеозое развивались по тихоокеанскому сценарию, а в среднем - позднем палеозое и раннем триасе – по тетическому. Связано ли это с эволюцией тектонических процессов в ходе геологического времени или это является отражением особенностей взаимодействия Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли [44] – сложный вопрос, решить который – задача будущих исследований. Нам представляется, что второй путь более перспективный, поскольку уже сейчас ясно, что по мере продвижения в сторону Тихого океана в палеоокеанических бассейнах тетического типа появляется все больше черт строения, характерных для тихоокеанских структур. В частности, резко возрастает роль остроководужных систем.

Наконец, полученные материалы по строению и закономерностям развития палеоокеанических структур Центрально-Азиатского складчатого пояса позволяют поставить на обсуждение некоторые теоретические вопросы, затрагивающие ряд положений концепции тектоники литосферных плит. Это тесно связанные вопросы о периодичности (дискретности во времени и пространстве) процессов спрединга океанической коры и о сопряженности спрединга и субдукции в пределах конкретных палеоокеанов, полные циклы развития которых доступны для изучения и анализа в Центрально-Азиатском складчатом поясе.

Периодичность спрединга океанической коры, которая вытекает из установленного возраста

офиолитовых комплексов, наиболее четко проявлена в истории развития Палеоазиатского океана и, напротив, практически отсутствует в палеоокеанических бассейнах Палеотетиса I и Палеотетиса II, что еще раз подчеркивает принципиальные различия между этими двумя типами палеоокеанов.

В Палеоазиатском океане выделяются четыре эпохи активных спрединговых процессов: средний - поздний рифей, конец венда - начало раннекембрия, ранний - средний ордовик и очень ограничено только в Центральном Казахстане - поздний кембрий. Эти разновозрастные процессы локализовались в разных частях палеоокеана и отражали его сложную внутреннюю микроплитную структуру, которая претерпевала периодическую перестройку. В целом указанная периодичность предшествовала основным эпохам формирования аккреционных систем, приуроченным к самому концу рифея, возможно, началу венда и к рубежам средний - поздний кембрий, средний - поздний ордовик. Однако, говорить о существовании жесткой связи между процессами спрединга и формированием аккреционных систем нельзя; причиной аккреционных процессов в краевых частях Палеоазиатского океана могли быть иные факторы, например, активные латеральные перемещения обрамляющих палеоокеан континентов.

Не менее интересен и второй вопрос - о сопряженности процессов спрединга и субдукции океанической коры, который на материалах по палеоокеаническим структурам Центрально-Азиатского складчатого пояса получает совершенно неожиданное решение. Выясняется, что процессы субдукции океанической коры, геологические выраженные в развитии островных вулканических дуг и окраинно-континентальных вулканических поясов, имели как в Палеоазиатском океане, так и в системах палеоокеанических бассейнов Палеотетиса I и Палеотетиса II гораздо более широкие возрастные интервалы по сравнению с эпохами активного спрединга. В Палеоазиатском океане субдукция происходила в позднем рифее, в конце венда и в течение всего кембрия, всего ордовика и даже в раннем силуре, в Палеотетисе I признаки субдукционных процессов отмечаются на протяжении всего девона и карбона, а в Палеотетисе II - среднего и позднего карбона и большей части перми. Таким образом, в палеоокеанических структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса субдукция океанической коры происходила как в периоды активного спрединга, так и в эпохи, причем достаточно длительные, лишённые каких-либо признаков океанического спрединга, как, например, вторая половина раннего и весь средний кембрий. Из этого могут быть сделаны два важных вывода. Первый состоит в определенной независимости процессов спрединга и субдукции океанической коры, что заставляет пересмотреть или по крайней мере ограничить возможность применения одного из

основных постулатов концепции тектоники литосферных плит о существовании непрерывного строго эквивалентного конвейера океанической коры от осей спрединга к зонам ее субдукции. Другой вывод касается вероятности существования иных, помимо спрединга, механизмов раскрытия и расширения океанических бассейнов, которые могли бы компенсировать поглощение океанской коры в зонах субдукции. Один из возможных таких механизмов - латеральные перемещения коровых, в том числе и океанических структур по субгоризонтальным тектоническим срывам на разных глубинных уровнях с обнажением на поверхности дна бассейнов древнего габбро-ультрабазитового слоя. Изучение таких глубинных тектонических срывов, в пользу существования которых с каждым годом появляется все больше геологических и геофизических данных как в складчатых областях, так и в современных океанах, выявление структурных условий их образования составляют основу разрабатываемого в Геологическом институте Российской академии наук учения о тектонической расслоенности литосферы [69].

Авторы выражают благодарность С.А. Куренкову и К.Е. Дегтяреву за любезно предоставленные неопубликованные геологические материалы по Тянь-Шаню и Казахстану.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аристов В.А., Моссаковский А.А., Поспелов И.И., Руженцев С.В., Самыгин С.Г. Офиолитовые ассоциации Западной Джунгарии (КНР) // Докл. АН. 1993. Т. 332. № 6.
2. Белов А.А., Гатинский Ю.Г., Моссаковский А.А. Индосиниды Евразии // Геотектоника. 1985. № 6. С. 21 - 42.
3. Брежнев В.Д., Раабен М.Е. Протерозой Северозападного и Северного Китая: корреляция и геодинамические реконструкции // Изв. АН. Сер. геол. 1992. № 10. С. 97 - 110.
4. Бурашников В.В., Руженцев С.В. Верхнерифейско-вендский Шаргынгольский рифтогенный комплекс (хр. Хасагтын-Нуру, Западная Монголия) // Докл. АН. 1993 (в печати).
5. Волков В.В. Нижнепалеозойский вулканизм Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1986. 194 с.
6. Волобуев М.И. Рифейский офиолитовый комплекс Енисейского кряжа // Геотектоника. 1993. № 6. С. 82 - 87.
7. Геология и метаморфизм Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.
8. Герасимова Н.А., Новикова М.З., Курковская Л.А., Якубчук А.С. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Тектурмасского офиолитового пояса (Центральный Казахстан) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 3. С. 60 - 76.
9. Гусев Н.И. Реконструкция геодинамических режимов докембрийского и кембрийского вулканизма в юго-восточной части Горного Алтая // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири. Новосибирск: ОИГТМ СО АН СССР, 1991. С. 32 - 54.

10. *Дегтярев К.Е., Ступак А.Ф.* Девонские офиолиты Джунгарского Алатау // Докл. АН. 1993 (в печати).
11. *Дергунов А.Б.* Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 192 с.
12. *Дергунов А.Б., Моссаковский А.А., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Закономерности формирования палеозойд Центральной Азии (Алтае-Саянская область, Западная Монголия) и Казахстана // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 53 - 67.
13. *Дергунов А.Б., Хераскова Т.Н.* О составе вулканитов ранней стадии развития каледонид Центральной Азии (Центральный Казахстан, Алтае-Саянская область, Западная Монголия) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56. Вып. 5. С. 35 - 53.
14. *Диденко А.Н., Печерский Д.М.* Палеомагнетизм среднепалеозойских пород офиолитовых комплексов Алайского хребта // Геотектоника. 1988. № 4. С. 56 - 68.
15. *Диденко А.Н., Тихонов Л.В., Бадарч Г., Куренков С.А., Поспелов И.И., Руженцев С.В.* Магнитотектонические реконструкции варисских структур Южной Монголии // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317. № 4. С. 944 - 949.
16. *Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Скляр Е.В.* Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 34 - 58.
17. *Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А.* Океанические и островодужные офиолиты юго-восточной части Горного Алтая // Геол. и геофиз. 1992. № 12. С. 3 - 14.
18. *Ермолов П.В., Степанец В.Г., Сеитов Н.* Офиолиты Казахстана. Караганда: ИГН АН Каз ССР. 1990. 67 с.
19. *Зайцев Ю.А.* Эволюция геосинклиналей (овальный концентрически-зональный тип) М.: Недра, 1984. 208 с.
20. *Зеленушин В.Н., Вознесенский В.Д., Довбня А.В., Панин М.Г.* Новые данные о рифейских вулканитах Центрального Казахстана (Атасу-Моинтинский срединный массив) // Докл. АН. 1992. Т. 323. № 1. С. 142 - 147.
21. *Зоненшайн Л.П.* Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 240 с.
22. *Зоненшайн Л.П.* Реконструкции палеозойских океанов // Дрейф континентов. М.: Наука, 1976. С. 28 - 71.
23. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В.* Абсолютные реконструкции положения континентов в палеозое и раннем мезозое // Геотектоника. 1987. № 3. С. 16 - 27.
24. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 327 с.; Кн. 2. 334 с.
25. *Ильин А.В.* Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии - кембрии. М.: Наука, 1982. 115 с.
26. *Ильинская М.Н., Хераскова Т.Н.* Вулканизм // Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм. М.: Наука, 1984. С. 161 - 203.
27. *Кекежинскас К.Б., Кекежинскас В.В., Дондовым Т., Доржнамжаа Д.* Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Монголии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 19 - 33.
28. *Козаков И.К.* Докембрийские инфраструктурные комплексы палеозойд Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.
29. *Коваленко В.И., Моссаковский А.А., Ярмолюк В.В.* Проблема реконструкции геодинамических обстановок и петрохимическая зональность (на примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии) // Геотектоника. 1983. № 6. С. 13 - 29.
30. *Конников Э.Г., Цыганков А.А.* О гетерогенности Байкало-Муйского офиолитового пояса // Докл. АН. 1992. Т. 327. № 1. С. 115 - 120.
31. *Кузнецов И.Е., Якубчук А.С., Новикова М.З.* Офиолиты района Толпак (северо-восток Центрального Казахстана) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 6. С. 86 - 100.
32. *Кузнецов П.П., Куренков С.А., Милеев В.С., Самыгин С.Г., Симонов В.А.* Фрагменты раннепалеозойской островодужной системы в Курайском хребте (Горный Алтай) // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири. Новосибирск: ОИГГМ СО АН СССР, 1991. С. 55 - 82.
33. *Кузьмичев А.Б.* Тектоника Исаковского синклинория Енисейского кряжа // Автореф. канд. дис. М.: ГИН АН СССР, 1987. 19 с.
34. *Кузьмичев А.Б.* Сархойская серия стратотипической местности (стратиграфия, структурное положение, возраст) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. С. 104 - 123.
35. *Кунгурцев Л.В.* Палеогеодинамические комплексы и орудование Кузнецко-Горноалтайского сегмента Кузнецко-Алтайско-Северосаянской палеоостровной дуги // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири. Новосибирск: ОИГГМ СО АН СССР, 1991. С. 82 - 105.
36. *Макарычев Г.И., Гесь М.Д.* Тектоническая природа зоны сочленения Северного и Срединного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1981. № 4. С. 57 - 72.
37. *Максумова Р.А.* Эволюция бассейнов осадконакопления северного и срединного Тянь-Шаня в позднем докембрии - раннем палеозое // Автореф. докт. дис. Бишкек, 1991. 64 с.
38. *Максумова Р.А., Захаров И.Л., Зима М.Б., Христова М.П., Чернышук В.П.* Покровно-чешуйчатая структура ранних каледонид Тянь-Шаня в свете новых данных по стратиграфии нижнепалеозойских толщ // Допалеозой и нижний палеозой Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1988. С. 144 - 152.
39. *Малюжинец А.Г., Советов Ю.К.* Карбонатный (Чаткарагайский) флиш верхнего рифея Таласского хребта // Осадочные формации и обстановки их образования. Новосибирск: Наука, 1987. С. 149 - 159.
40. *Милановский Е.Е.* Основные этапы рифтогенеза на территории Китая. М.: Междвед. геофиз. ком. АН СССР, 1991. 148 с.
41. *Моссаковский А.А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 315 с.
42. *Моссаковский А.А.* Структурные и вещественные аспекты проблемы становления континентальной коры // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 159 - 170.

43. *Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В.* Фрагменты Палеоазиатского континента в центре Евразийского континента // Тектонические процессы. Докл. сов. геологов на XXVIII сессии МГК. М.: Наука, 1989. С. 30 - 46.
44. *Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В.* Тектонические сегменты Земли и особенности их развития в неогее // Докл. АН. 1992. Т. 324. № 5. С. 1069 - 1075.
45. *Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* О двух классах палеоокеанических структур Центральной Азии // Докл. АН. 1992. Т. 324. № 2. С. 377 - 381.
46. *Никитин И.Ф., Фрид Н.М., Звонцов В.С.* Палеогеография и вулканизм Казахстана и Северного Тянь-Шаня в ордовике // Сов. геология. 1990. № 10. С. 38 - 48.
47. *Никитченко И.И.* Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя Джунгарского Алатау // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1978. № 5. С. 1 - 14.
48. *Пейве А.В., Штрейх Н.А., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В., Богданов Н.А., Буртман В.С., Книппер А.Л., Макарычев Г.И., Марков М.С., Суворов А.И.* Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса // Сов. геология. 1972. № 12. С. 3 - 21.
49. *Перфильев А.С., Херасков Н.Н.* Диабазовые комплексы и проблема тектонической расчлененности океанической коры // Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 64 - 104.
50. *Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна).* Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.
51. *Печерский Д.М., Шелестун Н.К.* Палеомагнетизм Караатского базит-гипербазитового массива и окружающих нижнекембрийских пород (Южная Тува) // Комплексные геологические исследования Сангилена (Юго-Восточная Тува). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. С. 48 - 66.
52. *Полянский Н.В., Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Кузбный В.С.* Структура и история развития Чарского офиолитового пояса // Геол. и геофиз. 1979. № 5. С. 66 - 78.
53. *Постельников Е.С.* Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии. М.: Наука, 1980. 71 с.
54. *Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н.* Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с.
55. Решение III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою. Ч. 1. Докембрий и палеозой. С.-П., 1991. 12 с.
56. *Розен О.М.* Формирование земной коры Анабарского щита // Автореф. докт. дис. М.: ИЛ РАН, 1992. 48 с.
57. *Руженцев С.В., Поспелов И.И.* Южно-Монгольская варисская складчатая система // Геотектоника. 1992. № 5. С. 78 - 95.
58. *Руженцев С.В., Поспелов И.И., Бадарч Г.* Тектоника индосинид Монголии // Геотектоника. 1989. № 6. С. 13 - 27.
59. *Руженцев С.В., Поспелов И.И., Бадарч Г.* Офиолитовые сутуры Внутренней Монголии // Докл. АН. 1992. Т. 322. № 5. С. 953 - 958.
60. *Руженцев С.В., Поспелов И.И., Бадарч Г.* Тектоника Барунхурайской котловины // Геотектоника. 1992. № 1. С. 94 - 110.
61. *Руженцев С.В., Розман Х.С., Минжин Ч.* О времени формирования Южно-Монгольского палеоокеана // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 2. С. 451 - 455.
62. *Самыгин С.Г.* Северная окраина Тувино-Монгольского массива в позднем докембрии - раннем палеозое // Геодинамика, структура и металлогения складчатых сооружений юга Сибири. Тез. докл. Всесоюз. совещ. Новосибирск: ОИГТМ СО АН СССР, 1991. С. 209 - 212.
63. *Самыгин С.Г., Перфильев А.С., Рихтер А.В.* Тектоническое скучивание и сейсмофокальные зоны в островодужных системах геологического прошлого // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 132 - 150.
64. *Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Формации и обстановки седиментации в пределах раннепалеозойской активной окраины (хр. Чингиз, Центральный Казахстан) // Лит. и пол. ископ. 1994 (в печати).
65. *Симонов В.А., Куренков С.А., Перфильев А.С.* Офиолитовая ассоциация горы Кара-Шат (Южная Тува) // Геолого-петрологические исследования Юго-Восточной Тувы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 90 - 96.
66. *Тектоника Казахстана (Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана масштаба 1 : 2 500 000).* М.: Наука, 1982. 138 с.
67. *Тектоника Северной Евразии.* М.: Наука, 1980. 222 с.
68. *Тектоническая карта Северной Евразии м-ба 1 : 5 000 000.* М.: ГИН АН СССР, 1980.
69. *Тектоническая расчлененность литосферы.* М.: Наука, 1980. 216 с.
70. *Томуртоого О.* Офиолиты и формирование складчатых областей Монголии // Автореф. докт. дис. М.: ГИН АН СССР, 1989. 59 с.
71. *Турманидзе Т.Л., Гришин Д.В., Печерский Д.М., Степанец В.Г.* Палеомагнетизм ордовикских офиолитов из аллохтонных массивов Центрального Казахстана // Геотектоника. 1991. № 4. С. 54 - 69.
72. *Хераскова Т.Н.* Венд-кембрийские формации каледонид Азии. М.: Наука, 1986. 247 с.
73. *Хераскова Т.Н.* Литология карбонатных отложений Батеневского кряжа // Лит. и пол. ископ. 1990. № 4. С. 54 - 70.
74. *Хераскова Т.Н., Ильинская М.Н., Томуртоого О.* Вулканические комплексы хребта Дариби (МНР) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 4. С. 63 - 72.
75. *Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г.* Тектонические условия формирования венд-среднекембрийского терригенно-карбонатного комплекса Восточного Саяна // Геотектоника. 1992. № 6. С. 18 - 36.
76. *Храмов А.Н., Печерский Д.М.* Палеомагнетизм и тектоника // Современное состояние исследований в области геомагнетизма. М., 1984. С. 128 - 143.
77. *Храмов А.Н., Родионов В.П.* Палеомагнетизм и горизонтальные движения Русской и Сибирской платформ // Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М., 1980. С. 72 - 79.
78. *Хромых Б.Ф.* Новые данные о венд-раннепалеозойском развитии и металлогении Боцекульского рудного района // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1986. № 6. С. 20 - 34.
79. *Чу-Илийский рудный пояс.* Геология Чу-Илийского региона. Алма-Ата: Наука, 1980. 504 с.
80. *Чумаков Н.М., Красильников С.С.* Литологические особенности рифейских тиллоидов Уринского

- поднятия (р. Лена) // Лит. и пол. ископ. 1991. № 3. С. 58 - 78.
81. *Belov A.A., Gatinsky Yu.G., Mossakovsky A.A.* A Precise on Pre-Alpine tectonic history of Tethyan Paleooceans // *Tectonophysics*. 1986. V. 127. № 1/2. P. 197 - 211.
 82. *Berzin N.A., Dobretsov N.L.* Geodynamic evolution of Southern Siberia in Late Precambrian - Early Paleozoic time // *Reconstruction of the Paleo-Asian ocean*. Netherlands: Inter. Sci. Publ., 1993.
 83. *Coleman R.G.* Continental growth of Northwest China // *Tectonics*. 1989. V. 8. № 3. P. 621 - 635.
 84. *Coleman R.G., Dobretsov N.L., Xiao X., Berzin N.A., Wang J., Sklyarov E., Chang E.* Geodynamic map of the Paleasian ocean domain // *Geodynamic evolution of Paleasian ocean*. IGCP Project 283. Rep. № 4. Novosibirsk, 1993. P. 40 - 41.
 85. *Feng Y., Coleman R.G., Tilton Y.R., Xiao X.* Tectonic evolution of the West Jungar region, Xinjiang, China // *Tectonics*. 1989. V. 8. № 4. P. 729 - 752.
 86. *Gibsher A.S., Izokh A.E., Khain E.V.* Geodynamic evolution of Northern segment of the Paleasian ocean in late Riphean - early Paleozoic // *Geodynamic evolution of Paleasian ocean*. IGCP Project 283. Rep. № 4. Novosibirsk, 1993. P. 67 - 69.
 87. *McKerrow W.S., Scotese C.R., Brosier M.D.* Early Cambrian continental reconstructions // *J. Geol. Soc. London*. 1992. V. 149. Pt. 4. P. 589 - 606.
 88. *Kariakin Yu.V., Kurenkov S.A., Aristov V.A.* Oceanic crust structure in the Turkestan part of the Paleotethys // *Geodynamic evolution of Paleasian ocean*. IGCP, Project 283. Rep. № 4. Novosibirsk, 1993. P. 81 - 83.
 89. *Konnikov E.G., Gibsher A.S., Izokh A.E., Sklyarov E.V., Khain E.V.* Paleogeodynamics of late Precambrian for Baikal-Muya and Sayan-Central Asian foldbelt // *Geodynamic evolution of Paleasian ocean*. IGCP, Project 283. Rep. № 4. Novosibirsk, 1993. P. 88 - 90.
 90. *Scotese C.R., McKerrow W.S.* Revised world maps and introduction // *Geol. Soc.* 1990. № 12. P. 1 - 21.
 91. *Scotese C.R., McKerrow W.S.* Ordovician plate tectonic reconstructions // *Geol. Surv. of Can.* 1991. Paper 90 - 9. P. 271 - 282.
 92. *Tang K.* Tectonic development of Paleozoic foldbelts at the North margin of the Sino-Korean craton // *Tectonics*. 1990. V. 9. № 2. P. 249 - 260.
 93. *Tang K., Zhang Yu., Yan Z., Qi Ch.* Research progress on the collision zone between the Siberian and North China platforms // *Geodynamic evolution and main sutures of Paleasian ocean*. IGCP, Project 283. Beijing, 1991. P. 63 - 64.
 94. *Van der Voo R., Scotese C.R., Bonhommet N.* (eds.). Plate Reconstruction from Paleozoic Paleomagnetism // *Amer. Geophys. Union. Geodin. Ser.* 1984. № 12. 250 p.
 95. *Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Nozkin A.D., Ponomarchuk V.A.* Geochemistry and age of Isakian belt ophiolites (Yenisey Ridge) // *Geodynamic evolution of Paleasian ocean*. IGCP Project 283. Rep. № 4. Novosibirsk, 1993. P. 138 - 140.
 96. *Wang D., Chen C., Yang S., Lin X., Zhang J., Yang X.* The continental geology in northern margin of Sino-Korean platform. Shenyang: Seismological Press, 1992. 373 p.
 97. *Wang H., Qiao X.* Proterozoic stratigraphy and tectonic framework of China // *Geol. Mag.* 1984. V. 121. № 6. P. 599 - 614.
 98. *Wang Q., Liu X.* Paleoplate tectonics between Cathasia and Angaraland in Inner Mongolia of China // *Tectonics*. 1986. V. 5. № 7. P. 1073 - 1088.
 99. *Wood R., Zhuravlev A.Y., Chimed Tseren A.* The ecology of lower Cambrian buildups from Zuune Arts Mongolia: implications for early metazoan reef evolution // *Sedimentology*. 1993. (в печати).
 100. *Xiao X., Tang Ya., Zhao M., Wang I.* Tectonic Evolution of Northern Xinjiang, N.W. China: an introduction to the tectonics of the southern part of the Paleo-Asian Ocean // *Reconstruction of the Paleo-Asian ocean*. Netherlands: Inter. Sci. Publ., 1993. P. 19 - 31.
 101. *Yang Z., Cheng Yu., Wang H.* The geology of China // *Oxford monographs geol. and geoph.* 1986. № 3. 303 p.
 102. *Zhang Ah., Liou T., Coleman R.G.* An outline of the plate tectonics of China // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1984. V. 95. № 3. P. 295 - 312.
 103. *Zhao X., Coe R.S., Zhan Y., Wu H., Wang Lie.* New paleomagnetic results from northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // *Tectonophysics*. 1990. V. 181. № 4. P. 43 - 81.
 104. *Zonenschain L.P., Kuzmin M.I., Kononov M.V.* Absolute reconstructions of the Paleozoic ocean // *Earth and Planet. Sci. Let.* 1985. V. 74. P. 103 - 116.
 105. *Zuo G., Zhang Sh., He G., Zhang Ya.* Plate tectonic characteristics during the early Paleozoic in Beishan near the Sino-Mongolian border region, China // *Tectonophysics*. 1991. V. 188. № 34. P. 385 - 392.

Рецензент: В.И. Коваленко

The Central-Asian Fold Belt: Geodynamic Evolution and Formation History

A. A. Mossakovsky, S. V. Ruzhentsev, S. G. Samygin, T. N. Kheraskova

The research work carried out in various regions of the Central-Asian fold belt enabled us to identify two principally different categories of paleoceanic structures. The first category includes paleoceanic structures of the mosaic (Western Pacific) type, mostly of Vendian-early Paleozoic and late Riphean age; they are represented by a combination of structural complexes of various oceanic basins, of volcanic island arcs, marginal seas, and of Precambrian microcontinents, fragments of which make up parts of fold-nappe accretionary Salairian and Caledonian zones. For these categories of structures, complete non-coeval sections of ophiolite assemblages are reconstructed. The development of mosaic paleoceanic structures went on at least from the late Riphean in the conditions of microplate tectonics, typical for the western Paleopacific periphery.

Complexes of paleoceanic structures of the second category form linear collisional fold-nappe zones of late Caledonides, Variscides and Indosinides, at the place of which extended paleoceanic basins, as well as volcanic arcs and back-arc basins were reconstructed. Ophiolite assemblages are marked as a rule by a reduced section. The development of the second category structures are related to destructive processes of Caledonian accretionary zones and ancient continental masses. First the formation of continental crust and paleoceanic structures in Central Asia went in the Western-Pacific way, later changed to the Indo-Atlantic way of development.

УДК 551.24.01

ПРИНЦИП ДИССИМЕТРИИ В ГЕОТЕКТОНИКЕ

© 1993 г. С. Д. Соколов

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 28.09.92 г.

Океаны и континенты являются основными структурными элементами Земли. Согласно принципу диссимметрии может быть сделан важнейший для геотектоники вывод о самостоятельности процессов океано- и континентообразования. Оба процесса развиваются самостоятельно и эволюционируют во времени. Зоны перехода активных окраин континентов рассматриваются как области, в которых происходит обмен веществом и энергией между океанической и континентальной неоднородностями. Обсуждаются вопросы анизотропности геологического пространства и необратимости тектонических процессов. Для описания эволюции геологических систем предлагается использовать законы и идеи неравновесной термодинамики.

ВВЕДЕНИЕ

Океаны и континенты являются основными структурными элементами земной поверхности. Нет необходимости доказывать и обсуждать коренные отличия этих структур. Труднее найти какие-либо морфологические, геологические, биологические и другие черты сходства. В связи с этим крайне важным представляется поиск глобальных причин, обусловивших появление океанов и континентов. Они сосуществовали на протяжении длительного геологического времени. Однако вопрос о количественном их соотношении в прошлые эпохи остается неясным. В.И. Вернадский [2] определил отношение площади океанов к площади суши на всем протяжении их существования константой 2.43. Сторонники альтернативных представлений делятся на три группы. Первая, наиболее многочисленная, видит эволюцию Земли в увеличении площади континентов, вторая – океанов, а третья – придерживается мнения о чередовании во времени геократических (преобладание суши) и талассократических (преобладание воды) эпох.

Для объяснения появления на Земле материков и океанов В.И. Вернадский обратился к двум величайшим открытиям Л. Пастера и П. Кюри. Л. Пастер обнаружил явление диссимметрии пространства жизни, определив тем самым глубокие различия в проявлении живого и неживого на нашей планете. П. Кюри показал, что диссимметрия имеет более глубокий смысл как свойство пространства – времени.

В геологических процессах время и пространство неразделимы и вектор полярности должен существовать как в строении времени, так и в строении пространства. В первом случае полярность определяет такое свойство, как необратимость, а во втором случае – анизотропность. Принцип П. Кюри может быть сформулирован следующим образом: когда некоторые явления проявляют диссимметрию, то она должна обнаруживаться и в причинах, их порождающих. Соглас-

но этому принципу крупнейшие неоднородности земной коры – океаны и континенты – можно рассматривать как следствие диссимметрии. Отсюда следует важнейший для геотектоники вывод о самостоятельности процессов, порождающих образование океанов и континентов.

Цель данной статьи заключается в обсуждении применимости в геотектонике принципа диссимметрии, явлений необратимости, анизотропности и самоорганизации.

АНИЗОТРОПНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОСТРАНСТВА

В.И. Вернадский подчеркивал, что распределение океанов и суши является не палеогеографическим явлением, а связано с определенной структурой земной коры, прослеживающейся вглубь на многие километры и лежащей глубже большинства тектонических смещений [2]. Он ограничивал проявление диссимметрии глубиной 60 км, считая, что диссимметрия в распределении суши и воды есть явление земной коры, а не всей планеты. Расчетная глубина 60 км оценивалась как граница, в пределах которой исчезают различия между твердым, жидким и газообразным состояниями, а расположенное ниже упругое и пластичное вещество обладает иными параметрами. Не трудно видеть, что предполагаемая граница может отождествляться с поверхностью астеносферы.

С тех пор представления о глубинном строении значительно усовершенствовались и можно определенно говорить о диссимметрии в строении континентальной и океанической литосфер. Коровые различия являются лишь частью контрастов между этими структурами, более важны мантийные различия. Сейсмическая томография предоставила данные о различных скоростных параметрах континентальных и океанических плит до глубин 200 и даже 400 км [24, 25]. П.Н. Кропоткин с соавторами [4] определяет глубину неоднородностей в 200 - 1000 км. Геофизические неоднородности

обнаружены на глубинах 2500 км и более. Так, Северная Евразия имеет высокоскоростную нижнюю мантию, а Тихий океан – низкоскоростную. Более того, поверхность раздела мантии и ядра под океанами поднята на 5 - 6 км, а под континентами соответственно опущена и общая амплитуда рельефа достигает 12 км [17]. Определенное совпадение латеральных неоднородностей в мантии с крупнейшими тектоническими элементами земной поверхности указывает на главенствующую роль тектоники и масштабность процессов, обусловивших подобного рода анизотропию.

Анизотропия континентальной мантии отчетливо фиксируется по данным прохождения поперечных волн. П. Силвер и В. Чен [28] допускают три возможных объяснения континентальной анизотропии. Во-первых, это может быть результат напряжений, отражающих абсолютное движение плит. Во-вторых, коровые напряжения, и, в-третьих, древние и современные внутренние деформации континентальной верхней мантии, возникающие при различных тектонических процессах. Предпочтение отдается последней гипотезе [28]. В стабильных континентальных областях мы имеем дело с реликтовой анизотропией, тогда как в районах современной активности анизотропия отражает текущие тектонические деформации. Предполагается, что повышенная температура мантии орогенных областей объясняется деформационным нагревом. Другими словами, существующая неоднородность может продуцировать тепловой поток и стать источником движения масс или инъецировать магматические и метаморфические явления.

В отличие от теоретических расчетов классических моделей тектоники плит океаническая литосфера содержит обнаруженные во многих частях неоднородности различного масштаба [5, 13]. Анизотропность океанической литосферы выражена в магнитном, гравитационном, тепловом полях, в распределении зон сейсмической активности и т.д. Наблюдаются значительные вариации мощности литосферы и отдельных ее слоев, вплоть до исчезновения в ряде структур слоев 2В, 2С, 3В, а также вариации значений скорости сейсмических волн, вдоль поверхности Мохо.

По мере накопления данных о вещественном составе 2-го и 3-го океанических слоев появились также сведения о петрологической гетерогенности верхней мантии океанов. По совокупности геолого-геофизических параметров основными структурными неоднородностями являются срединно-океанические хребты, абиссальные котловины, и внутриплитные поднятия. В качестве причин возникновения этих неоднородностей называют перестройку конвективных ячеек в мантии, дискретность спрединга, мантийные плюмы, горизонтальное перемещение отдельных слоев литосферы.

Ю.М. Пушаровский [13], намечая иерархию разного рода неоднородностей, крупнейшими из них считает существование на Земле Тихоокеан-

ского и Индо-Атлантического сегментов. Они определяются особенностями строения и положения в пространстве континентов и океанов. Более мелкие структурные неоднородности выражены различиями в строении и возрасте самих материков и океанов и т.д. В структурном аспекте близки представления Дж. Грегори (1914 г.) и Н.А. Штрейса (1964 г.) о биполярности развития северного "континентального" и южного "океанического" полушарий. Здесь уместно обратить внимание на существенную разницу в понятиях асимметрии и диссимметрии. Неравномерное распределение океанов и континентов отражает асимметрию, а появление океанов и континентов есть следствие диссимметрии и именно она определяет глобальную генетическую неоднородность Земли. Следовательно, главное различие проходит не между континентальными и океаническими полушариями, будь то северное, западное или какое-либо другое, а между структурами континентов и океанов.

В тектонике плит основными элементами являются не континенты и океаны, а литосферные плиты, в состав которых входят части океанов и континентов. Однако формирование континентальной и океанической кор обусловлено движениями и процессами на конвергентных (континентальная аккреция) и дивергентных (океаническая аккреция) границах литосферных плит. Следовательно, в генетическом плане признается сосуществование двух ведущих процессов, один из которых приводит к образованию континентов, а другой – океанов. Впечатление несоответствия между структурным и генетическим подходами на самом деле кажущееся, т.к. в концепции тектоники плит особо подчеркиваются различия между континентальной и океанической литосферами. Плиты выступают не как структурные элементы, а скорее как кинематическая система, определяющие глубинные уровни перемещения и взаимодействия масс. Таким образом, основные представления концепции тектоники плит не противоречат принципу диссимметрии.

Представления о тектонической расслоенности литосферы исходят из того, что существуют и другие уровни дифференцированного смещения горных масс [11, 20]. Изучение реологической стратификации литосферы позволило выявить слои пониженной прочности, вдоль которых могут происходить горизонтальные смещения верхних слоев коры относительно мантии [6]. Необходимо подчеркнуть, что такой подход ни в коей мере не отрицает концепции тектоники плит, но требует усовершенствования существующих моделей.

Вне зависимости от концептуальных соображений факт существования двух крупнейших неоднородностей – океанов и континентов – очевиден. В связи с этим неизбежно возникает вопрос о том, как понимать и оценивать зоны перехода океан-континент, особенно структуры активных окраин. Для ответа необходимо оценить специфичность неоднородностей в зонах перехода океан-континент. Они характеризуются резкими градиентами

мощности коры, литосферы, прерывистостью и выклиниванием гранитно-метаморфических слоев, повышенной сейсмичностью, структурной гетерогенностью и высокой подвижностью составляющих элементов. Тем не менее все разнообразие геолого-геофизических слоев в этих зонах может быть сведено к двум типам: океанический (краевые моря) и континентальный (энсиалические островные дуги). Некоторые особенности вещественного состава и мощности слоев определяются понятиями субокеаническая и субконтинентальная кора. Однако какого-либо принципиально нового типа земной коры или неоднородностей не обнаруживается. Основной механизм формирования океанической коры краевых морей – спрединг (океаническая аккреция), островных дуг – субдукция (андезитовая модель формирования континентальной коры). Сейсмофокальные зоны также можно рассматривать как следствие неоднородностей, прослеживающихся до глубин 600 - 700 км. Модель субдукции представляет собой не что иное, как стремление объяснить на современном теоретическом уровне механизм формирования неоднородностей, возникающих на границе океанической и континентальной литосфер.

Из этих рассуждений следует, что зоны перехода океан–континент нельзя ставить в один ряд с главными неоднородностями Земли – океанами и континентами. В лучшем случае это структуры другого ранга в общей иерархии неоднородностей.

Вне всякого сомнения, вопросы анизотропности геологического пространства сложны и многообразны. Они обнаруживаются различными геологическими методами, вследствие чего развиваются представления о структурных, геофизических, геохимических, тектонических и прочих неоднородностях. Отчетливо также фиксируется разномасштабность существующих неоднородностей и их взаимосвязанность. Отсюда следует вывод о необходимости комплексного подхода к изучению неоднородностей планеты Земля.

Принципиально новый подход к выяснению причин и механизма тектонических процессов был предложен А.В. Пейве [11, 20]. Он заключается в признании ведущей роли физико-химических неоднородностей литосферы, определяющих течение геологических процессов и возможности дифференцированного перераспределения материала литосферы (принцип тектонической слоенности литосферы). Эти представления легли в основу разработанной в Геологическом институте РАН концепции тектонической слоенности литосферы. Многие положения концепции теперь используются для объяснения внутриплитных деформаций и формирования структур континентальных окраин.

В последние годы проблемы неоднородности земной коры, литосферы и мантии часто обсуждаются в мировой литературе. Наиболее последовательно они рассматриваются в трудах Ю.М. Пущаровского [13, 14]. Изучение вещественных,

структурных и геофизических неоднородностей и особенностей их распределения позволяют говорить о разномасштабности, нерегулярности, одновременности конвективных явлений [14]. В итоге Ю.М. Пущаровский, В.Л. Новиков, А.А. Савельев, В.Е. Фадеев пришли к чрезвычайно важному выводу о нелинейности геодинамических и тектоно-магматических процессов.

НЕОБРАТИМОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Идеи о необратимости геологических событий получили признание в начале XIX в. Примечательно, что они нашли свое место как в эволюционном учении Ламарка, так и в трудах школы катастрофистов Кювье. С тех пор они стали неотъемлемой частью представлений об эволюции геологических процессов. В рамках геосинклинальной теории необратимость раскрывалась в последовательной смене байкальской, каледонской, герцинской и других эпох тектогенеза. Однако, в связи с успехами новой глобальной тектоники идеи необратимости утратили свое значение и основное внимание было сосредоточено на разработке актуалистических геодинамических моделей. И все же приверженность геологов к необратимости геологических процессов отчетливо видна в дискуссиях о применимости моделей тектоники плит для архея и протерозоя.

Отрадно, что в последние годы чаще стали обсуждаться проблемы развития, необратимости и эволюции геологических процессов. Очевиден повышенный интерес к трудам В.И. Вернадского, современным теоретическим разработкам в области неравновесной термодинамики и синергетики. В геотектонике особо следует выделить принцип дифференцированного перемещения литопластин [11], учение о неоднородностях и нелинейную геодинамику [13, 14], эволюционные подходы В.Е. Хаина, Н.Л. Добрецова, Е.Е. Милановского, А.Д. Яншина, А.С. Моница, Ч.Б. Борукаева, О.Г. Сорохтина, С.А. Ушакова.

Среди сторонников направленного развития земной коры имеются различные точки зрения. Одни исследователи суть эволюции видят в образовании океанов, а другие – континентов. Во многом это связано с тем, что остается нерешенной проблема первоначальности континентальной или океанической коры.

Согласно первым моделям гомогенной аккреции, планеты образовались как однородные тела и такие неоднородности, как ядро, мантия, кора, атмосфера Земли появились в результате химической дифференциации после формирования планеты и разогрева ее недр. Последние данные свидетельствуют, что по крайней мере частично дифференциация происходила до или во время образования планет [21]. В моделях гетерогенной или послойной аккреции возникновение диссимметрии, возможно, было предопределено еще на стадии формирования планеты. В любом случае для нас

важно, что с момента разделения протовещества на сиалическую и мафическую ветви, соответствующие им структуры стали развиваться самостоятельными путями.

Образование континентальной коры в процессе внутренней дифференциации мантии произошло около 3.7 - 3.9 млрд. лет. Основной ее объем (от 50 до 80%, по данным разных авторов) сформировался в период 3.0 - 2.6 млрд. лет. Возраст 2.6 млрд. лет считается одним из важнейших рубежей истории Земли [3].

Изотопная эволюция стронция в мантии происходила нелинейно. На известной эволюционной диаграмме имеется линия стронция, отделившаяся от мантии и находившаяся затем в замкнутой системе с более высоким рубидий-стронциевым отношением ($Rb/Sr = 0.15$). В период 1.8 - 2.0 млрд. лет сформировались древние платформы, изменился характер магматизма и тектогенеза [3]. Появились окраинноконтинентальные вулканические пояса, интенсивнее выплавлялись граниты, в рудогенезе возросла роль коровых компонентов [3].

По мнению Б.Г. Лутца [7], древние платформы обладают перидотит-гранулитовым типом мантийно-коровых разрезов, который противопоставляется перидотит-эклогит-гнейсовому типу срединных массивов и перидотит-габбровому складчатых поясов фанерозоя.

Данные по составу коровых комплексов показывают, что корообразование, в также процессы внутрикоровой дифференциации были различными в архее и протерозое [23]. Наиболее отчетливо эволюция коровых процессов выражена в гранитообразовании [22].

Древние граниты имеют Nd-изотопные отношения, близкие к линии эволюции хондритов [19]. Они представлены тоналитовыми гранитоидами, образовавшимися в процессе дефлюидизации мантии. В постархейское время формирование континентов осуществлялось уже в пределах "сиалической ветви" с добавлением лишь 25% новой коры, для объяснения происхождения которой используется андезитовая модель. Изотопные характеристики гранитов моложе 1 - 2 млрд. лет указывают на то, что они образовались при рециклинге материала более древней коры. Для позднего архея - раннего протерозоя характерны калиевые гранитоиды - продукты дифференциации протоконтинентальной коры. В позднем протерозое им на смену пришли анатектические коровые гранитоиды, в фанерозое - Na-гранитоиды зон субдукции и K-гранитоиды - продукты анатексиса верхней кристаллической коры и палингенеза терригенных толщ [22].

В эволюции континентальной коры М.С. Марков и В.С. Федоровский [8] выделили три этапа, рубежи которых представляли собой переломные моменты, характеризовавшиеся глобальными сменами геодинамических режимов. Катархейский этап (свыше 3.9 млрд. лет) завершился появлением протоматериковой коры плагигра-

нитного типа, архейско-среднепротерозойский этап (3.9 - 1.65 млрд. лет) - становлением зрелой континентальной коры с мощным гранитно-метаморфическим слоем. В фанерозое на долю новообразованной континентальной коры в общем баланс материков приходится только 15 - 20%.

Эволюция устанавливается и в последовательной смене анортозитовых ассоциаций, которые рассматриваются как комплексы-показатели формирования протометаморфического слоя континентов [18]. Наиболее древняя габбро-анортозитовая ассоциация сменяется мангерит-анортозитовой (2.7 млрд. лет) и анортозит-рапакивигранитной (1.8 млрд. лет). "Современные анортозиты" представлены высокоглиноземистыми сериями базальтов островных дуг. Обращается внимание на то, что различия в составах древних и "современных" анортозитов являются следствием необратимости общего развития земной коры.

Таким образом, в истории континентов намечается несколько этапов, характеризующихся определенными структурно-вещественными комплексами и геодинамическими режимами. Они разделены периодами резких изменений вещественных параметров. В общей эволюции структур континентального ряда отчетливо выражена необратимость геологических процессов.

Согласно имеющимся данным океанообразование представляется в следующем виде. Зарождению новообразованных океанов Атлантического, Индийского, Северного Ледовитого и палеоокеанов (Япетус, Тетис) предшествовала деструкция континентальной коры с образованием рифтов. По мере их раскрытия образуются структуры с океанической корой, такие, как Красное море, Калифорнийский залив. Они характеризуют начальную стадию процесса океанообразования. Собственно океаническая (зрелая) стадия определяется возникновением симметричного спрединга, вызывающего быстрый рост океанических пространств. Эта стадия характеризуется появлением обширных абиссальных котловин, значительными глубинами, циркуляцией океанических течений. Дальнейшая эволюция океанических бассейнов может привести к тому, что по их периферии возникают структуры активных окраин, в которых становится возможным преобразование океанической коры в континентальную.

В Тихом океане процесс океанообразования длится по крайней мере 1.5 млрд. лет, что отразилось в петрографических, геохимических, структурных особенностях. В Тихом океане нет и на протяжении всего мезозоя не было срединного океанического хребта. Восточно-Тихоокеанский хребет и его палеоаналоги занимали краевое положение. В срединно-океанических хребтах автотонным способом создается новая кора мощностью около 5 км. В областях с утолщенной корой, вероятно, есть структуры, созданные тектоническим скупиванием, т.е. аллохтонным способом [9, 15]. Тем не менее, принципиальных различий в

океанической аккреции Тихого и новообразованных океанов не отмечается.

Более существенные различия обнаруживаются при сравнении палеоокеанических комплексов с разрезами современной океанической коры. Ю.М. Пушаровский и С.В. Руженцев обратили внимание на несоответствие расчетных скоростей спрединга и ширины активных его зоны с объемами вулканогенно-кремнистых толщ палеоокеанов [16]. Последние отличались более сложной геодинамической обстановкой и для них был характерен рассеянный спрединг и, вероятно, многочисленные внутриокеанические зоны сжатия в качестве компенсационных структур. К этому надо добавить, что вертикальный ряд формаций современных океанов отличается от палеоокеанов [13, 16].

Н.Л. Добрецов предложил следующую эволюционную схему [3]. В раннем докембрии мафическому ряду отвечают габбро-анортозит-эндербитовые серии. На рубеже 3.5 млрд. лет произошла смена протоокеанических комплексов коматитовыми сериями. Около 1.9 млрд. лет появились офиолиты – фрагменты древней океанической коры, а также щелочные породы. Важность этого рубежа в истории Земли подтверждается возникновением мантийной неоднородности, которая по изотопам стронция оценивается в 1.6 - 1.9 млрд. лет, а по изотопам свинца – 2.0 млрд. лет. Анализируя разновозрастные меланократовые комплексы Корякского нагорья, Г.Е. Некрасов и С.М. Ляпунов [10] выделили три стадии преобразования литосферы мафических областей раннего докембрия в океаническую литосферу: доокеаническую (более 2700 млн. лет), протоокеаническую (2700 - 1700 млн. лет), палеоокеаническую (моложе 1700 млн. лет).

Прерывистое распределение отдельных горизонтов 2-го слоя коры Тихого океана позволило сделать вывод об эволюции спрединга [5]. Авторы выделили титон-готеривский (150 - 120 млн. лет), среднепалеоцен-эоценовый (63 - 36 млн. лет) и неоген-плейстоценовый (25 - 0.5 млн. лет).

Таким образом, океанообразование представляет собой самостоятельный эволюционирующий во времени процесс, комплементарный образованию континентов. Причем в эволюции этих процессов фиксируются общие рубежи скачкообразных трансформаций.

Итак, мы приходим к выводу, что на протяжении длительной геологической истории существовали два процесса: океанообразование и континентообразование. Они обусловили диссимметрию Земли. Оба процесса и соответствующие им структуры представляют собой саморазвивающиеся эволюционирующие во времени системы. Обе они являются открытыми, поскольку между ними постоянно происходит обмен энергией и веществом. Показателями открытости служат явления преобразования океанической коры в континентальную и разрушение континентальной коры с возникновением океанических структур.

ЭВОЛЮЦИОННАЯ МОДЕЛЬ И РАЗВИТИЕ ЗОН ПЕРЕХОДА ОКЕАН-КОНТИНЕНТ

Теоретическое обоснование закономерностей развития эволюционных моделей лежит в области термодинамики неравновесных систем [1, 12]. Термодинамика – наука о сложных системах, наделенных внутренней способностью эволюционировать в сторону увеличения энтропии. Различаются три типа систем: изолированные, в которых нет никакого обмена веществом и энергией, замкнутые, способные обмениваться энергией с окружающей средой и открытые, в которых происходит обмен как энергией, так и веществом.

Известны три области термодинамики: равновесная (производство энергии, потоки и силы равны нулю), слабо неравновесная (термодинамические силы слабы, а потоки линейно зависят от сил), сильно неравновесная или нелинейная (потоки являются сложными функциями сил). Примером равновесной структуры является кристалл, а неравновесной – конвекционная ячейка Бенара. В классической (равновесной) термодинамике тепловой поток был источником потерь, а в ячейке Бенара является источником порядка.

Рассмотрим основные положения и принципы неравновесных систем [1, 12], которые необходимо учитывать при обсуждении эволюции геологических процессов.

Природу, как эволюционирующую систему, нельзя свести к интегрируемым системам, т.е. к системам, состоящим из подсистем, не взаимодействующих между собой. Отсюда следуют все трудности, с которыми сталкиваются геологи при выборе основных параметров, характеризующих энергетику тектонических процессов, что препятствует созданию общей эволюционной теории Земли. Тенденция к необратимости выражена вторым законом термодинамики. В соответствии с этим законом существует функция переменных состояний, изменяющаяся монотонно по мере приближения к единственному конечному состоянию термодинамического равновесия. Обычно такой функцией является энтропия.

Необратимые процессы приводят к увеличению энтропии или ее производству внутри системы. Рост энтропии способствует самопроизвольной эволюции системы. Энтропия становится показателем эволюции – “стрелой времени” [12]. В таких природных системах необратимости принадлежит конструктивная роль.

В данном контексте необратимость процесса и неравновесность состояния представляют две стороны одного и того же явления физического мира. Наличие сил и потоков в неравновесной системе означает, что она неоднородна и обладает температурными и вещественными градиентами, поэтому состав и все переменные системы изменяются в пространстве и во времени. В нелинейной области свойство изотропии исчезает независимо от структуры среды. Потеря симметрии приводит к самопроизвольному возникновению

пространственных неоднородностей, даже в исходно изотропной среде.

Неравновесные ситуации побуждают эволюцию к равновесному состоянию. К моменту достижения равновесия или переходе в новое состояние система забывает начальные условия, т.е. способ, которым она сформирована. Система, находящаяся в равновесном состоянии, как бы “мертва”, инертна ко времени.

В длительном неравновесном состоянии системе поддерживает приток и отток вещества и энергии. Увеличение энтропии приближает систему к состоянию, наиболее предпочтительному среди других, и из которого она не способна выйти по “доброй воле”. На этом пути поведение системы определяется неким притягивающим множеством, получившим название аттрактора. Состояние аттрактор – это максимум вероятности. В природных процессах, предпочтение отдается конечному состоянию, а не начальному.

При достижении наиболее вероятного состояния система отклоняется от него лишь на небольшие расстояния и небольшие промежутки времени. Система “работает” около состояния аттрактора. Под флуктуациями понимаются самопроизвольные возмущения термодинамической системы. В устойчивом состоянии флуктуации затухают, а в неустойчивом состоянии любая флуктуация способна приобретать макроскопические размеры и переводит систему в новое состояние, отличающееся от исходного. Неустойчивость может быть следствием изменения любого термодинамического параметра, а флуктуации определяют глобальный исход эволюции системы.

Вдали от равновесия при одних и тех же значениях параметров возможно несколько различных решений и лишь случай определяет, какое из этих решений будет реализовано. Критические состояния, в которых для системы открываются несколько новых возможностей или решений, называются точками бифуркаций. Вблизи бифуркаций основную роль играют флуктуации и случайные элементы. В интервалах между бифуркациями доминируют детерминистические аспекты. Тот факт, что из многих возможных вариантов решений осуществляется один, придает системе историческую размерность.

Существенную роль в отборе механизма самоорганизации могут играть внешние поля, например, гравитационное и магнитное поля Земли. Неравновесность усиливается воздействием гравитации [12].

Экскурс в область неравновесной термодинамики был сделан по двум причинам. С одной стороны, тектонисты редко обращаются к этим интересным теоретическим разработкам. С другой стороны многие эволюционные положения, получившие теперь статус законов или правил термодинамики уже давно обсуждаются в геологической науке.

Стандартная эволюционная модель неравновесной термодинамики применима для описания

геологических процессов. Эволюция океано- и континентообразования в общем виде была рассмотрена в предыдущих разделах. Ниже мы остановимся на значении переходных зон.

Зоны перехода океан–континент можно рассматривать в качестве диссипативных структур. Они являются открытыми системами, в которых геологические процессы находятся вдали от равновесия. Переходные зоны и соответствующие им латеральные ряды структур существуют благодаря взаимодействию и обмену, происходящему на границах континентальной и океанической неоднородностей. Наиболее ярко обмен проявляется в сочетании процессов образования континентальной коры в островных дугах и аккреционных структурах (конструктивные явления) и одновременном формировании океанической коры в краевых морях (деструктивные явления).

В этом плане зоны перехода являются крайне неустойчивыми структурами. Помимо латеральных неоднородностей (краевые моря, островные дуги) были обнаружены вертикальные контрасты. Отрицательные остаточные аномалии повышенный тепловой поток над окраинными морями свидетельствуют о разуплотнении подкорового вещества. В то же время по спутниковым данным на границе континент–океан выявлены региональные положительные аномалии, указывающие на избыточные массы, находящиеся глубже астеносферы и прослеживающиеся до глубины 1000 км [26].

Изучение латеральных рядов структур континент–океан на активных окраинах показывает, что в их истории выделяются этапы длительного эволюционного развития [17]. Для восточной окраины Северной Пацифики устанавливаются три крупных этапа развития: позднепалеозойско-раннемезозойский, среднемезозойский и позднемезозойско-раннекайнозойский. Для каждого временного интервала с помощью палеотектонического анализа и палинспастических реконструкций восстанавливаются геодинамические обстановки и латеральные ряды структур краевых морей, островных дуг и желобов в системе континент–океан. Их развитие было предопределено существованием тектонических неоднородностей, создавших свой структурный план и свой режим седиментации и вулканизма. В указанных временных интервалах система находилась в стационарном состоянии и многие аспекты ее развития детерминированы.

Этапы длительного эволюционного развития прерывались кратковременными периодами тектонических деформаций и структурных перестроек [17]. В эти периоды система находилась в состоянии далеко от равновесия (область бифуркации). Тот факт, что по простиранию конвергентных границ плит наблюдается смена деструктивных явлений конструктивными подтверждает роль случайности в поведении системы. К сожалению, наши знания недостаточны для определения параметров, влияющих в данном случае на выбор решения.

В периоды перестроек происходили процессы, которые в структурном и вещественном проявлении отличались от предшествовавшего этапа развития. На месте переходных зон возникали новообразованные структуры континентальных окраин или происходило разрушение последних. Важно подчеркнуть отсутствие следов какой-либо наследственности. Формирование аккреционной окраины уничтожило прежние структуры, а их вещественные комплексы оказались включенными в новые структурирующие процессы.

В итоге возникали новые тектонические неоднородности, определявшие смену тектонических режимов и положение новых конвергентных границ плит. В Тихоокеанском поясе в мезозойско-кайнозойское время выделяются следующие этапы быстрого роста континентальных окраин: среднеюрский, среднемеловой, на рубеже мела - палеогена, среднеэоценовый, среднемиоценовый. Данная закономерность позволила сделать вывод о дискретности аккреции [17].

Особо следует отметить, что подобно континентам, меняющим во времени свои очертания, океанические плиты также изменчивы и несут следы структурных перестроек. В мезозойско-кайнозойской истории Тихого океана устанавливаются три этапа возникновения и развития срединных систем: поздняя юра - ранний мел, конец раннего мела - поздний мел и поздний мел - эоцен. Становлению соответствующих этим временным интервалам систем магнитных аномалий предшествовали эпохи спокойного магнитного поля и внутриплитного вулканизма (110 - 100 и 85 - 73 млн. лет). Кроме того, выявлена синхронность перестроек океанических плит в Тихом океане с этапами аккреции и тектонических деформаций на азиатском континенте [17].

Эти эпохи реорганизации тихоокеанских плит синхронны структурным перестройкам в зонах перехода океан-континент и эпохам тектонических деформаций на континентах. Поразительная одновременность столь разнородных событий свидетельствует о том, что все они являются следствием глубинных процессов, происходящих в мантии и на границе ядра и мантии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В геологии нет еще общей глобальной теории развития Земли. В то же время в разных областях геологии, и в тектонике в частности, накоплены обширные знания, позволяющие надеяться, что мы находимся у порога создания такой теории. История геологической науки знает множество различных гипотез, дискуссий, целью которых было именно познание общих глобальных закономерностей. Многие направления и представления остались достоянием истории, а другие, освободившись от груза устаревших концептуальных оков стали "кирпичиками" общего геологического знания. Приведу простой пример с эмпирическим правилом геосинклиальной теории: платформы об-

растают складчатыми поясами. Эта закономерность лежит в основе аккреционной тектоники, но модели и объяснения этого процесса уже совсем иные, соответствующие нашему сегодняшнему пониманию развития геологических процессов.

Казалось бы, достаточно суммировать наши знания и взять лучшие разработки и идеи, прошедшие проверку временем. Однако простое объединение пусть лучших сторон разных концепций без создания новой теоретической базы эклектично и, как правило, обречено на неудачу. В этом плане заслуживает внимания появление нового направления в геотектонике - нелинейной геодинамики, в основе которой лежат представления о разномасштабности, нерегулярности, разноуровненности и разновременности геодинамической и тектономагматической активности тектоносферы [13, 14].

Сам термин нелинейная геодинамика нередко подвергается критике. Во-первых, динамика - это наука о силах и траекториях. Это мир регулярных, обратимых и детерминированных законов. Движение играет роль параметра, позволяющего описывать относительные изменения при заданных и независимых начальных условиях. Во-вторых, геологические процессы являются необратимыми и для их описания должны использоваться законы нелинейной неравновесной термодинамики. Познание эволюции через модели простых периодических систем (цикл Вильсона, Экксона и др.) - это лишь часть информации о поведении сложных необратимых систем. При таком подходе в лучшем случае мы сможем получить знание об устойчивых отрезках термодинамической ветви между точками бифуркаций, т.е. располагать информацией о системе, когда по любому мгновенному состоянию можно предсказывать ее будущее и восстанавливать прошлое, но только в рамках данного интервала времени, определяемого длиной устойчивой ветви. Создать же общую модель эволюции системы при таком методическом подходе невозможно. Поэтому может быть правильнее было бы говорить не о нелинейной геодинамике, а о геотермодинамике. Однако в данном случае терминологический вопрос является второстепенным, поскольку в нелинейной геодинамике речь идет именно о мире нерегулярных и необратимых процессов.

Автор данной статьи видит общую эволюцию Земли в признании диссимметрии. Причина возникновения диссимметрии своими корнями уходит в ранние этапы развития планеты. Концепция диссимметрического развития Земли ни в коей мере не исключает воздействия планетарных (космологических) факторов, но они играют второстепенную роль, оказывая лишь воздействие на диссимметрию, возможно даже существенно меняя формы ее проявления, но саму причину диссимметрии не уничтожают. Понятие диссимметрии позволяет с новых позиций подойти к объяснению имеющихся крупнейших геохимических, петрографических, тектонических и других неоднородностей и рассмотреть их во всей совокупности

проявлений. В тектонике диссимметрия решает вопрос о причинах тектонической неоднородности, заключающейся в существовании и эволюции двух типов структур: континентов и океанов.

Изучение процессов океано- и континентообразования – задача комплексная и требует совместных исследований тектонистов, литологов, геохимиков, петрологов, геофизиков. Теоретической базой для понимания эволюции геологических процессов могут служить законы неравновесной и нелинейной термодинамики. Решение этих вопросов и обсуждение выдвинутых положений выходит за рамки данной статьи и составляет задачу будущих исследований. В методологическом плане признание самостоятельности океано- и континентообразования может быть тем основополагающим принципом, который дает возможность выделить и синтезировать лучшие достижения геосинклиальной теории, тектоники плит, коллажа террейнов, тектонической расчлененности, учения о тектонических неоднородностях в виде новой теории диссимметрии Земли.

Автор выражает свою признательность Ю.М. Пушаровскому и Е.Е. Милановскому за полезные критические замечания и советы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бабляниц А.* Молекулы, динамика и жизнь. М.: Мир, 1990. 375 с.
2. *Вернадский В.И.* Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 374 с.
3. *Добрецов Н.Л.* Об эволюции // Наука в СССР. 1990. № 3. С. 24 - 33.
4. *Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М.* Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. № 1. С. 3 - 24.
5. *Левин Л.Э., Хаин В.Е.* Типы литосферы континентов и океанов // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 1987. № 3. С. 3 - 17.
6. *Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга и субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
7. *Лутц Б.Г.* Эволюция эндогенных режимов в магматической истории Земли // Строение и эволюция тектоносферы. М.: Наука, 1987. С. 10 - 45.
8. *Марков М.С., Федоровский В.С.* К проблеме геодинамики ранней Земли: аспекты сравнительной планетологии и геологии раннего докембрия // Геотектоника. 1986. № 6. С. 21 - 39.
9. *Меланхолина Е.Н.* Тектоника Северо-Западной Пацифики. М.: Наука, 1988. 216 с.
10. *Некрасов Г.Е., Ляпунов С.М.* Меланократовый фундамент хребта Пекульней (Чукотка) и направ-

- ленность эволюции литосферы палеоокеанических зон Северо-Западного обрамления Тихого океана // Докл. АН СССР. Т. 297. № 1. С. 162 - 166.
11. *Пейве А.В.* Геология раздела Мохоровичича // Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 7 - 13.
 12. *Пригожин И., Стенгерс И.* Порядок из хаоса. М.: Прогресс, 1986. 356 с.
 13. *Пушаровский Ю.М.* Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации // Геотектоника. 1982. № 5. С. 3 - 16.
 14. *Пушаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е.* Неоднородности и конвекция в тектоносфере // Геотектоника. 1990. № 5. С. 3 - 8.
 15. *Пушаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Соколов С.Д.* Тектоническая расчлененность коры современных океанов и их палеоаналогов // Геодинамика и развитие тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 3 - 18.
 16. *Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В.* Спрединг в развитии океанических структур // Докл. АН СССР. Т. 280. № 1. С. 182 - 185.
 17. *Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корьякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1993. 181 с.
 18. *Суханов М.К., Богатиков О.А.* Анортозитовая тенденция базитового магматизма континентов и океанов // Океанский магматизм. М.: Наука, 1986. С. 26 - 39.
 19. *Тейлор С.Р., МакЛеннан С.Х.* Континентальная кора: состав и эволюция. М.: Мир, 1987. 312 с.
 20. Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
 21. *Фишер Д.* Рождение Земли. М.: Мир, 1990. 260 с.
 22. *Хаин В.Е.* Эволюция процессов гранитообразования в истории Земли // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 5. С. 1205 - 1207.
 23. *Hawkesworth C.J., Eilam R.M., McDezmont F., Rogers N.W.* Stabilisation and evolution of the continental lithosphere // Conf. Orig. Earth. California. 1988. P. 28 - 29.
 24. *Jordan Th.* Composition and development of the continental tectosphere // Nature. 1978. V. 274. № 5671. P. 544 - 548.
 25. *Kerr R.F.* The continental plates are getting thicker // Science. 1986. V. 232. № 4753. P. 933 - 934.
 26. *Lay T.* Structure of the Earth: mantle and core // Rev. Geophys. 1987. V. 25. № 6. P. 1161 - 1167.
 27. *Morelli A., Dziewonski A.M.* Topography of the core-mantle boundary and lateral homogeneity of liquid core // Nature. 1987. V. 325. № 6106. P. 678 - 683.
 28. *Silver P.G., Chan W.W.* Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation // Jour. Geophys. Res. 1991. V. 96. № 10. P. 16429 - 16454.

Рецензент: Е.Е. Милановский

Principle of Dissymmetry in Geotectonics

S. D. Sokolov

Oceans and continents are major structural elements of the Earth. The dissymmetry principle can lead to a conclusion crucial for geotectonics, viz., that of independence of ocean- and continentforming processes. Both proceed independently and evolve with time. Zones of transition of active continental margins are viewed as interface regions where substance and energy exchange between the oceanic and continental heterogeneities. The paper discusses issues of anisotropy of the geological space and irreversibility of tectonic processes. Thus, evolution of geologic systems is to be described with laws and concepts of non-equilibrium thermodynamics.

УДК 551.242.3(7+4)

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ОКЕАНОВ ЯПЕТУС И ПРОТОТЕТИС: СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

© 1993 г. С. Г. Рудаков

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

Поступила в редакцию 12.10.92 г.

В Средиземноморском и Северо-Атлантическом подвижных поясах на байкальском этапе эволюции раскрылись океанские бассейны Прототетиса и Япетуса, представляющие смежные элементы обрамления Восточно-Европейского материка. В развитии Прототетиса и Япетуса удается проследить взаимосвязи между главнейшими тектоническими событиями, хотя последние часто были асинхронными. Типичным является запаздывание событий в эволюции Япетуса относительно перемен в Прототетисе. Намечается обусловленность эволюции обоих поясов общими динамическими причинами.

ВВЕДЕНИЕ

Распад суперконтинента Пангеи-I в конце позднего протерозоя привел к обособлению сначала Лавразийской плиты, а затем и самостоятельного Восточно-Европейского материка. С запада и юга он был отделен от Северо-Американского (Лаврентийского) и Северо-Гондванского (Западно-Африканского) континентов бассейнами Япетуса и Прототетиса, первые признаки зарождения которых фиксируются в позднем рифее (1000 млн. лет назад). Самый ранний этап эволюции подвижных поясов освещен в литературе скупо, и в наибольшей мере это касается связей между событиями в различных океанских бассейнах. Между тем, такие связи несомненно существовали, особенно у океанов, одновременно обрамлявших один и тот же материк. В позднем протерозое - самом начале палеозоя такую роль относительно добайкальского Восточно-Европейского материка играли Прототетис и Япетус, которые в силу относительно большого количества информации представляют, по-видимому, подходящий объект для сравнительной характеристики их эволюции и выявления связей между ними. В центре внимания находятся взаимосвязи важнейших событий в европейском Прототетисе и Япетусе, представлявших океанические бассейны, раскрывшиеся в конце протерозоя на месте Средиземноморского и Северо-Атлантического поясов. В качестве временных срезов для корреляции событий в обоих случаях использованы главные тектонические рубежи их эволюции и интервалы между ними.

ПОЗДНИЙ РИФЕЙ

Это время предоставляет некоторые возможности для выполнения намеченного анализа (рис. 1А). Сопоставление европейского Прототетиса и се-

верного Япетуса (рис. 2), прежде всего, позволяет выявить принципиальное сходство наиболее ранних событий в их эволюции, отражавших стадию рифтинга, предшествовавшую раскрытию полноценных океанических бассейнов. Главными признаками процессов растяжения и деструкции добайкальской континентальной коры служат характерные проявления основного магматизма (около 1000 млн. лет назад), установленные по перифериям обоих поясов и в их пределах (таблица).

Петрологическое сходство близких по возрасту пород отражает гомологичность процессов, являвшихся следствием единой причины - изменения тектонического режима, вызванного переходом коры от состояния сжатия к растяжению. Новая тенденция развития обусловила деструкцию субстрата суперконтинента Пангеи и привела к раскрытию Прототетиса, разделившего Северо-Гондванский и Лавразийский материка. Элементом последнего являлась Фенноскандия, палеомагнитные данные для которой указывают на начавшееся около 1050 млн. лет назад смещение материка примерно с 30° ю.ш. в южном направлении [23]. Рифтинг довольно быстро сменился спредингом и в раскрывшемся океане Прототетиса фрагменты добайкальской континентальной коры превратились в отдельные острова, продуктами разрушения которых, в том числе, являются древнейшие цирконы, многократно обнаруженные и датированные в кадомских комплексах Центральной и Западной Европы.

В Северо-Атлантическом регионе подготовка к раскрытию океанского бассейна оказалась более длительной. Во-первых, здесь прослеживаются признаки глубокой тектонической переработки, начавшейся уже в раннем - среднем рифее [16]. Во-вторых, датировки в интервале 1000 - 800 млн. лет, отражающие свекоконорвежские

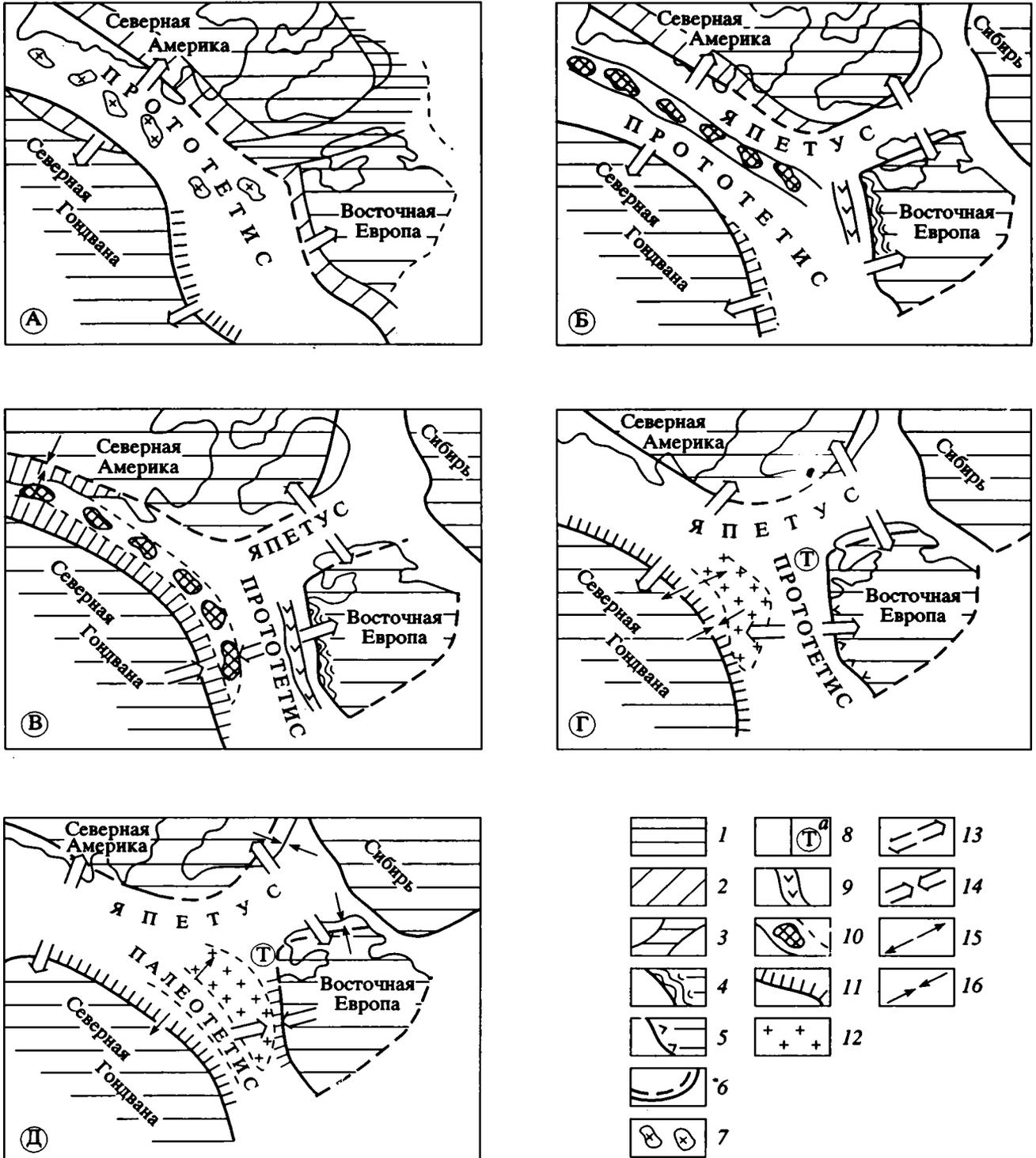


Рис. 1. Схематические палеотектонические реконструкции западного обрамления Восточно-Европейского материка в позднем рифее - начале палеозоя (на базе глобальных палеотектонических реконструкций [14]). А - поздний рифей (850 млн. лет назад), Б - венд, В - кадомский тектогенез, Г - кембрий, Д - салаирский тектогенез.

1 - континентальные плиты; 2 - пассивные окраины; 3 - континентальные рифты; 4, 5 - Балтийско-Приднестровская система перикратонных опусканий: 4 - раскрывшаяся, 5 - замкнувшаяся и распавшаяся; 6 - границы континентальных плит: установленные и предполагаемые; 7 - некоторые микроконтинентальные блоки; 8 - океанские бассейны; 8а - море Торнквиста; 9 - вулканические островные дуги на различном основании; 10 - Авалонская островная дуга; 11 - аккреционные комплексы; 12 - Армориканский микроконтинент; 13 - 16 - ориентировки геодинамических напряжений: 13 - региональное растяжение, 14 - региональное сжатие, 15 - локальное растяжение, 16 - локальное сжатие.

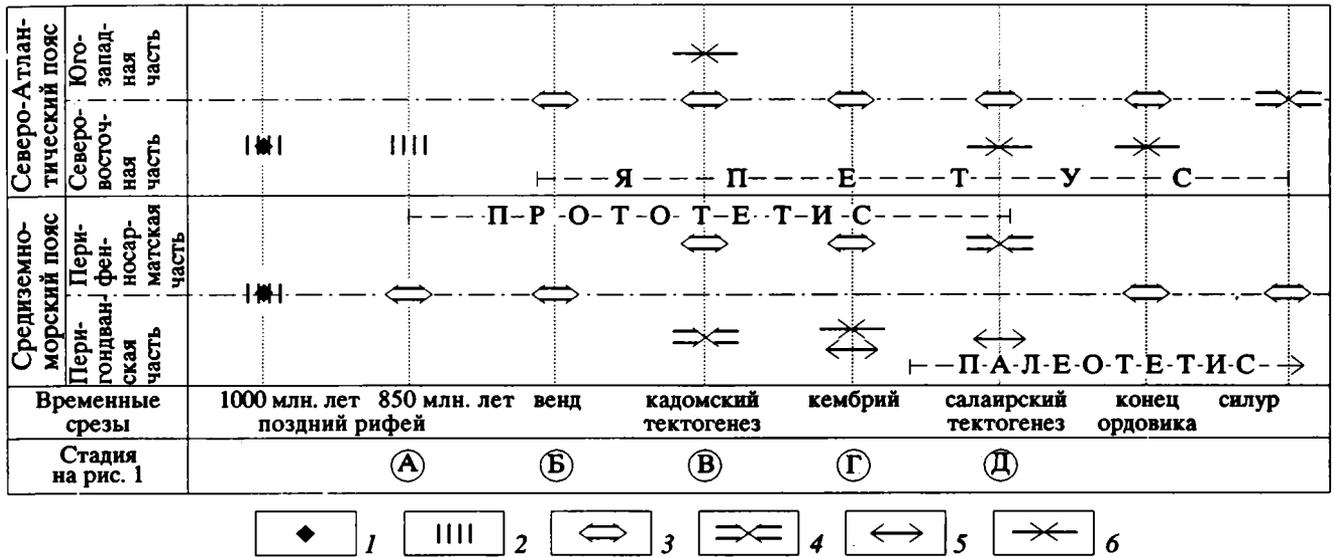


Рис. 2. Соотношения господствующих тектонических напряжений в Средиземноморском и Северо-Атлантическом подвижных поясах в обрамлении Восточно-Европейского материка в конце позднего протерозоя - начале палеозоя. 1 – проявления магматизма, маркирующие начало образования подвижных поясов; 2 – континентальная деструкция и рифтогенез; 3 – 6 – ориентировки геодинамических напряжений: 3 – региональное растяжение, 4 – региональное сжатие, 5 – локальное растяжение, 6 – локальное сжатие.

тектонические события в Скандинавии и гренвилльский тектогенез в Канаде [23], характеризуют раскрытие системы континентальных рифтов Прото-Япетуса, послужившего предшественником океанического бассейна. Палеомагнитные данные, в свою очередь, позволяют считать Гренвилльский район Канадского щита и Свеконорвежскую провинцию фрагментами первично единой структуры [23]. В качестве примеров рифтогенных отложений Прото-Япетуса можно назвать пелиты группы Багко в Норвегии

(около 825млн. лет) [14] и формацию Торридон в Шотландии (810 ± 17 млн. лет).

Существенно, что в Прототетисе 850 - 800 млн. лет назад началась океаническая седиментация [9, 10]. Таким образом, стартовавшие практически одновременно и, вероятно, связанные между собой процессы деструкции развивались в Средиземноморье заметно быстрее, и океан раскрылся здесь уже в конце позднего рифея, тогда как в Северной Атлантике еще продолжался континентальный рифтогенез.

Датировки наиболее ранних базитов Прототетиса и Япетуса

Местонахождение	Породы	Абсолютный возраст			Палеотектоническая принадлежность
		млн. лет	метод	ссылка	
Вольно-Подолля	габбро-долериты	1060 ± 41 1041 ± 28	K-Ar K-Ar	[6]	Восточно-Европейский берег Прототетиса
Пеннинские Альпы	ортоамфиболиты беризальского комплекса	1020	Sm-Nd	[27]	бассейн Прототетиса
Северные Динариды	ортоамфиболиты	1010	Rb-Sr	[5]	
Аравийско-Нубийская область	фрагменты офиолитовой ассоциации	1000		[12]	
Восточная Гренландия	рои даек основного состава	988		[14]	Северо-Американское побережье Япетуса
Южная Швеция (зона Протогине)		980 - 900	Rb-Sr	[23]	Восточно-Европейское побережье Япетуса
Сев. Финляндия (зона Лааняла)		1000	Rb-Sr		

ВЕНДСКИЙ ПЕРИОД

В венде (рис. 1Б) в Северо-Атлантическом сегменте раскрылся океан Япетус, который расчленил единую Лавразийскую плиту, ограничивавшую в позднем рифее Прототетис, и окончательно обособил Восточно-Европейский материк, т.к. отделение Сибирского континента Урало-Охотским поясом, вероятно, произошло еще в рифее [16]. Раскрытие Япетуса состоялось не позднее, чем 700 - 640 млн. лет [14]. Эта датировка получена для наиболее раннего в его акватории островодужного комплекса Уэльса-Малверния. Переориентировка напряжений при раскрытии нового океана, вероятно, способствовала соединению отдельных микроконтинентальных блоков, оказавшихся в зоне его сочленения с Прототетисом, в протяженную островную дугу, названную Авалонской [25]. Вероятное положение к югу от зоны спрединга обеспечило быстрое перемещение дуги в сторону Восточно-Европейского и Северо-Гондванского материков. Палеомагнитные данные позволяют оценить приблизительное положение некоторых из названных элементов [21, 23, 28]. Принадлежавшие к Северо-Американскому обрамлению Япетуса юг Гренландии (к нему был близок Шотландский, или Грампианский, бассейн), западный Нью-Фаундленд и Лабрадор находились в венде вблизи экватора или немного южнее его. Элементы же Авалонской дуги, в частности, Новая Шотландия, восточный Нью-Фаундленд, английский Мидленд и Уэльс располагались, вероятно, около 60° ю.ш. Таким образом, ширина северо-западной части Япетуса, ограниченной Авалонской дугой, достигала примерно 3000 км.

Особого внимания заслуживает так называемое "море Торнквиста", выделенное Л. Коксом и Р. Форти в качестве крупного залива Япетуса на основе существенных различий в фауне (преимущественно трилобитов) кембрия или, по крайней мере, раннего ордовика [18]. Согласно этим авторам, море Торнквиста *разделило в кембрии Балтийский (Восточно-Европейский) материк, с одной стороны, и Северную Гондвану с ее микроконтинентальными фрагментами в Центральной и Западной Европе – с другой.* На наш взгляд, правильнее считать, что палеонтологически обоснованное кембрийское море *раскрылось вместе с Япетусом, образовав широкий пролив, связавший новый океан с бассейном Прототетиса.* Во всяком случае, аргументы, позволяющие выделить море Торнквиста в кембрии, не могут исключить его раскрытия в венде, а сохранение реликтов байкальского океана в юго-западном обрамлении Восточно-Европейского материка [9, 10] при отсутствии там кадомских "потрясений" делает такое допущение вероятным. Раскрытие же моря Торнквиста лишь в кембрии предполагает сочлененность разобращенных им элементов, по крайней мере, после кадомского тектогенеза. Однако про-

явлений последнего на северо-западе Восточно-Европейского материка и в прилежащих элементах подвижных поясов практически неизвестно.

Другим следствием господства растяжений коры в венде явилось дальнейшее расширение Прототетиса с постепенным взаимным отодвиганием Северной Гондваны и Восточной Европы. На современном западном и юго-западном краю последней с тем же процессом, вероятно, было связано образование в венде Балтийско-Приднестровской системы перикратонных олусканий [4], в пределах которой интенсивным и разнообразным вулканизмом в волыньское и валдайское времена венда отличалась Предгалицийская краевая система [8]. Этот перикратонный вулканизм, по-видимому, был сопряжен с островодужными вулканическими проявлениями в Перифенносарматской части Средиземноморского пояса [10], где установлены реликты как энсиалических, так и энсиматических дуг. Вероятно, именно в это время определилась тектонически активная природа юго-западной окраины Восточно-Европейского материка [9].

КАДОМСКИЙ ТЕКТОГЕНЕЗ

На рубеже венда и кембрия произошел первый крупный перелом в тектонической эволюции Средиземноморского пояса (рис. 1В), не затронувший, правда, его перифенносарматской части [10] и недавно раскрывшегося Япетуса (рис. 2). Главным итогом кадомского, или панафриканского, тектогенеза, распознающегося в пределах Центральной и Западной Европы и на севере Гондваны, стало замыкание большей по размерам юго-западной части Прототетиса с причленением ее к Северной Гондване и последующим превращением в молодой ороген. Отмеченная ранее [9, 20] повсеместность кадомского тектогенеза в северо-гондванских элементах и отсутствие его в восточноевропейском обрамлении Средиземноморского пояса указывают на существование в пределах этого отрезка Прототетиса крупного континентального элемента. С ним произошла коллизия Северной Гондваны, которая "погасила" кадомский импульс, обеспечив сохранение реликтового Перифенносарматского бассейна. Роль буфера, видимо, сыграла Авалонская островная дуга, коллизия которой с Северной Гондваной в районе Анти-Атласа произошла около 640 - 630 млн. лет назад [14]. Тот же тектогенез фиксируется датировкой в 667 ± 20 млн. лет, полученной в Центральной Англии для сланцев Раштон, несогласно перекрытых кембрийскими кварцитами. Этот район также вошел в эпикадомское обрамление Северной Гондваны [15]. Самыми восточными элементами Авалонской дуги, вероятно, являлись Молданубикум Богемского массива и Вистуликум, обладающие добайкальским основанием и обнаруживающие следы кадомского тектогенеза. Смещению островной

дуги в сторону Гондваны и Восточной Европы несомненно способствовало нараставшее расширение Япетуса.

Позднее (600 - 500 млн. лет назад) проявилась [14] меньшая по масштабам монийская орогения, произошедшая вследствие коллизии Авалонской дуги с Северо-Американской плитой. Таким образом, движение дуги привело к кратковременному замыканию юго-западного Япетуса, а отсутствие каких-либо кадомских "потрясений" в бассейнах северного Япетуса должно быть поставлено в прямую связь со значительной их удаленностью и от Северной Гондваны, и от Авалонской островной дуги.

Кадомский перелом¹ в истории Перигондванской части Прототетиса и пауза в расширении юго-западного Япетуса контрастировали с продолжавшимися расширяться Перифенносарматским бассейном и сопряженным с ним северо-восточным Япетусом.

ЭПИКАДОМСКОЕ РАЗВИТИЕ

В это время (рис. 1Г) сжатие коры быстро сменилось новым значительным импульсом растяжения, что особенно заметно в эволюции Перигондванской части Прототетиса. По ряду косвенных признаков начало спрединга в Япетусе оценивается рубежом венда и кембрия [16]. При этом обращенная к Япетусу окраина Восточно-Европейского материка оставалась еще тектонически пассивной, тогда как сочленение с реликтовым бассейном Прототетиса уже представляло активную окраину западно-тихоокеанского типа [9, 10]. Связующим звеном между Япетусом и Прототетисом служило море Торнквиста, особенности развития которого отразились в строении ряда террейнов каледонид Польши и близлежащих стран [24].

В области сочленения Северо-Атлантического и Средиземноморского подвижных поясов возобновление растяжений, вероятно, уже в раннем кембрии [14] привело к отделению от Северной Гондваны Армориканского микроконтинента, вобравшего в себя часть ее эпикадомского обрамления, в том числе, и многие элементы Авалонской островной дуги. Постепенное отодвигание Армориканского массива от Северной Гондваны положило начало формированию бассейнов, составивших позднее систему Палеотетиса. Примерами реликтов самых ранних его элементов могут служить верхние покровы Восточных Альп, где

¹ Во многих публикациях обращает внимание чрезмерно расширенное употребление термина "кадомский". В частности, Ф. Паточка [22] отметил, что на Богемском массиве кадомскими считаются события в интервале от 700 до 550 млн. лет. Более того, кадомскими названы небольшие послескладчатые интрузии гранитоидов с возрастом до 510 млн. лет. В таком понимании термин "кадомский" относится к целому этапу тектонической эволюции.

вероятность перигондванской природы палеозойских комплексов была отмечена К. Шмидтом и Ф. Солльнером [26]. Кроме того, северогондванскими, согласно Ф. Пари и М. Робарде [21], являются также некоторые единицы Карнийских Альп. Такое же происхождение имели нижнепалеозойские комплексы большей части европейских варисцид, для которых Ф. Паточка [22] определил начало тектонического растяжения уже в кембрии, а Я. Нойгебауэр [20] подчеркнул повсеместную кадомскую переработку докембрия. Недолговечность приращения этой группы авалонских элементов к Северной Гондване и повторное их отделение косвенно подтверждаются также почти полным отсутствием в их разрезах байкальских молассовых комплексов, столь характерных для эпикадомского развития Северной Гондваны.

С другой стороны, наличие молассовых отложений венда и кембрия в чехле Богемского массива и погребенной Вислянкой глыбы (Вистуликума) в сочетании с кадомскими датировками, позволяющими фиксировать их принадлежность в это время к северной периферии Гондваны. Такая же принадлежность Богемского массива подтверждается и палеомагнитными данными [19], отражающими когерентность его и Северной Гондваны перемещений в венде и кембрии. Отчленение же Вистуликума и Богемского массива от Гондванского континента было сопряжено с дальнейшим расширением Палеотетиса, в пределах которого эти элементы испытали варисский тектогенез, фиксируемый радиометрически.

В пределах Средиземноморского пояса в кембрии сохранился реликтовый байкальский бассейн [10], обрамлявший Восточно-Европейский материк. Поэтому автор не может согласиться с мнением Ф. Пари и М. Робарде [21] о новообразовании этого океана². Раскрытие же системы Палеотетиса началось здесь [1] в среднем - позднем ордовике. Тот же вывод следует из анализа кембрийских и ордовикских разрезов запада и юго-запада Восточно-Европейского кратона [2, 11], где непрерывная седиментация началась лишь во второй половине ордовика. Таким образом, на каком-то отрезке эпикадомской эволюции в Средиземноморском поясе выявляется сосуществование реликтового байкальского и новообразованного палеозойского океанов, барьером между которыми служил Армориканский микроконтинент. Этот факт хорошо подтверждается современным строением польско-чехословацкого участка пояса, где в альпийском и варисском сооружениях тесно соседствуют и перекрывают друг друга структурные элементы, первично принадлежавшие к

² Неудачным выглядит и употребление [21] термина "Рейский океан", предложенного [18] для гораздо более позднего (конец ордовика - начало силура) бассейна, отделившего Балтийскую, т.е. Восточно-Европейскую, область от остальной Европы.

обоим океанам и контрастировавшие по тектоническому режиму в кембрии. Растяжение коры, свойственное перигондванской части пояса и отмеченное В.Е. Хаиным [13] для Западно-Средиземноморской области, включавшей Альпы, затронуло также Малые Карпаты и западнокарпатские Гемериды, вызвав здесь раскрытие примитивного океана. В Краковской же зоне западнокарпатских Вепорид [3], изначально более близкой к Восточно-Европейскому материку, в то же время началось замыкание байкальского океана. В соседних Центрально-Европейских варисцидах также соседствуют единицы Западных Судет с позднекембрийско-ордовикским временем замыкания [10] и более западные элементы, в том числе, в пределах той же Саксо-Тюрингской зоны, где кембрийско-силурийское развитие характеризовалось растяжением коры [22]. Повсеместно более высокое положение в структуре и альпид, и варисцид реликтовых зон с кембрийским временем начала растяжения коры при северо-восточной вергентности покровов еще раз подтверждает опережающее раскрытие Палеотетиса в первично более южных, перигондванских зонах подвижного пояса. Существование новообразованного океана и реликтового Прототетиса коррелируется со сделанным предположением [15] о заметно более раннем замыкании перигондванских элементов Прототетиса относительно перифенносарматских.

В кембрии Япетус и Перифенносарматская часть Прототетиса характеризовались преобладанием прежних тенденций эволюции, но приближавшееся замыкание последнего бассейна вызвало на Восточно-Европейском материку более раннее окончание развития целостной Балтийско-Приднестровской системы перикратонных опусканий [4], тесно сопряженной с соседним подвижным поясом и непрерывно существовавшей с середины венда до балтийского века. В послебалтийское время эта система распалась на ряд поднятий и частных впадин с кратковременными периодами мелководной, преимущественно терригенной седиментации. Опережающее относительно подвижного пояса замыкание этой системы выглядит естественным для платформенной структуры, обладавшей меньшей подвижностью.

САЛАИРСКИЙ ТЕКТОГЕНЕЗ

Во второй половине кембрия - начале ордовика в эволюции Средиземноморского пояса различается рубеж того же порядка, что и кадомский (рис. 1Д). Однако в некоторых из опубликованных схем событиям этого времени уделено недостаточное внимание, а поскольку они проявились и в развитии Япетуса, необходимо рассмотреть их довольно подробно.

В Прототетисе салаирской оказалась коллизия Армориканского микроконтинента с Восточ-

но-Европейским материком, вызвавшая замыкание реликтового Перифенносарматского бассейна и завершение байкальского этапа в развитии пояса. Во-первых, перемещение плит, начавшееся в это время, подтверждается палеомагнитными данными [19, 23, 28]. Во-вторых, сближение Арморики и Восточно-Европейского материка с редукцией обширной акватории между ними, вероятно, стало причиной значительного уменьшения фаунистических различий, послуживших аргументами при выделении моря Торнквиста [18]. В частности, было указано [21, 28] сходство фауны (преимущественно трилобитов) среднего - позднего кембрия и раннего ордовика в ряде авалонских (теперь уже вошедших в Армориканский микроконтинент) и восточно-европейских элементов. В-третьих, самостоятельность Средиземноморской фаунистической провинции конца кембрия - начала ордовика, отмеченная Т. Торсвиком и др. [28] к северу от Северной Гондваны, определенно характеризует начало раскрытия Палеотетиса. Вероятно также, что движение плит, приведшее на салаирском рубеже к замыканию реликтового Перифенносарматского байкальского бассейна, спонтанно способствовало дальнейшему расширению Палеотетиса, только начинавшего развитие.

Наконец, трудно согласиться с заключением [21] об изначальной принадлежности Авалонского элемента к "Балтийскому" (Восточно-Европейскому) материку, так как аргументы в пользу такого решения относятся лишь ко второй половине кембрия и к ордовику и не могут опровергнуть доводов Н. Раста и Дж. Скехана [25] о более ранней самостоятельности Авалонской микроконтинентальной дуги. В элементах Армориканского микроконтинента салаирский тектогенез привел к становлению послескладчатых щелочных гранитоидов, а также вызвал омоложение абсолютного возраста более древних комплексов.

Заключение о салаирском замыкании реликтового бассейна в европейском Прототетисе, к сожалению, находится в противоречии с интерпретациями палеомагнитных данных [28], показывающими заметные различия палеоширот в конце кембрия - начале ордовика для Северной Гондваны и Авалонского блока, с одной стороны, и "Балтики", с другой. Первые из названных элементов находились предположительно около южного полюса, а окраина Восточно-Европейского материка располагалась вблизи 60° ю.ш. Этот вопрос нуждается в дальнейшем изучении.

Грампанские (салаирские) события отмечены В. Пожарыским [24] и в ряде элементов Япетуса, находящихся ныне в каледонском сооружении Польши, в северной Германии и на юге Дании. Характерно, что эти движения были присущи террейнам Южной Ютландии, Лысогурскому и Малопольскому, составлявшим непосредственное обрамление Восточно-Европейской

платформы. Кроме того, террейны Южной Ютландии и Поморья, тяготеющие к Северо-Атлантическому подвижному поясу, обнаруживают следы каледонского тектогенеза, вызвавшего замыкание Япетуса. Что касается отдельных кадомских датировок (660 - 600 млн. лет) в основании Малопольского массива, то они получены по породам Вислянской глыбы, имеющей перигондванское происхождение [10].

В продолжавшем прогрессировать Япетусе с концом кембрия - началом ордовика было сопряжено замыкание некоторых периферических бассейнов, тяготеющих к Северо-Американскому и Восточно-Европейскому материкам. К первым из них относится Шотландский (Грампинский) бассейн. На восточно-европейской окраине пояса тектогенез, отмеченный в скандинавских каледонидах, получил название финнмаркского. В тектонотипе, находящемся на севере Норвегии [17], во-первых, сохранилось первичное несогласие между докембрийскими карельскими гнейсами Балтийского щита и эокембрийско(вендско)-нижнекембрийской группой Дивидал, сложенной тонко переслаивающимися кварцитами и сланцами. Эти комплексы развиты в автохтоне под самым нижним из покровов каледонид. Во-вторых, на острове Сёрёя, находящемся примерно в 60 км к северо-западу от Финнмаркского побережья, в каледонском покровно-складчатом сооружении участвует зеленосланцевый комплекс Калак (Колвик), в мраморах которого выявлены остатки археоциат. Комплекс считается эокембрийско-среднекембрийским, с возрастом метаморфизма в 530 ± 35 млн. лет. [24], очень близким к грампинскому и салаирскому тектогенезам. Юго-восточная вергентность покрова позволяет считать комплекс Калак продуктом наиболее ранней эволюции Япетуса. В общих чертах салаирский тектогенез в бассейнах Северо-Атлантического пояса может быть связан со следующим обстоятельством. Глобальная палеотектоническая реконструкция для позднего кембрия [16] показывает непосредственное соседство с Северной Америкой и с севером Восточной Европы Сибирского материка, в пределах которого находится тектонотип салаирских событий. Сравнение же с аналогичной реконструкцией для венда [14] обнаруживает заметное приближение Сибири к Восточно-Европейскому и Северо-Американскому материкам, что делает вероятным частичное "задавливание" бассейнов северного Япетуса и может служить причиной финнмаркской и грампинской орогений. На "Международной тектонической карте ..." [7] грампиниды квалифицируются как единственные в Европе представители самой ранней генерации каледонид.

Цели данного исследования требуют краткой характеристики *некоторых из эписалаирских эпизодов* в развитии Япетуса, когда эволюция Прототетиса завершалась или даже завершилась.

С конца раннего ордовика на юго-восточной периферии Япетуса, к которой принадлежали Скандинавия и юг Британии, проявились процессы островодужного вулканизма. От Ирландии и Уэльса до Скандинавии самые ранние островодужные комплексы мощностью до 2 - 4 км сложены базальтами, андезитами и риодацитами [16]. В центральной части Скандинавии известны также продукты энсалических островных дуг, наличие которых предполагает существование зон субдукции, наклоненных под окраину Восточно-Европейского материка. Островодужный вулканизм продолжался в Британо-Скандинавской части Северо-Атлантического пояса и в среднем ордовике. Симптоматично, что разнообразный по составу островодужный вулканизм [9, 10], ознаменовавший смену пассивности режима восточно-европейской окраины Япетуса тектонической активностью, проявился здесь во время и после замыкания реликтового Периферносарматского бассейна в Прототетисе. В этой сопряженности перемен очевидно отражается преэминентность эволюции океанов, обрамлявших Восточно-Европейский материк.

Непосредственная близость к Восточно-Европейскому матерiku и тесная связь с Периферносарматским бассейном Прототетиса привели к тому, что море Торнквиста, ставшее после салаирского тектогенеза крупным периферическим бассейном Япетуса, замкнулось гораздо раньше, нежели весь океан - в конце ордовика. Такое движение плит стало причиной замыкания и северного сегмента Япетуса, включавшего Восточную Гренландию и Шпицберген. Это событие конца ордовика - начала силура сопровождалось складчато-надвиговыми деформациями, метаморфизмом и гранитизацией в скандинавской части Северо-Атлантического пояса [16]. Близость во времени замыкания моря Торнквиста и северного Япетуса, с одной стороны, и раскрытия бассейнов Палеотетиса в непосредственном обрамлении Восточно-Европейского материка, с другой, позволяет предполагать геодинамическую сопряженность этих событий

Практически в то же время (конец ордовика - начало силура) в Центральной Европе произошло раскрытие Рейского (Среднеевропейского) океана, разделившего северо- и южно-европейские элементы. Этот океан явился связующим звеном между Япетусом и Палеотетисом, разрастание которого могло послужить одной из главных причин самого раскрытия Рейского океана. Таким образом, в ордовике и силуре, как и в кембрии, в обрамлении Восточно-Европейского материка соседствовали тесно связанные океаны с разным временем раскрытия.

В конце силура замыкание Япетуса продолжилось в бассейне, находившемся к западу от Скандинавии, а в Британском сегменте, более удаленном от края Восточно-Европейского материка,

океан сохранился дольше – до раннего девона [16]. Коллизия в системе Япетуса отразилась в Палеотетисе вполне закономерным расположением районов, испытавших каледонское воздействие. В обрамлении Восточно-Европейского материка оно заметно лишь на юге Северного моря, на севере и северо-востоке Польши [16, 24], т.е. вблизи сочленения Палеотетиса с Япетусом. Кроме того, каледонские движения проявились во многих местах Средиземноморского пояса, находящихся ныне в структуре варисцид и альпид Центральной и Западной Европы, первично располагавшихся на значительном удалении от края Восточно-Европейского материка. Напротив, для бассейнов, непосредственно обрамлявших этот материк с юго-запада и с юга, типично отсутствие следов каледонского воздействия, и палеозойское развитие представляло там единый каледонско-варисский тектонический этап. Следует также заметить, что как и на салаирском рубеже, замыкание одного океана, в данном случае Япетуса, косвенно могло благоприятствовать дальнейшему расширению другого – Палеотетиса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Многосторонние связи между Прототетисом и Япетусом, обрамлявшими в конце позднего протерозоя - начале палеозоя запад и юго-запад Восточно-Европейского материка, определялись общностью причин главнейших событий и проявились во влиянии перемен в одном из них на развитие другого. Кроме того, некоторые события, например, эволюция Авалонской островной дуги, принадлежат истории и Япетуса, при раскрытии которого эта дуга сформировалась, и Прототетиса, в кадомском замыкании значительной части которого она сыграла решающую роль. Салаирское замыкание Перифенносарматской части Прототетиса оказалось близким по времени к образованию наиболее ранних из каледонид Европы – грампаниид, возникших на севере Япетуса.

Для эволюции Прототетиса и Япетуса было характерно сочетание сопряженности и асинхронности главных тектонических событий, и к основным его проявлениям относятся:

1 – заметное отставание в развитии Япетуса от Перифенносарматского бассейна Прототетиса, выразившееся в более поздних процессах раскрытия океана, тектонической активизации его окраины, обращенной к Восточно-Европейскому материка, и замыкания бассейна в целом. Следует напомнить, что Перифенносарматская часть Средиземноморского пояса, в свою очередь, несколько запоздала с замыканием байкальского океана и с раскрытием палеозойского бассейна по сравнению с Перигондванской частью того же пояса;

2 – существенно разная продолжительность эволюции океана Япетус и его элемента – моря Торнквиста. Если большая часть первого в ордо-

вике продолжала расширяться и прогрессировать в развитии, то море Торнквиста уже с начала ордовика испытывало обратные тенденции в эволюции, а в конце ордовика замкнулось;

3 – влияние на эволюцию моря Торнквиста его непосредственной близости к Восточно-Европейскому материка и сопряженности с Перифенносарматским бассейном Прототетиса. Салаирский тектогенез, завершивший развитие последнего, по всей видимости, стимулировал быстро состоявшееся замыкание моря Торнквиста. В свою очередь, замыкание Япетуса на рубеже силура и девона или в раннем девоне отозвалось в Палеотетисе лишь на террейнах, принадлежавших к области сочленения двух подвижных поясов. Большая часть океана сохранила прежние тенденции эволюции;

4 – наличие в сопряженных бассейнах, обрамлявших Восточно-Европейский материк, почти непрерывного перехода от байкальского тектогенеза к каледонскому. Первый из них был представлен в Средиземноморском поясе кадомскими и салаирскими событиями. Грампанианский (финнмаркский) тектогенез в Северо-Атлантическом поясе, близкий по времени к салаирскому, положил начало серии тектоно-магматических событий, продолжавшихся до каледонского замыкания Япетуса. Некоторые из этих импульсов, например, сардский, отозвались и в эволюции Средиземноморского пояса.

Отметим, наконец, что в соседствовавших бассейнах сопряженными и обусловленными динамикой перемещения плит в разное время оказывались события одинаковой или противоположной направленности (рис. 2). При этом ни на одном из временных срезов не устанавливается регионального сжатия в обоих поясах.

Вполне определенно выявляется сопряженность в венде и первой половине кембрия реликтового бассейна Прототетиса и Япетуса, составлявших западное океаническое обрамление Восточно-Европейского материка, но некоторые принципиальные вопросы не имеют пока однозначных ответов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 211 с.
2. Геология запада Восточно-Европейской платформы / Под ред. Р.Г. Гарецкого. Минск: Наука и техника, 1987. 192 с.
3. Говорка Д. Доальпийские офиолиты и ассоциирующие с ними комплексы Западных Карпат // Рифейско-раннепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 106 - 119.
4. Зиновенко Г.В. Балтийско-Приднестровская зона перикратонных опусканий. Минск: Наука и техника, 1986. 212 с.

5. Илич М. Положение офиолитов в геотектоническом развитии Динарид // Acta Geol. Hungar. 1967. Т. XI. Ф. 2. P. 77 - 93.
6. Котык В.А., Марковский В.М., Маковская И.А. Верхнепротерозойские отложения западных областей Украины по данным глубокого бурения // Тектоника и стратиграфия. 1976. Вып. 11. С. 61 - 74.
7. Международная тектоническая карта Европы и смежных областей. М.: ГУТК, 1975.
8. Радзивилл А.Я., Радзивилл В.Я., Токовенко В.С. Тектоно-магматические структуры неогена. Киев: Наукова думка, 1986. 158 с.
9. Рудаков С.Г. О начальном этапе развития Средиземноморского пояса Европы // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 1. С. 32 - 43.
10. Рудаков С.Г. О двух крупнейших частях Европейского Прототетиса // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1991. № 2. С. 26 - 36.
11. Тектоника Украины. М.: Недра, 1988. Вып. 36. 254 с.
12. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.
13. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
14. Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
15. Хаин В.Е., Рудаков С.Г. О современном положении первичной северной границы Гондваны в Европе и Передней Азии // Геотектоника. 1991. № 4. С. 24 - 38.
16. Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Историческая геотектоника. Палеозой. М.: Недра, 1991. 380 с.
17. Anderson J.G.C. The structure of Western Europe. Oxford; Pergamon Press, 1978. 250 p.
18. Cocks L.R.M., Fortey R.A. Faunal evidence for oceanic separations in the Palaeozoic of Britain // Journ. geol. Soc. London. 1982. Vol. 139. Part 4. P. 465 - 478.
19. Hagstrum J.T., Van der Voo R., Auvray B., Bonhommet N. Eocambrian-Cambrian palaeomagnetism of the Armorican Massif, France // Geophys. Journ. Royal Astron. Soc. 1980. Vol. 61. № 3. P. 489 - 517.
20. Neugebauer J. The Iapetus model: a plate tectonic concept for the Variscan belt of Europe // Tectonophysics. 1989. Vol. 169. № 4. P. 229 - 256.
21. Paris F., Robardet M. Early Palaeozoic palaeobiogeography of the Variscan regions // Tectonophysics. 1990. Vol. 177. № 1/3. P. 193 - 213.
22. Patočka F. Evropske hercynidy v teorii deskove tektoniky // Rozpr. Československe Akad. Věd. R. matem. a přírodn. věd. 1989. R. 99. S. 4. 104 s.
23. Pesonen L.J., Torsvik T.H., Elming S.X., Byland G. Crustal evolution of Fennoscandia - palaeomagnetic constraints // Tectonophysics. 1989. Vol. 162. № 1. P. 27 - 49.
24. Pożaryski W. Kaledonidy Środkowej Europy - orogeen przesuwczym złożonym z terranów // Przegląd Geol. 1990. R. 38. № 1. P. 1 - 10.
25. Rast N., Skehan J.W. To evolution of the Avalonian plate // Tectonophysics. 1983. Vol. 100. № 1 - 3. P. 257 - 296.
26. Schmidt K., Söllner F. Proposals for the "Caledonian event" in Central and Southern Europe with special reference to the Eastern Alps // IGCP. Project № 5. Newsletter. 1982. № 4. P. 82 - 93.
27. Stille P., Tatsumoto M. Precambrian tholeiitic-dacitic rock-suites and Cambrian ultramafic rocks in the Pennine nappe system of the Alps: Evidence from Sm-Nd isotopes and rare earth elements // Contrib. to Mineral. and Petrol. 1985. Vol. 89. № 2. P. 184 - 192.
28. Torsvik T.H., Tatsumoto M., Ryan P.D., Trench A., Harper D.A.T. Cambrian-Ordovician palaeogeography of Baltica // Geology. 1991. Vol. 19. № 1. P. 7 - 10.

Рецензент: С.В. Руженцев

Tectonic Evolution of Japetus and Proto-Tethys Oceans: a Comparison

S. G. Rudakov

In the Mediterranean and North Atlantic mobile belts, the Baikalian stage of evolution resulted in the opening of the Proto-Tethys and Japetus oceanic basins that were adjoining the fringes of the East European continent. The history of the Proto-Tethys and Japetus implies interconnection between major tectonic events although they could have been asynchronous. A typical pattern is when Japetus events were lagging behind the changes in the Proto-Tethys. The evolutions of the two belts appear to have been induced by common dynamic causes.

УДК 551.242.4/550.838.5(235.216)

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И АЛЬПИЙСКАЯ КИНЕМАТИКА ТЯНЬ-ШАНЯ

© 1993 г. М. Л. Баженов*, В. С. Буртман*, П. Р. Кобболд**, Э. Перру**,
И. Садыбакасов***, Ж.-Ш. Тома**, А. Шован**

*Геологический институт Российской академии наук, Москва

**Институт геологии Ренского университета, Франция

***Институт сейсмологии Академии наук республики Кыргызстан, Бишкек

Поступила в редакцию 23.01.92 г.

Описаны результаты палеомагнитного исследования пород эоцена и олигоцена - миоцена Тянь-Шаня: на восьми участках, расположенных восточнее Таласо-Ферганского разлома, и на четырех участках к западу от этого разлома. Они свидетельствуют о том, что в позднем кайнозое Фергано-Алайский блок был повернут на $20^\circ \pm 11^\circ$ в направлении против движения часовой стрелки относительно восточного крыла Таласо-Ферганского разлома. Вращение Фергано-Алайского блока – следствие коллизии Индийской плиты с Евразией.

В Тянь-Шане горные хребты, сложенные палеозойскими и более древними породами, чередуются с межгорными впадинами, заполненными кайнозойскими и отчасти мезозойскими отложениями. В целом горные хребты имеют антиклинальное, впадины – синклинальное строение. Эти складки ассоциируют с разломами, и нередко горные хребты надвинуты на прилежащие впадины [14, 20]. Тянь-Шань пересечен в диагональном направлении Таласо-Ферганским правым сдвигом, по которому известны смещения палеозойских отложений и четвертичных форм рельефа, вплоть до современных [4 - 6, 11, 12, 17, 23]. Амплитуда смещения четвертичных форм рельефа более 10 км, палеозойских пород – 180 км, с учетом пластичных деформаций в зоне сдвига эта величина возрастает до 250 км.

Анализ структурного рисунка Тянь-Шаня привел исследователей к предположению о вращении западного крыла Таласо-Ферганского разлома в направлении против часовой стрелки относительно восточного крыла этого разлома. Время вращения предполагалось позднепалеозойским [3, 16] или кайнозойским [19, 24].

Мы предприняли исследование предполагаемого вращения блоков земной коры Тянь-Шаня в кайнозое с помощью палеомагнитного метода. Были опробованы палеогеновые и отчасти неогеновые породы в Северном, Центральном и Западном Тянь-Шане. В Ферганской долине палеогеновые отложения имеют морское и лагунное происхождение, на остальной изученной территории они континентальные. Неоген повсеместно представлен континентальными толщами.

Советско-французская экспедиция (М.Л. Баженов, В.С. Буртман, П.Р. Кобболд, Э. Перру, И. Садыбакасов), организованная Геологичес-

ким институтом Академии наук СССР, работала в Тянь-Шане летом 1989 г. Палеомагнитные пробы (408 кернов и 137 штуфов) были отобраны в 80 пунктах. Ориентировка кернов проводилась по солнечному и магнитному компасам, штуфов – по магнитному компасу. Магнитное склонение в регионе восточное, в 1989 г. оно было 4° . Координаты большинства исследованных участков (табл. 1) определены методом спутниковой геодезии (GPS) с помощью прибора Magellan-1000 TM.

Северный Тянь-Шань. Третичные отложения Северного Тянь-Шаня изучены на склонах Иссык-Кульской и Таласской впадин (рис. 1). В Иссык-Кульской впадине исследованы отложения эоцена (коктурпакская свита) и олигоцена - миоцена (джетьюгузская свита). На северном борту впадины в долине р. Торуйагыр коктурпакская свита сложена красноцветными песчанистыми мергелями, песчаниками, глинами и содержит поток базальта мощностью 12 м. Непосредственно выше базальтов найдены костные остатки млекопитающих, указывающие на средне- и позднеэоценовый возраст отложений [7, 18]. Для базальтов определен также радиометрический возраст (К-Аг, по всей породе), равный 55 млн. лет [10]. Базальты имеют горячий контакт с подстилающими известковистыми песчаниками, которые изменены на глубину 1 м. В долине Торуйагыр (см. рис. 1, ТР) были отобраны керны из базальтов и подстилающих их песчаников в девяти пунктах. Базальты и вмещающие их осадочные отложения изучены также на западной оконечности Иссык-Кульской впадины в долине р. Байдамтал (см. рис. 1, БТ) в четырех пунктах. На южном борту впадины красноцветные осадочные отложения коктурпакской свиты изучены на участке

Каракоо (см. рис. 1, КР; табл. 1, пункт 1А). Мощность пород коктурпакской свиты около 200 м.

Более высокое положение в разрезе Иссык-Кульской впадины занимает джетыюгузская свита (мощностью более 1000 м), сложенная красноцветными обломочными породами. В долине р. Джетыюгуз (см. рис. 1, ДЖ) в нижней части этой свиты были найдены остатки черепахи олигоцен-раннемиоценового возраста [13]. В другом разрезе обнаружены зубы жирафа и антилопы, указывающие на средне- и позднемииоценовый возраст [18]. Красноцветные породы олигоцен-миоцена были изучены в долине р. Джетыюгуз в 12 пунктах и на участке Каракоо (пункты 1R, 1S, см. табл. 1), где также были опробованы желтые песчаники неогена (пункт 1С).

В Таласской впадине в долине р. Карабура (см. рис. 1, ТЛ) в семи пунктах исследованы отложения, являющиеся аналогом коктурпакской свиты Иссык-Кульской впадины. В верхней части третичного разреза этой впадины найдены остатки млекопитающих среднего - позднего миоцена [18].

Центральный Тянь-Шань. В Центральном Тянь-Шане изучены породы в горных хребтах, окружающих Алабуга-Нарынскую впадину. Эта впадина имеет северо-восточное простирание. На юге она ограничена несколькими горными хребтами (Аламышик, Караарча, Каратау, Байбичетау), которые расположены кулисно один относительно другого и маркируют левосдвиговую зону северо-восточного направления. Эти новейшие

поднятия представляют собой односторонние горсты, у которых взброшено северное крыло. Они находятся в ядре Байбичетауской антиклинальной складки, крылья которой сложены палеогеновыми отложениями – вероятным аналогом коктурпакской свиты Иссык-Кульской впадины.

Красноцветные песчаники палеогена были изучены в девяти пунктах на северо-западном крыле Байбичетауской антиклинали в долинах рек Карабулун и Карабук (см. рис. 1, КБ), где ось складки имеет юго-западное простирание. Породы смяты здесь в небольшие сопряженные складки. Юго-западнее ось Байбичетауской антиклинали отклоняется к северу и ближе к периклинали приобретает широтное простирание. На этом участке красноцветные песчаники палеогена были опробованы в семи пунктах в долине р. Джаман-Даван (см. рис. 1, ДД). В северо-западной части Алабуга-Нарынской впадины такие же породы изучены в восьми пунктах на склоне хр. Ак-Шийрак в долине р. Макмал (см. рис. 1, МК).

Западный Тянь-Шань. Западнее Таласо-Ферганского разлома мы изучили отложения в Северной и Южной Фергане и Нижнечаткальской впадине. В северной части Ферганской впадины, на берегу р. Нарын, около г. Ташкумыр (см. рис. 1, ТШ), в четырех пунктах были опробованы красноцветные алевролиты и песчаники из нижней части массагетской свиты. Олигоценный возраст этих отложений обоснован редкими находками остракод и сопоставлением с хорошо охарактеризованными

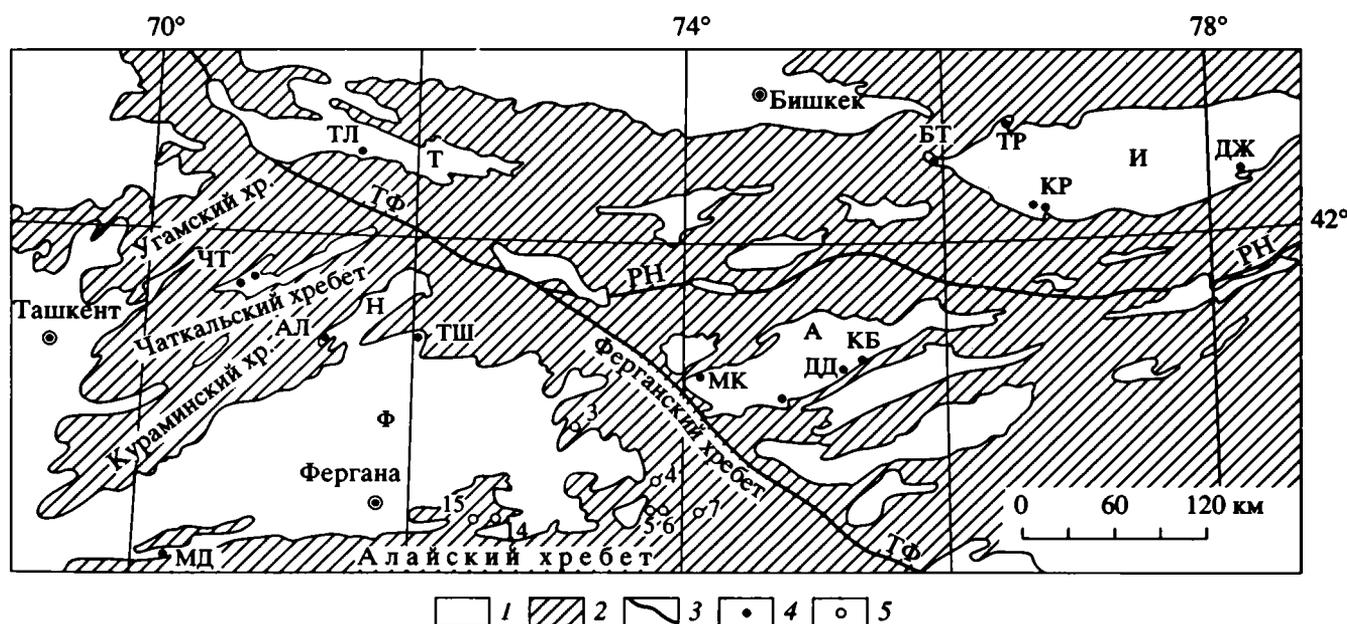


Рис. 1. Участки палеомагнитных исследований.

1 – кайнозойские отложения; 2 – мезозой и палеозой; 3 – разломы: РН – разлом Николаева (граница Северного и Центрального Тянь-Шаня), ТФ – Таласо-Ферганский активный сдвиг; 4 – участки палеомагнитных исследований третичных отложений: АЛ – Алабука, БТ – Байдамтал, ДД – Джаман-Даван, ДЖ – Джетыюгуз, КБ – Карабулун, КР – Каракоо, МД – Мадыген, МК – Макмал, ТЛ – Талас, ТР – Торуйагыр, ТШ – Ташкумыр, ЧТ – Чаткал; 5 – участки, для которых получено раннемеловое палеомагнитное направление [21]. Межгорные впадины: А – Алабуга-Нарынская, И – Иссык-Кульская, Н – Нанайская, Т – Таласская, Ф – Ферганская.

Таблица 1. Палеомагнетизм третичных отложений

Районы и пункты	φ°	λ°	A°	$У^\circ$	n/N	AF/T	Γ		C		k	α_{95}°
							D°	J°	D°	J°		
Торуайгыр												
<i>IF</i>	42.621	76.385	225	10	16/16	<i>AF + T</i>	209	-37	206	-47	45	6
<i>IG</i>	42.625	76.389	305	10	6/7	<i>AF + T</i>	190	-37	184	-32	506	3
<i>IH</i>	42.625	76.389	349	3	7/7	<i>AF + T</i>	192	-46	191	-43	312	3
<i>IJ</i>	42.632	76.392	235	32	24/24	<i>AF + T</i>	200	-26	178	-52	95	3
Джетыюгуз												
<i>IW</i>	42.334	78.234	354	41	6/7	<i>T</i>	78	78	11	46	58	9
<i>IV</i>	42.334	78.234	354	41	6/7	<i>T</i>	356	80	354	39	35	12
<i>IZ</i>	42.344	78.231	346	37	7/7	<i>T</i>	251	-88	169	-53	38	10
<i>I2</i>	42.356	78.225	331	33	4/7	<i>T</i>	45	76	352	51	30	17
<i>I5</i>	42.357	78.224	351	33	6/7	<i>T</i>	20	61	7	30	78	8
Каракоо												
<i>IA</i>	42.183	76.725	296	14	6/6	<i>T</i>	19	58	0	54	90	7
<i>IC</i>	42.203	76.675	178	53	6/6	<i>AF + T</i>	176	-16	173	-68	19	16
<i>IR</i>	42.200	76.670	67	11	4/4	<i>T</i>	334	54	349	53	38	15
<i>IS</i>	42.200	76.670	67	11	5/5	<i>T</i>	165	-63	185	-59	33	13
Карабулун												
<i>NA</i>	41.280	75.373	156	33	4/6	<i>T</i>	182	20	181	-10	23	19
<i>NB</i>	41.280	75.373	260	13	6/6	<i>T</i>	201	-10	198	-17	38	11
<i>NC</i>	41.280	75.373	122	15	3/6	<i>T</i>	176	-43	191	-51	28	23
<i>ND</i>	41.277	75.359	331	19	3/6	<i>T</i>	176	-55	169	-37	11	40
<i>NE</i>	41.277	75.359	300	18	7/7	<i>T</i>	167	-40	159	-27	26	14
<i>NG</i>	41.221	75.226	356	21	5/7	<i>T</i>	186	-47	184	-26	12	23
<i>NI</i>	41.221	75.226	309	14	7/7	<i>T</i>	351	47	344	36	17	16
Макмал												
<i>NQ</i>	41.224	74.077	121	25	5/8	<i>T</i>	138	-20	143	-44	9	27
<i>NS</i>	41.224	74.077	121	25	3/6	<i>T</i>	357	1	0	15	115	12
<i>NT</i>	41.233	74.096	153	25	5/7	<i>T</i>	19	20	30	36	21	17
<i>NX</i>	41.230	74.100	140	21	6/6	<i>T</i>	338	20	342	40	19	15
Джаман-Даван												
<i>NJ</i>	41.067	74.779	347	31	4/7	<i>T</i>	47	68	14	44	60	12
<i>NL</i>	41.067	74.779	0	32	6/7	<i>T</i>	73	75	23	51	44	10
<i>NM</i>	41.067	74.779	0	32	7/7	<i>T</i>	222	-53	207	-26	26	12
<i>NN</i>	41.044	74.795	250	37	8/8	<i>T</i>	45	3	39	36	8	35
<i>NP</i>	41.047	74.791	233	50	5/7	<i>T</i>	41	23	19	70	119	7
Алабука												
<i>FE</i>	41.396	71.294	130	83	8/8	<i>T</i>	162	42	158	-33	12	16
<i>FG</i>	41.396	71.294	134	81	5/6	<i>T</i>	158	30	163	-44	15	20
<i>FH</i>	41.390	71.357	322	32	5/6	<i>T</i>	347	69	333	38	27	15
<i>FJ</i>	41.390	71.357	308	24	4/6	<i>T</i>	350	31	343	12	73	11
<i>FK</i>	41.390	71.357	298	23	6/7	<i>T</i>	347	68	324	49	40	11
Ташкумыр												
<i>FB</i>	41.328	72.200	168	71	3/7	<i>T</i>	343	-46	344	24	35	21
<i>FC</i>	41.328	72.200	169	71	6/7	<i>T</i>	178	42	177	-29	18	16

Таблица 1. Окончание

Районы и пункты	φ°	λ°	A°	У°	n/N	AF/T	Г		С		k	α_{95}°
							D°	I°	D°	I°		
Мадыген												
SF1	40.1	70.5	181	45	3/6	T	351	-17	351	28	31	15
SF2	40.1	70.5	355	29	6/7	T	305	70	333	46	46	9
Чаткал												
FM	41.685	71.709	343	28	6/8	T	3	64	354	37	22	15
FN	41.691	70.699	317	12	4/7	T	180	-60	169	-51	47	14
Талас												
TC	42.499	71.550	185	30	4/8	T	180	-29	177	-59	13	26
TE	42.499	71.550	180	25	4/6	T	155	-10	150	-33	12	27
TF	42.499	71.550	175	39	6/6	T	166	-33	151	-71	62	9
TG	42.500	71.535	187	26	6/6	T	359	34	354	59	44	10
Средние векторы												
Торуайгыр							198	-36	-	-	50	10
							-	-	190	-49	48	10
Джетыюгуз							33	78	-	-	47	11
							-	-	0	44	50	11
Каракоо							354	49	-	-	11	29
							-	-	357	59	97	9
Все пункты Иссык-Куль- ской впадины							12	57	-	-	10	12
							-	-	2	49	42	6
Карабулун							1	33	-	-	8	22
							-	-	358	30	19	14
Макмал							348	17	-	-	9	28
							-	-	355	36	10	31
Джаман-Даван							46	45	-	-	7	25
							-	-	26	46	21	17
Все пункты Нарынской впадины							10	34	-	-	6	16
							-	-	5	37	13	11
Алабука							74	86	-	-	3	45
							-	-	337	36	27	15
Ташкумыр*							173	44	-	-	21	11
							-	-	170	-26	18	13
Мадыген*							332	47	-	-	4	50
							-	-	340	40	24	10
Фергана (Алабука+Таш- кумыр + Мадыген)							345	-14	-	-	3	-
							-	-	342	34	33	9
Чаткал*							2	62	-	-	31	8
							-	-	352	42	25	9
Талас							350	27	-	-	27	18
							-	-	343	54	20	22

Примечание. φ , λ – широта и долгота пунктов; A, У – азимут и угол падения слоев; n/N – количество использованных (n) и измеренных (N) образцов; AF/T – чистка переменным полем (AF) и термочистка (T); D, I – склонение и наклонение вектора NRM в географической (Г) и стратиграфической (С) системах координат; k – кучность; α_{95}° – радиус круга доверия.

* Среднее значение вычислено по образцам, в остальных случаях – по пунктам. В таблице приведены данные по высокотемпературной компоненте NRM.

фауной шурьсайскими слоями Таджикистана [9]. Более широкий стратиграфический интервал имеют отложения, изученные западнее пос. Алабука (см. рис. 1, АЛ) на крыльях Кызылтокайской антиклинали. Ось этой складки имеет юго-западное, "чаткальское", простирание. Кроме красноцветных песчаников олигоцена здесь были опробованы нижележащие красноцветные мергели эоцена. В Южной Фергане изучены красноцветные алевролиты из нижней части массагетской свиты, залегающие на крыльях синклинали складки, вблизи урочища Мадыген в предгорьях Туркестанского хребта (см. рис. 1, МД).

Нижнечаткальская впадина (см. рис. 1, ЧТ) расположена между Пекемским, Сандалашским и Чаткальским хребтами. Она представляет собой синклиналь северо-восточного простирания. Мергели и песчаники из нижней части палеогенового разреза были изучены в шести пунктах на обоих крыльях складки.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Лабораторное исследование образцов проведено Э. Перру, Ж.-Ш. Тома, М.Л. Баженовым и А. Шован в Ренском университете (Франция) на спин-магнитометре фирмы (Schonstedt) и криогенном магнитометре (LETI), термическая чистка и чистка переменным магнитным полем выполнены на оборудовании фирмы (Shonstedt). Результаты исследования приведены в табл. 1 и на рис. 2 - 4. Интенсивность естественной остаточной намагниченности (*NRM*) в образцах колеблется от 10^{-4} до 10^{-2} А/м в осадках и от 10^{-2} до 10 А/м в базальтах. Результаты терморазмагничивания позволяют сделать вывод о том, что носителем высокотемпературной компоненты намагниченности в базальтах является магнетит, в других породах – магнетит и гематит в различных пропорциях (рис. 3).

Северный Тянь-Шань. В Иссык-Кульской впадине на участке Торуайгыр было обнаружено полное перемагничивание осадочных пород перекрывающими их базальтами (пункты *IF, IL*) и эти данные были объединены при подсчете средних.

Тест складки дал на участке Торуайгыр незначимый результат из-за небольших вариаций в залегании слоев.

На участке Байдамтал интерпретируемых результатов получить не удалось.

На участке Каракоо положительный результат дали образцы из четырех пунктов (см. табл. 1). Во всех образцах хорошо выделяется высокотемпературная компонента намагниченности. В стратиграфических координатах она биполярна и антиподальна (тест обращения дает положительный результат). Тест складки здесь положительный (при уровне значимости 99%). Можно уверенно говорить о доскладчатом происхождении

высокотемпературной компоненты намагниченности и ее вероятной первичности.

На участке Джетыюгуз в грубозернистых породах, отобранных в шести пунктах, не удалось выделить стабильную намагниченность. В образцах из пунктов *I2, IS, IW, IY, IZ* были выделены две компоненты намагниченности (см. рис. 2). Низкотемпературная компонента (до 350°) соответствует современному полю. Высокотемпературная компонента биполярна. Тест складки не может быть применен на этом участке вследствие однообразного залегания слоев.

Иссык-Кульская впадина имеет в целом синклиналичную форму. Участок Торуайгыр расположен на северном крыле, участки Джетыюгуз и Каракоо – на южном крыле синклинали. Тест складки для образцов из этих участков положительный (при уровне значимости 99%), что свидетельствует о доскладчатом возрасте намагниченности.

В Таласской впадине высокотемпературная компонента *NRM* была выделена в образцах из четырех пунктов. Она биполярна. Различия кучности между современной и древней системой координат незначимы, так как залегание слоев моноклиналично.

Центральный Тянь-Шань. Термочистка образцов из Нарынской впадины дала разные результаты. В одних случаях (см. рис. 3в) была установлена однокомпонентная намагниченность до точки Кюри около 670° , в других (см. рис. 3г, 3д) – выделены низкотемпературная намагниченность, параллельная современному полю, и высокотемпературная намагниченность, имеющая как прямую, так и обратную полярность. И, наконец, в ряде образцов обнаружена лишь современная намагниченность, разрушаемая при температурах менее 570° (см. рис. 3е).

На южном борту Нарынской впадины на участке Карабулун (в долинах рек Карабулун и Карабук) результаты получены для семи пунктов и на участке Джаман-Даван – для шести пунктов. Тест складки для каждого из этих участков незначим при 95%-ном уровне значимости. Намагниченность биполярна и антиподальна.

На участке Макмал положительный результат получен для пяти пунктов. Вследствие моноклиналичного залегания применение теста складки здесь невозможно. Выделенная намагниченность биполярна и антиподальна, она имеет направление, далекое от направления современного перемагничивания.

При анализе данных по Нарынской впадине обнаружено, что средние векторы для одного пункта участка Джаман-Даван и одного пункта участка Макмал отклоняются более чем на 40° от общего среднего значения для всей впадины. Эти два результата были исключены, для остальных шестнадцати средних векторов (см. табл. 1) и тест средних [26], и тест обращения положительны.

Западный Тянь-Шань. В большей части образцов из Западного Тянь-Шаня выделены две палеомагнитные компоненты – низкотемпературная (до $200 - 350^\circ$) и высокотемпературная с блокирующей температурой около 680° (см. рис. 3ж). Для образцов из двух пунктов точка Кюри менее 580° (см. рис. 3з), вероятный носитель намагниченности – магнетит.

На участке Ташкумыр изучены образцы лишь из трех пунктов, притом в части образцов не удалось выделить высокотемпературную компоненту. Поэтому статистика по участку представлена не по пунктам, а по образцам. На участке Алабука положительный результат получен по пяти пунктам. Направление низкотемпературной компоненты близко к современному полю, высокотемпературной компоненты – далеко от направления современного перемагничивания. В стратиграфической системе координат намагниченность биполярна и антиподальна. Тест складки положительный при уровне значимости 99%.

На участке Мадыген результат получен по обоим пунктам. В стратиграфической системе координат намагниченность биполярна и почти антиподальна. Тест складки положительный при уровне значимости 99%. Из-за малого количества пунктов, давших интерпретируемые результаты, тест складки [26] и тест обращения для Ферганы были проведены на уровне образцов. Оба теста положительны.

На участке Чаткал положительный результат получен по двум пунктам, на других пунктах выявить стабильную намагниченность не удалось. Намагниченность биполярна и антиподальна.

ОБСУЖДЕНИЕ

Формирование современной складчатой структуры региона началось в плиоцене. Положительный тест складки свидетельствует о доплиоценовом возрасте намагниченности. Такие данные получены для пород из Иссык-Кульской впадины в целом и на участке Караоо в отдельности. В Западном Тянь-Шане тест складки можно было применить на участке Алабука и для Ферганы в целом. В обоих случаях он положителен. Результаты палеомагнитного исследования пород, метаморфизованных на контакте с базальтами (участок Торуйгыр), биполярный характер намагниченности в большинстве пунктов (см. рис. 2), а также результаты терморазмагничивания пород (см. рис. 3) свидетельствуют в пользу первичного происхождения высокотемпературной компоненты намагниченности в изученных осадочных породах.

Наклонения. Полученные нами наклонения значительно отличаются от вычисленных на основании положения евразийского полюса (табл. 2). По отношению к полюсу, вычисленному Ж. Бессом и В. Куртильо [22], наклонение в породах Иссык-Кульской впадины положе на $16^\circ \pm 5^\circ$, а в по-

родах Северной Ферганы – на $26^\circ \pm 7^\circ$. Такое отличие не может быть объяснено тектоническими причинами. Оно предполагает перемещения к северу относительно Евразии Северного Тянь-Шаня на 1700 ± 600 и Ферганы на 2900 ± 800 км, которые не могли быть компенсированы известными тектоническими деформациями. Известно занижение наклонений вследствие уплотнения осадочных пород [28 и др.], однако для базальтов на участке Торуйгыр и для песчаников участка Джетыгогуз в Иссык-Кульской впадине получены близкие значения наклонения. Большое занижение наклонений относительно вычисленного полюса было описано также для палеогеновых отложений внешней зоны Памира [1]. Вероятно, эти различия между измеренными и вычисленными наклонениями имеют несколько причин. Кроме литологических или минералогических особенностей пород они могут объясняться также недостаточностью данных, по которым вычислен евразийский полюс. Во всяком случае этот полюс непригоден для использования в виде репера для оценки палеошироты Средней Азии.

Склонения. Учитывая неопределенность, связанную с использованием средних палеомагнитных полюсов по Евразии, интерпретация склонений была проведена только внутри рассматриваемого региона. В качестве местного репера удобно использовать среднее направление для Иссык-Кульской впадины. Это направление получено по 13 пунктам, полевой тест и результаты палеомагнитных исследований свидетельствуют о том, что намагниченность доскладчатая и скорее всего первичная.

Среднее склонение для Нарынской впадины хорошо согласуется с данными по Иссык-Кульской впадине (см. табл. 1), указывая на отсутствие относительных вращений этих двух районов. Однако большой разброс данных по Нарынскому району мог замаскировать небольшие локальные вращения, для определения которых нужны дополнительные палеомагнитные данные.

Определенные данные получены о вращении Ферганы на участках Алабука, Ташкумыр и Мадыген. Среднее склонение, вычисленное по этим участкам, повернуто относительно Иссык-Кульского репера на $20^\circ \pm 11^\circ$ против часовой стрелки. Данные по палеогену близки к результатам палеомагнитного исследования меловых пород Ферганской впадины [21]. В породах нижнего мела были выделены две компоненты доскладчатой намагниченности. Первичная намагниченность раннемелового возраста обнаружена в Юго-Восточной Фергане (см. рис. 1, 4). Вторичная доскладчатая намагниченность в этих породах имеет поздне меловой или более молодой возраст. Она обнаружена в образцах из Северной Ферганы, Южной Ферганы и Алайского хребта. В обоих случаях палеомагнитные склонения повернуты против часовой стрелки относительно палеомеридиана.

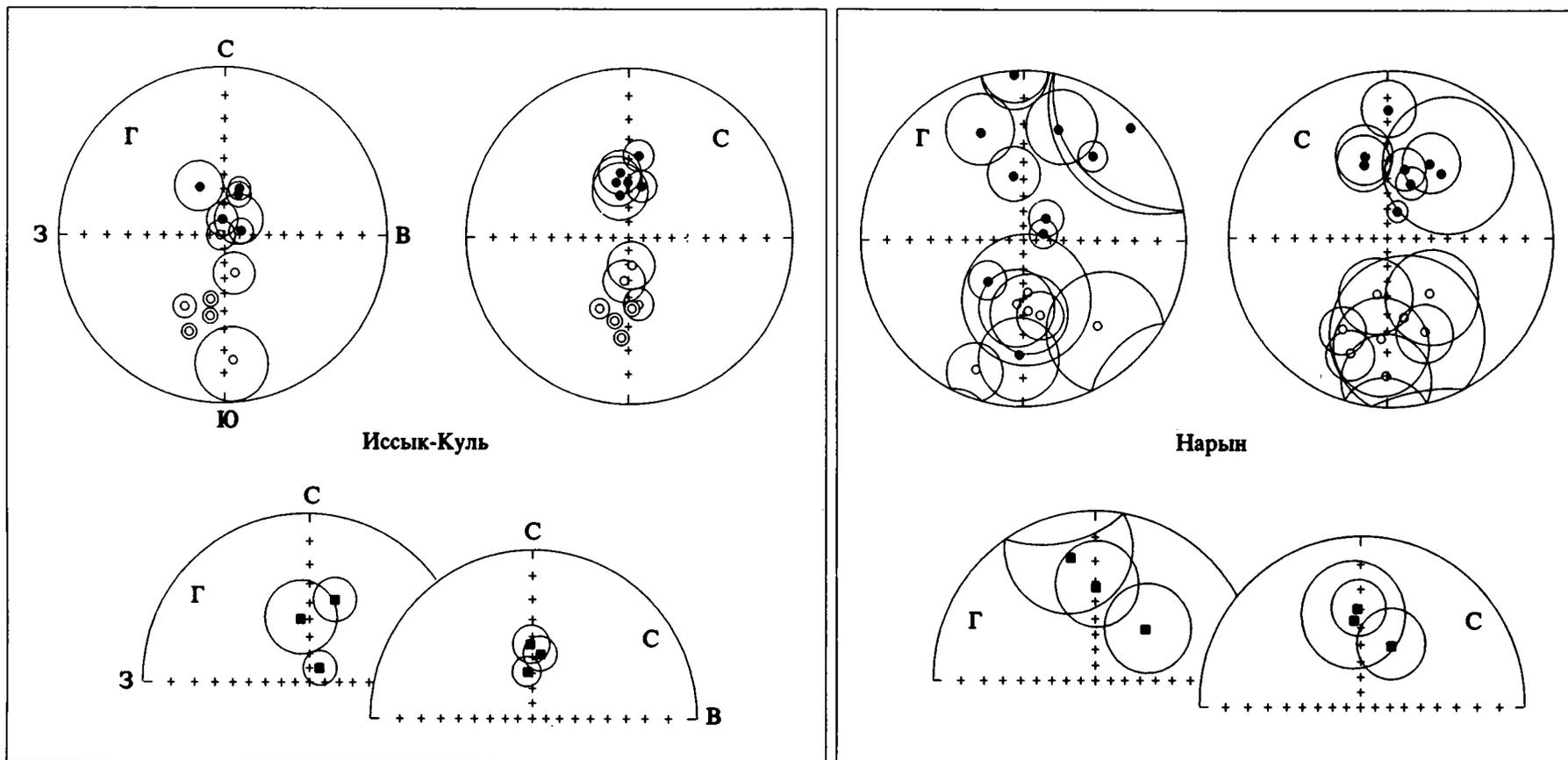


Рис. 2. Стереогаммы палеомагнитных направлений в третичных породах (высокотемпературная компонента).

1 - 6 - средние палеомагнитные направления и их круги доверия при вероятности 95%; 1, 2 - для районов, 3, 4 - для участков, 5, 6 - для пунктов (сайтов); 7, 8 - единичные направления для образцов (керна). 1, 3, 5, 7 - проекция на нижнюю полусферу, 2, 4, 6, 8 - на верхнюю полусферу. Системы координат: Г - географическая, С - стратиграфическая.

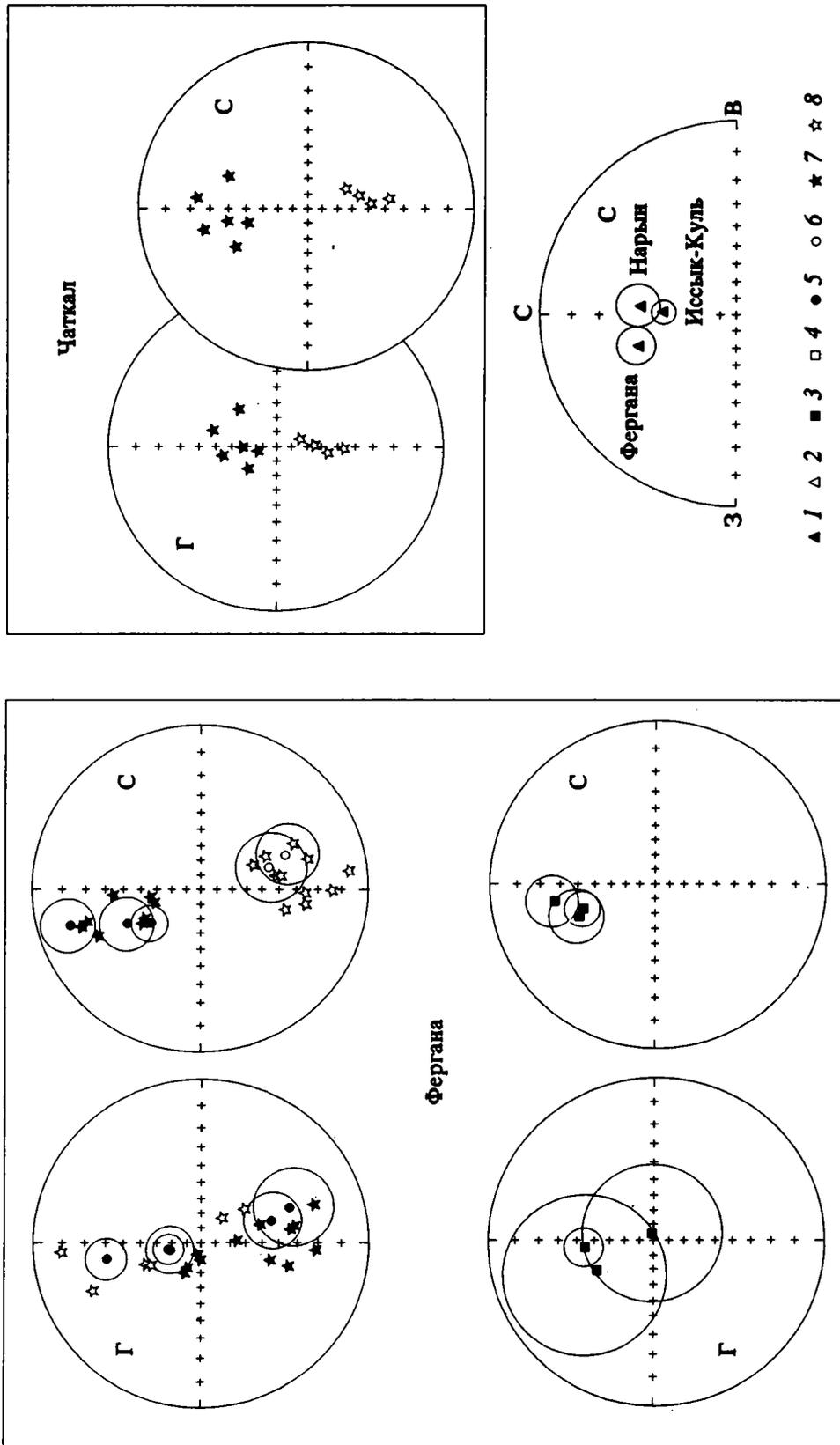


Рис. 2. Окончание.

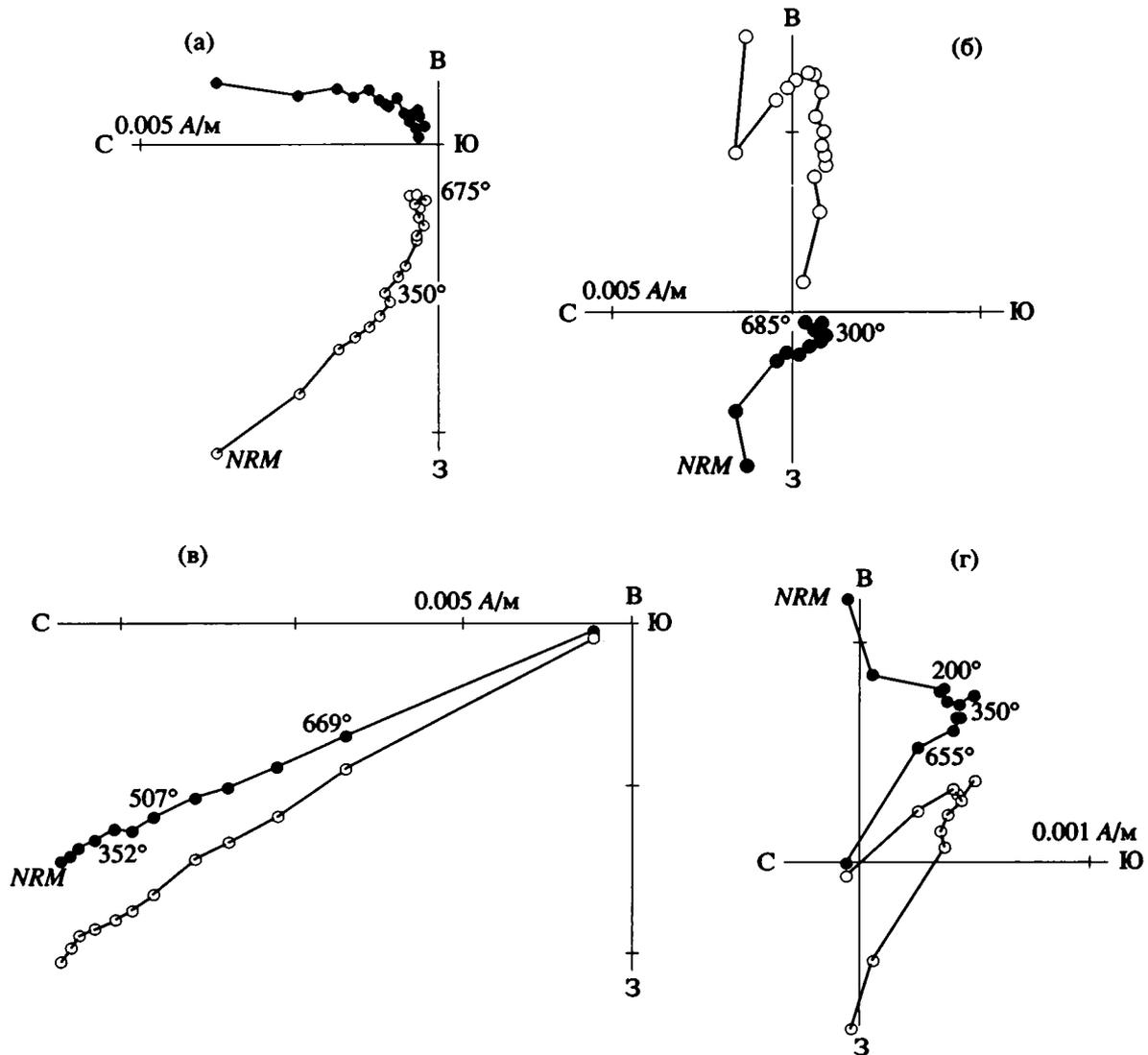


Рис. 3. Результаты терморазмагничивания образцов: (а, б) – участок Джетыюгуз, пункты 12 (а) и IZ (б); (в - е) – участок Макмал, пункты NX (в), NQ (г), NS (д), NU (е); (ж, з) – участок Алабука, пункты FK (ж) и FH (з).

Географическая система координат; темные символы – проекция на горизонтальную, светлые – на вертикальную плоскости.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ И АЛЬПИЙСКАЯ КИНЕМАТИКА ТЯНЬ-ШАНЯ

Совместное рассмотрение результатов палеомагнитного исследования пород мела и палеогена позволяет сделать вывод о том, что Ферганская депрессия и ее горное обрамление (включая Алайский хребет) были повернуты в кайнозой относительно восточного крыла Таласо-Ферганского разлома. Северо-западная граница повернутого Фергано-Алайского блока может быть намечена вдоль Чаткальского и Кураминского хребтов, так как палеомагнитный вектор в породах палеогена из Нижнечаткальской впадины не испытал вращения или был повернут на небольшой угол

($10^\circ \pm 11^\circ$ против часовой стрелки относительно Исык-Кульского репера). Южная граница Фергано-Алайского блока проходит вдоль границы Памира и Тянь-Шаня, северо-восточная граница – по Таласо-Ферганскому разлому (рис. 5).

Альпийские тектонические структуры Туркестано-Алая имеют широтное простирание. В районе меридиана 69° оно изменяется на северо-западное, характерное для западного продолжения Тянь-Шаня в горах Нуратау. Наиболее вероятно, что ось вращения Фергано-Алайского блока находится вблизи меридиана 69° – к юго-западу от Кураминского хребта, в котором оканчиваются складки Чаткальского региона. Причину вращения Фергано-Алайского блока в кайнозой естест-

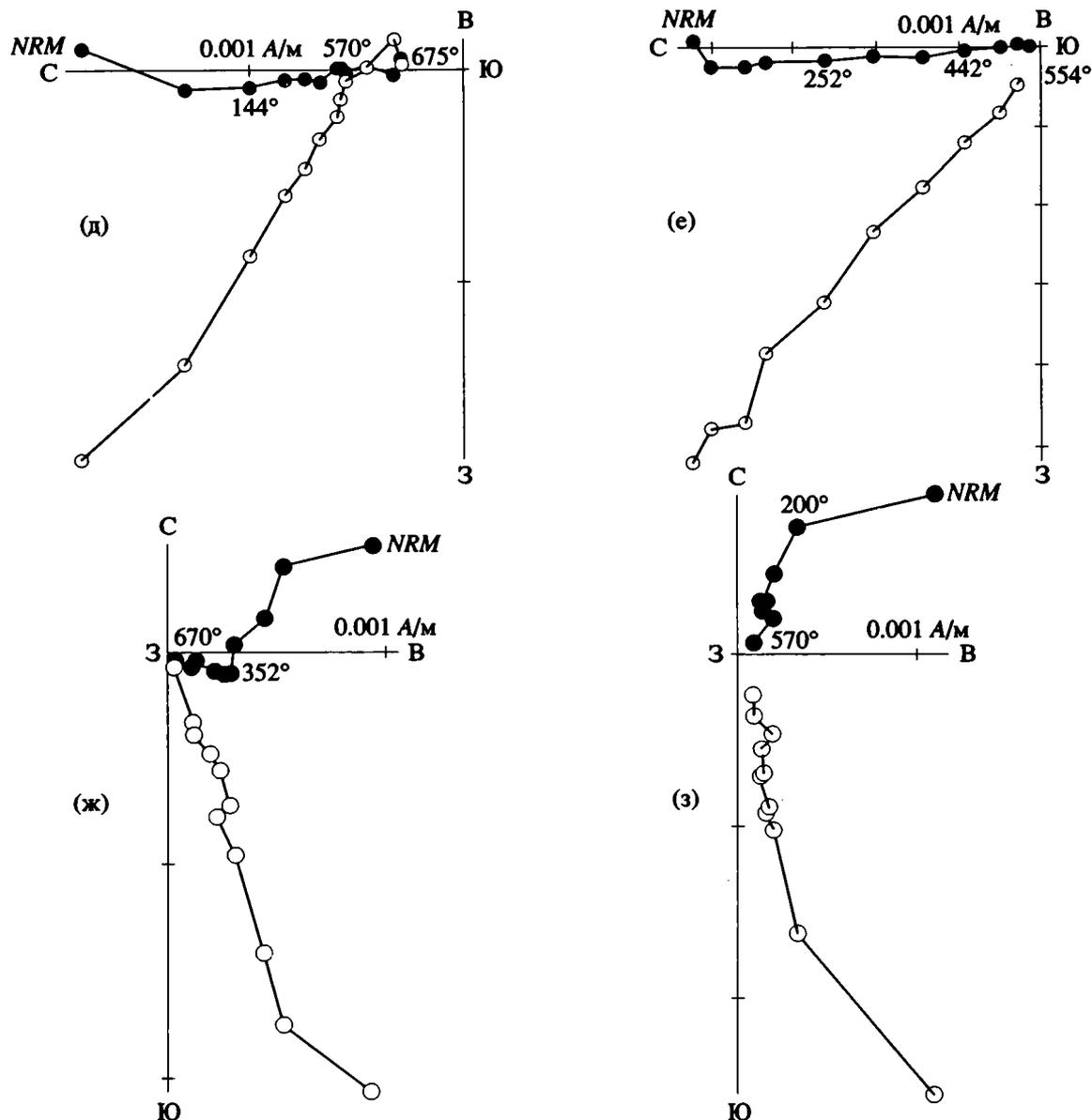


Рис. 3. Окончание.

венно связать с давлением, оказываемым на Тянь-Шань со стороны Памира [21, 24, 27]. Посмотрим, как вращение Фергано-Алайского блока в кайнозой соотносится с данными о геологическом строении территорий на границах этого блока.

Южная граница. Данные о продвижении Памира в северном направлении и деформации на границе Памира и Тянь-Шаня хорошо известны [8, 15]. Они совместимы с вращением Фергано-Алайского блока в кайнозой.

Северо-восточная граница. Поворот Фергано-Алайского блока на $20^\circ \pm 11^\circ$ против часовой стрелки вокруг указанного выше центра вращения, в зависимости от широтного положения этого центра внутри Туркестано-Гиссарской

горной системы, должен был привести к правому сдвигу по Таласо-Ферганскому разлому на расстояние от 110 ± 60 до 160 ± 90 км (т.е. от 50 до 250 км). Максимальные значения близки к амплитуде сдвига, определенной по смещению палеозойских пород [5].

Исследование радиоуглеродным методом современных смещений на северном участке разлома (в истоках р. Чаткал) показало, что за последние 2000 лет средняя скорость сдвига близка к 2 см/год [6]. Для более южных участков разлома результаты радиоуглеродного опробования указывают на среднюю скорость современного смещения от 0.2 до 1.2 см/год [17]. Таласо-Ферганский разлом рвет формы рельефа, возникшие в

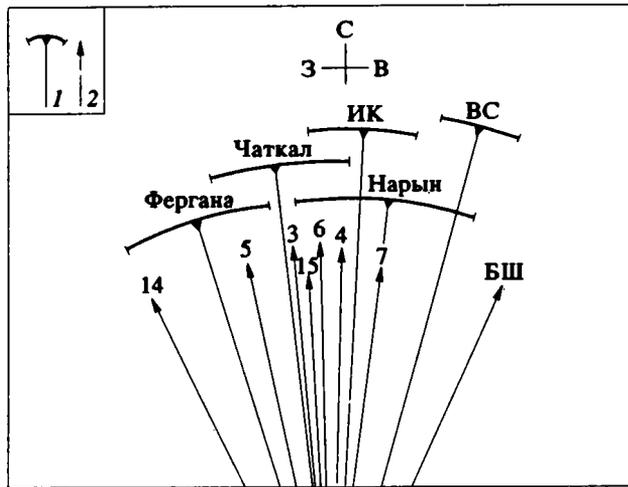


Рис. 4. Палеомагнитные склонения в меловых и третичных породах Тянь-Шаня.

1 – средние склонения и интервалы доверия (при вероятности 95%) в третичных породах (см. табл. 1); 2 – средние склонения для раннего мела по данным [21], цифры соответствуют номерам пунктов на рис. 1. ИК – среднее значение для Иссык-Кульской впадины; ВС – направление на эоценовый полюс по [22]; БШ – направление на меловой полюс по [2].

плиоцене или начале плейстоцена, сдвигая разорванные части на 10 - 14 км [12, 17]. Это определяет среднюю скорость сдвига за четвертичный период в более чем 0.5 см/год. Экстраполяция такой скорости позволяет подсчитать, что для смещения на 180 - 200 км было достаточно времени после эоцена. Однако геоморфологические исследования показали, что интенсивность тектонических процессов в олигоцене и миоцене была в десятки раз слабее, чем в четвертичное время [19]. Если эти выводы отнести к Таласо-Ферганскому сдвигу, то получится, что величина сдвигового смещения за 40 млн. лет мало отличается от амплитуды четвертичного сдвига. Это отодвигает начало сдвигового смещения по Таласо-Ферганскому разлому далеко в глубь времен.

Северо-западная граница. К северо-западу от Фергано-Алайского блока расположена система палеозойских и кайнозойских складок и разломов

Таблица 2. Палеомагнитный полюс Евразии для 40 млн. лет

Литературный источник	$\theta^\circ\text{N}$	$\lambda^\circ\text{E}$	α_{95}°	I°
[22]	80.2	145.4	3.8	64.1
[29]	83.0	136.0	9.0	62.7
[25]	78.0	159.0	6.0	60.6

Примечание. θ , λ – широта и долгота полюса; α_{95}° – радиус круга доверия; I – палеомагнитное наклонение, вычисленное для исследованного региона, относительно евразийского полюса.

Чаткальского региона, имеющих северо-восточное простирание. Эти складки и надвиги рассматривают как структуры, компенсирующие амплитуду Таласо-Ферганского сдвига [3, 16, 19, 24]. Возникновение альпийских структур на границе и к северо-западу от границы Фергано-Алайского блока соответствует вращению этого блока против часовой стрелки. Вместе с тем данные о поперечном сокращении поверхности Чаткальского региона вследствие альпийских деформаций ограничивают величину угла поворота.

В Чаткальском регионе распространена допалеогеновая денудационная поверхность, которая вместе с кайнозойскими осадками межгорных впадин очерчивает альпийские складки, сформированные в основном в плиоцен-четвертичное время. Изучение этих складок показало, что при их формировании произошло поперечное сокращение на 10 км [20].

В горных хребтах и на границах Чаткальской и Нанайской впадин известны надвиги и взбросы, имеющие плиоценовый и четвертичный возраст. Наибольшую амплитуду (6 км) имеет плиоценовый надвиг на границе Чаткальского хребта с Нанайской впадиной [20]. Молодые разломы и складки, известные в Чаткальском регионе могут компенсировать четвертичное смещение по Таласо-Ферганскому разлому, определенное в 10 - 14 км. Однако проблема тектонической компенсации 180-километрового сдвига и соответствующего поворота Фергано-Алайского блока не разрешима на уровне современных знаний о кайнозойских структурах региона. К этому следует добавить, что максимальная амплитуда смещения на 180 км определена по палеозойским породам именно Чаткальского района, включая отложения, развитые на северном склоне Угамского хребта и далее к северу в горах Каракус и хр. Боролдай [5], где кайнозойские деформации проявлены слабо.

Возможны разные пути поиска согласования результатов палеомагнитных и неотектонических исследований. Амплитуда кайнозойских надвигов, вероятно, значительно больше наблюдаемой и предполагаемой. С другой стороны, необходимо напомнить, что угол вращения Фергано-Алайского блока в кайнозое по палеомагнитным данным может находиться в интервале от 9° до 31° , и при наименьшем угле вращения амплитуда кайнозойского сдвига по Таласо-Ферганскому разлому уменьшается до 50 - 70 км.

Район Чаткальских хребтов имеет толстую земную кору, мощность которой превышает 60 км (рис. 6). Если считать, что рельеф поверхности Мохоровичича является результатом кайнозойских деформаций, то можно оценить величину сокращения поверхности коры за счет ее утолщения. Такой расчет показал, что в случае исходной мощности коры в 40 км деформация территории Чаткальских хребтов (вдоль профиля а на рис. 6)

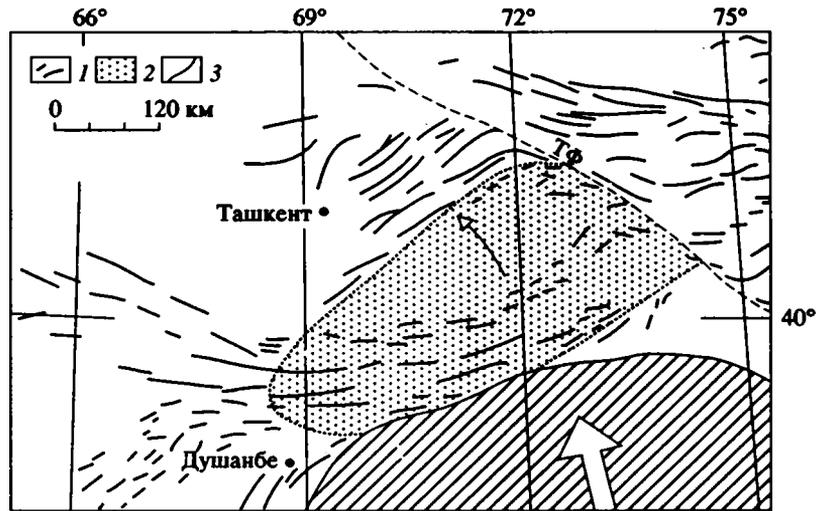


Рис. 5. Фергано-Алайский блок в альпийской структуре Тянь-Шаня.

1 – оси плиоцен-четвертичных антиклиналей и горстов [11]; 2 – Фергано-Алайский блок; 3 – Памир. Стрелками показаны направления надвигания Памира на Тянь-Шань и вращения Фергано-Алайского блока. ТФ – Таласо-Ферганский разлом.

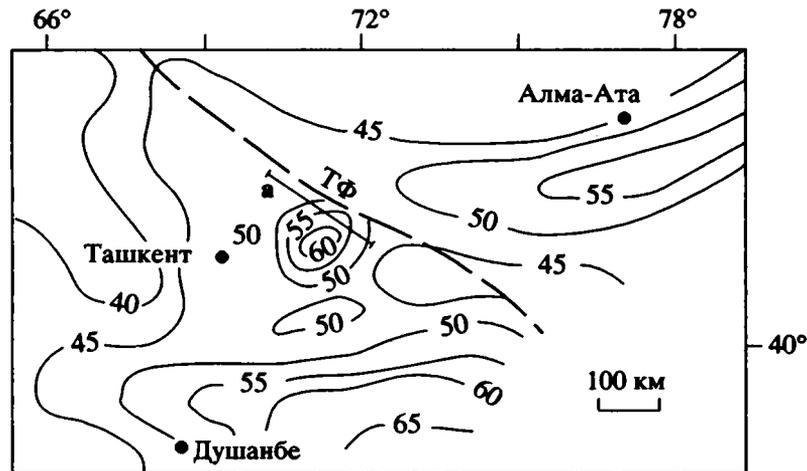


Рис. 6. Глубина залегания поверхности Мохоровичича, в км от уровня моря [19].

ТФ – Таласо-Ферганский разлом.

привела к поперечному сокращению поверхности этого района на 50 км [20]. Если исходная кора имела мощность 35 км, то сокращение поверхности превышает 70 км. Можно сделать вывод о том, что наиболее вероятная амплитуда кайнозойского сдвига вдоль Таласо-Ферганского разлома находится в интервале 50 - 70 км. Это соответствует повороту Фергано-Алайского блока на $9^\circ - 10^\circ$ против часовой стрелки, что согласуемо с результатами палеомагнитного исследования.

На основании проведенного палеомагнитного изучения можно сделать определенный вывод о том, что в новейшую эпоху происходило вращение обширного Фергано-Алайского блока, вызванное давлением Памирского блока на Тянь-Шань. Такое вращение Фергано-Алайского блока находится в согласии с концепцией [24] о лево-

сдвиговой зоне, протягивающейся через Тянь-Шань, Алтай и Южную Сибирь и обусловленную коллизией Индостана с Евразией.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баженов М.Л., Буртман В.С. Кинематика Памирской дуги // Геотектоника. 1982. № 4. С. 54 - 71.
2. Баженов М.Л., Шипунов С.В. Палеомагнетизм меловых пород Северной Евразии: новые результаты и анализ // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 6. С. 88 - 100.
3. Бакиров А. К вопросу о характере тектонических движений в пределах горного обрамления Ферганы в верхнем палеозое // Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1964. С. 35 - 47.

4. Буртман В.С. Таласо-Ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 128 - 151.
5. Буртман В.С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). М.: Наука, 1964. 144 с.
6. Буртман В.С., Скобелев С.Ф., Сулержицкий Л.Д. Таласо-Ферганский разлом: современные смещения в Чаткальском районе Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 5. С. 1173 - 1176.
7. Габуня Л.К., Девяткин Е.В., Рубинштейн М.М. Данные об абсолютном возрасте кайнозойских континентальных образований Азии и их биостратиграфическое значение // Докл. АН СССР. 1975. Т. 225. № 4. С. 895 - 898.
8. Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана // М.: Изд-во АН СССР. 1960. 464 с.
9. Крейденков Г.П., Распопин В.А. Палеоген Южной Киргизии // Геология СССР. 1972. Т. 25. Кн. 1. С. 237 - 250.
10. Крылов А.Я. Абсолютный возраст пород Центрального Тянь-Шаня и применение аргонового метода к метаморфическим и осадочным породам // Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 222 - 244.
11. Макаров В.И. Неотектонические события в древних складчатых областях Альпийско-Азиатского орогенического пояса // Корреляция тектонических событий новейшего этапа развития Земли. М.: Наука, 1985. С. 91 - 130.
12. Раницман Е.Я., Пшенин Г.Н. Первые результаты геоморфологических исследований новейших горизонтальных смещений земной коры по Таласо-Ферганскому разлому в Средней Азии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1963. № 5. С. 72 - 78.
13. Рябинин А.Н. Новая черепаха из нижнетретичных отложений Семиречья // Изв. Геолкома. 1927. Т. 46. № 3. С. 63 - 69.
14. Садыбакасов И. Неотектоника Высокой Азии. М.: Наука, 1990. 180 с.
15. Скобелев С.Ф. Новейшая структура зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988. С. 191 - 215.
16. Суворов А.И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1963. Вып. 80. С. 173 - 238.
17. Трифонов В.Г., Макаров В.Н., Скобелев С.Ф. Таласо-Ферганский активный правый сдвиг // Геотектоника. 1990. № 5. С. 81 - 92.
18. Турдукулов А.Т. Геология палеогена и неогена Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1987. 264 с.
19. Уломов В.И. Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент: Фан, 1974. 216 с.
20. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 315 с.
21. Bazhenov M.L. Cretaceous paleomagnetism of the Fergana basin and adjacent ranges: tectonic implication // Tectonophysics. 1993. V. 221. P. 251 - 267.
22. Besse J., Courtillot V. Revised and synthetic Apparent Polar Wander Path of the African, Eurasian, North American and Indian plates and True Polar Wander Paths since 200 Ma // J. Geophys. res. 1991. V. 96. № B3. P. 4029 - 4050.
23. Burtman V.S. Faults of Middle Asia // Amer. J. Sci. 1980. V. 280. P. 725 - 744.
24. Cobbold P.R., Davy P. Indentation tectonics in nature and experiment: Central Asia // Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala. N. S. 1988. № 14. P. 143 - 162.
25. Irving E., Irving G.A. Apparent polar wander paths Carboniferous through Cenozoic and the assembly of Gondwana // Geophys. Surv. 1982. V. 5. P. 141 - 188.
26. McFadden P.L., Jones D.L. The fold test in palaeomagnetism // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1981. V. 67. P. 53 - 58.
27. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // Science. 1975. V. 189. P. 419 - 426.
28. Stamatakos J.A., Kodama K.P., Vittorio L., Paulis T.L. Paleomagnetism of Cretaceous and Paleocene sedimentary rocks across the Castle Mountain fault, South Central Alaska // Deep structure and past kinematics of accreted terrains. Wash.: AGU, 1989. P. 151 - 177.
29. Weatphal M., Bazhenov M.L., Lauer J.P. et al. Paleomagnetic implications on the evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to Pamirs since Trias // Tectonophysics. 1986. V. 123.

Рецензент: Д.М. Печерский

Paleomagnetism of Tertiary Formations and the Alpidic Kinematics of the Tien Shan

M. L. Bazhenov, V. S. Burtman, P. R. Cobbold, E. Perroud,
I. Sadybakasov, J.-C. Thomas, A. Chauvin

The authors give the results of paleomagnetic investigations of Eocene and Oligocene-Miocene rocks of Tien Shan: in 8 areas, situated east of the Talas-Fergana fault, and in 4 areas west of this fault. They suggest that in the late Cenozoic the Fergana-Alai block was rotated at $20^\circ \pm 11^\circ$ counter clockwise with respect to the eastern flank of the Talas-Fergana fault. The Fergana-Alai block rotation is the result of the India-Eurasia collision.

УДК 551.24(235.216.1)

ЭВОЛЮЦИЯ РУДНЫХ ПРОЦЕССОВ В СТРУКТУРЕ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (КЫЗЫЛКУМСКИЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОЛИГОН)

© 1993 г. Ю. С. Савчук, П. А. Мухин

Среднеазиатский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья, Ташкент

Поступила в редакцию 18.11.91 г.

Рассмотрены особенности геодинамического развития палеозойской аккреционной призмы Кызылкумов и место проявления в ней рудных процессов. Показано, что большая часть рудных месторождений Кызылкумов обнаруживает прямую и косвенную связь с процессами субдукции. На основе историко-геологического анализа геодинамических событий района разработана субдукционно-гидротермальная модель, включающая семь главных обстановок рудообразования.

С началом детальных исследований на геодинамических полигонах в СССР познание процессов рудообразования вступило в новый этап, характеризующийся появлением моделей формирования месторождений с позиций теории литосферных плит. Основное направление этих исследований – разработка частных моделей рудообразования применительно к каждой выделяемой геодинамической обстановке [1, 17, 19, 36]. В этих работах, носящих методологический характер, с различной степенью детальности разработаны частные модели рудообразования для внутриплитных обстановок (щелочные породы в связи с горячими точками и алмазы на континентальной коре, железомарганцевые конкреции на океаническом дне и т.д.), для дивергентных границ плит (рециклинговая модель сульфидного рудообразования), для конвергентных границ плит (медно-молибденовые месторождения на активных окраинах и т.д.). В то же время заметна недостаточная разработанность моделей рудообразования в аккреционных призмах, в которых заключены значительные запасы полезных ископаемых. В настоящей статье нами предпринята попытка восполнить пробел путем исследования палеозойской аккреционной призмы Кызылкумского сектора Тянь-Шаня, возникшей при закрытии Палео-Туркестанского окраинного моря и столкновении Срединного Тянь-Шаня с Устюрт-Таримским микроконтинентом [8, 24, 29] и вмещающей месторождение меди, золота, серебра, вольфрама, олова, ртути, сурьмы и т.д.

Глубинное прогнозно-геодинамическое картирование, проводимое на Кызылкумском геодинамическом полигоне с 1987 г. (рис. 1), значительно стимулировало разработку мобилистской модели развития территории Южного Тянь-Шаня. В основу ее положены геодинамическая карта, мелко-масштабные палинспастические реконструкции на основе палеомагнитных материалов [22, 35], обоснование геодинамических обстановок формирования геологических (в том числе и магмати-

ческих) формаций домезозойского фундамента, структурный и тектонофациальный анализы тектонических форм основных геодинамических режимов [34], объемная (карта поверхности и серия разрезов) геолого-геофизическая модель глубинного строения. Наиболее детальны эти разработки в Кызылкумах, занимающих западную часть Южного Тянь-Шаня, но полученные результаты, судя по многочисленным публикациям [6, 8, 9, 28, 32], справедливы и для более восточных районов.

Глубинное геологическое изучение Кызылкумов бурением, с использованием комплекса геофизических материалов (грави- и магнитометрия; МТЗ) и моделирования на ЭВМ, показало его многослойное строение (рис. 2). В строении домезозойской коры участвуют 5 герцинских структурно-вещественных комплексов (Кокпатас, Мурун, Букан, Кулкудук, Тамды), находящихся в шарьяжных отношениях [8, 24, 32, 42]. В нижней части комплексов Мурун и Тамды выделяются также фрагменты каледонских покровов [20]. Комплексы перекрываются каменноугольными молассоидами и прорываются интрузивными массивами позднекаменноугольного - раннепермского времени. Временной интервал образования пород этих комплексов – от позднего протерозоя до среднего карбона. Формационная принадлежность различных уровней структурно-вещественных комплексов меняется от океанических (Кулкудук, Тамды) и окраинно-океанических кремнисто-вулканогенно-терригенных (в различных соотношениях) нижних членов колонок через шельфовые карбонатные (для Кокпатаса, Муруна, Букана, Тамды) к вулканогенно-терригенно-олистостромовым отложениям глубоководных желобов в верхних частях (кроме Тамды).

Верхнюю часть разреза Кызылкумов (структурно-вещественный комплекс Тамды), относимую к фронтальной части активной континентальной окраины Срединного Тянь-Шаня, слагает мощная олистостромовая толща, перекрываемая

молассоидами (неоавтохтон) и подстилаемая метабазами. Середина разреза образована несколькими тектоническими покровами, разделенными зонами наволоков и являющимися чешуями (сверху вниз) океанической (комплекс Кулкудук), переходной коры (комплексы Букан и Мурун) и шельфовых отложений (комплекс Кокпатас), слагающими аккреционную призму Южного Тянь-Шаня. Нижняя часть является пододвинутой континентальной окраиной Устюрт-Таримского микроконтинента, обнажающегося к югу от описываемой территории (Байсунский, Гармский блоки).

Структура шарьяжно-складчатого сооружения сложна и сформировалась в каледонский, герцинский и киммерийско-альпийский циклы тектогенеза (табл. 1). В каледонское время образовались шарьяжи в нижней части комплекса Мурун, где выделяются аллоптоны Косманачи и Тасказган, разделенные мощной зоной пластического тектонического течения. По структурным данным (вергентность), реставрируется поддвиг аллоптонов Тасказган, Косманачи в южном направлении. Во время герцинского тектогенеза сформировалась шарьяжная структура аккреционной призмы

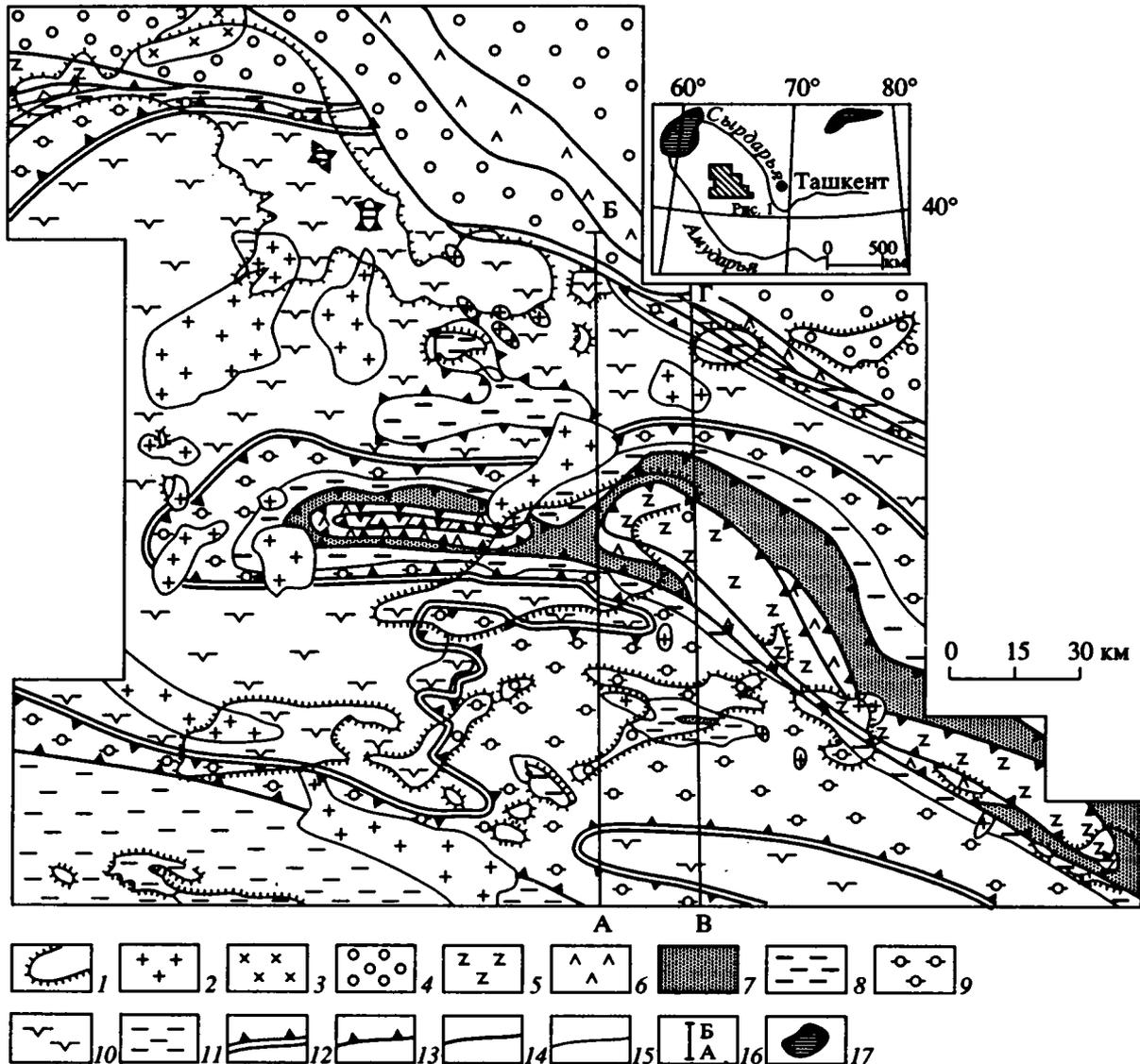


Рис. 1. Структурно-формационная схема Кызылкумов со снятыми мезозойско-кайнозойскими отложениями.

1 – контур выходов домезозойского складчатого основания; 2, 3 – герцинские гранитоидные массивы: 2 – нуратинской и 3 – бокалинской серий; 4 – молассовые отложения неоавтохтона; 5–11 – герцинские структурно-вещественные комплексы: 5 – метаморфические сланцы комплекса Тамды, 6 – офиолиты комплекса Кулкудук, 7 – терригенно-карбонатные отложения комплекса Букан, 8–10 – комплекс Мурун: 8 – карбонатно-терригенно-олистостромовые отложения, 9 – терригенные отложения аллоптона Косманачи, 10 – кремнисто-вулканогенные породы аллоптона Тасказган; 11 – терригенно-карбонатные отложения комплекса Кокпатас; 12, 13 – швы: 12 – каледонского и 13 – герцинских наволоков; 14 – крутопадающие позднегерцинские разломы; 15 – геологические границы; 16 – положение расчетных геолого-геофизических профилей; 17 – на врезке заштрихованы Аральское море и озеро Иссык-Куль.

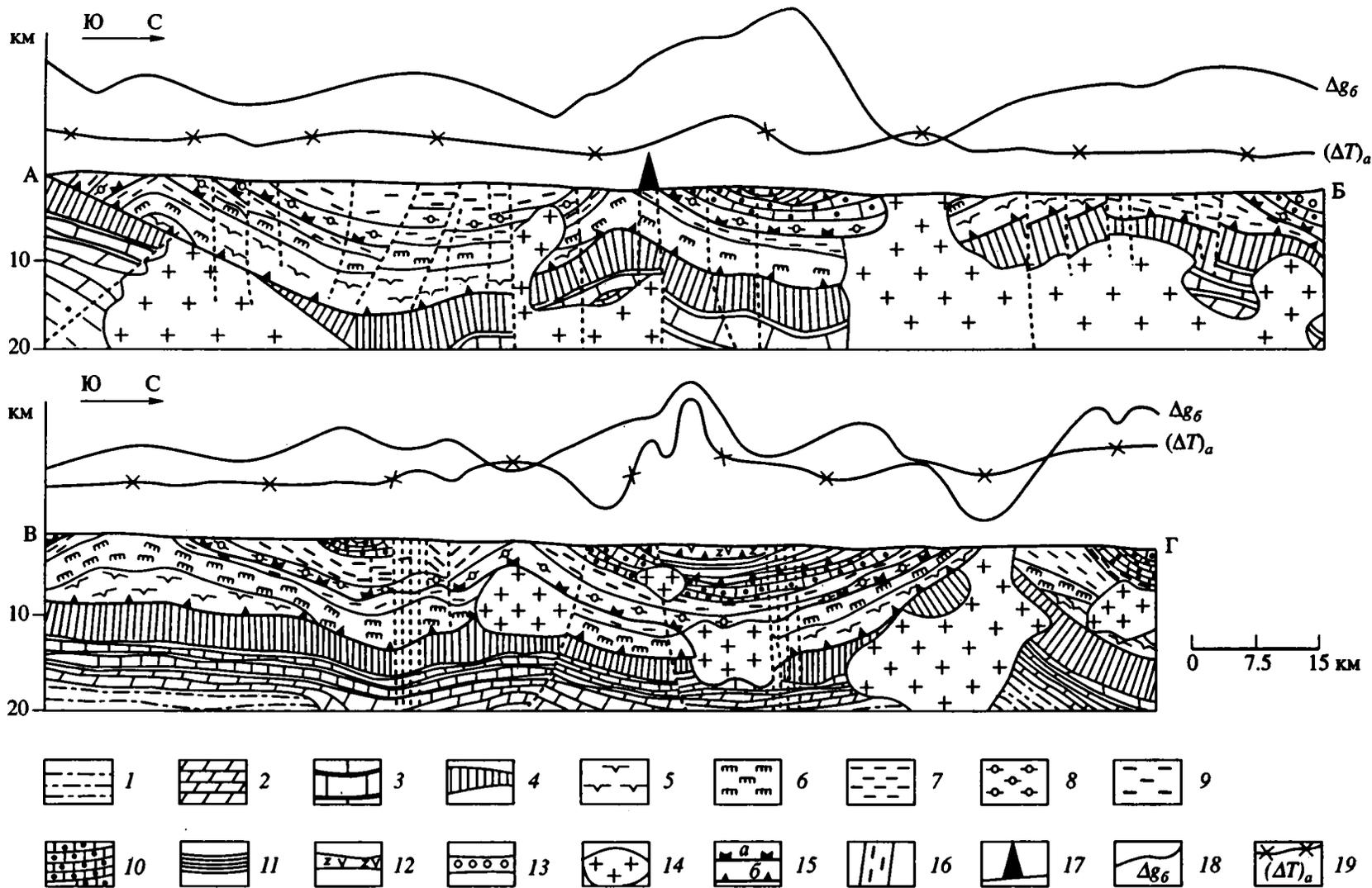


Рис. 2. Расчетная геолого-геофизическая модель глубинного строения палеозойского складчатого основания Кызылкумов.

1 - 13 – геологические формации: 1 - 4 – комплекс Кокпатас: 1 – вулканогенно-терригенная $O_2 - 3$, 2 – кремнисто-доломито-известняковая $O_3 - S_1^1$, 3 – терригенно-кремнисто-карбонатная $S_1^2 - C_1 - 2$, 4 – вулканогенно-терригенная $C_2 - 3$; 5 - 10 – комплекс Мурун: 5 – метавулканогенно-сланцево-карбонатно-кремнистая $PR_2 - E?$, 6 – карбонатно-кремнисто-метатерригенная (олистостромовая) $E - O_2?$, 7 – метатерригенная $O_2 - S_1?$, 8 – кремнисто-карбонатно-терригенная $E - O_2$, 9 – терригенно-полимиктовая $O_2 - S$, 10 – карбонатная $D_1 - C_2$ и флишево-олистостромовая C_2 ; 11 – комплекс Букан: вулканогенно-терригенная $S_1 - 2$; 12 – комплекс Кулкудук: вулканогенно-терригенная $E_3 - C_1$; неоавтохтон: 13 – молассондная; 14 – гранитоиды; 15 – наволоки каледонские (а) и герцинские (б); 16 – зоны разломов и повышенной трещиноватости; 17 – скважина СГ-10; 18, 19 – наблюдаемые поля: 18 – гравитационное в редукции Буге, 19 – аномальное магнитное. Положение профилей АБ и ВГ см. на рис. 1.

путем последовательного поддвига субдуцирующей коры в северном направлении (по определениям вергентности) и образования чешуй на ее верхних уровнях. На его заключительных этапах пакет пластин деформировался в открытые складки и прорвался гранитоидными массивами. В это же время были заложены системы близширотных и северо-восточных крутопадающих разломов. Киммерийско-альпийский цикл начался с внедрения даек и трубок взрыва щелочных базальтов, включает в себя длительный процесс образования кольцевых структур, а также чешуйчатых надвигов и северо-восточных крутопадающих разломов.

Опубликованные формационные, структурные и палеомагнитные данные позволяют воссоздать геодинамическую эволюцию блоков коры, фрагментарно сохранившихся в Кызылкумах, и определить в ней место рудной минерализации (рис. 3). Критериями для отнесения рудной минерализации к определенной эпохе геодинамического развития являлись соотношения: 1) с первичноосадочными текстурами пород; 2) с деформационными текстурами – кливажом, вязкими разрывами, швами наволоков; 3) с базальным горизонтом нижнего девона; 4) с дайками, штоками и интрузивными массивами; 5) с системами соскладчатых трещин и хрупкими разломами различных стадий; 6) с дайками и трубками взрыва щелочных базальтоидов. Учитывались также последовательность развития, соотношение различных минеральных ассоциаций между собой и данные абсолютной геохронологии, полученные K-Ar- и Rb-Sr-методом.

На первом этапе, охватывающем период PR₂ - E (см. рис. 3, I), в сходной обстановке формируются океанические толентовые базальты и кремнисто-карбонатные породы двух тектонических комплексов – Тамды и Мурун. По совокупности признаков области их накопления могут быть отождествлены с зоной спрединга. Геохимические данные свидетельствуют о повышенном фоне в этих породах меди, молибдена, ванадия, марганца, фосфора, золота, серебра и других элементов, типоморфных для пород современных зон спрединга.

На втором этапе (рис. 3, II) обособляются области, отличающиеся по типу осадконакопления и геохимическим характеристикам формаций. В отложениях, приближенных к активной континентальной окраине (кремнисто-карбонатно-терригенная формация (E - O₂) аллохтона Косманачи), заметно повышены содержания золота [5], что позволяет рассматривать их как огромный аккумулятор рассеянного золота, находящегося в тесной связи с глинистым углеродистым веществом и диагенетическими сульфидами [11, 30].

Терригенные отложения, накапливающиеся ближе к оси спрединга (нижние покровы комплексов Мурун и Тамды), в значительной мере наследуют ее геохимические параметры и характеризуются повышенными содержаниями молибдена, серебра, золота, свинца, цинка, меди, ванадия, фосфора.

Следующая зона, отвечающая области формирования комплекса Кулкудук, располагалась непосредственно в зоне спрединга (плагитогранит-габбро-перидотитовая формация). С ультрабазитами этой формации в горах Тамдытау связана хромитовая минерализация, там же известны месторождения асбеста, возникновение которых, по данным Ш.Ш. Сабдюшева, обусловлено ранней (дошарьяжной) гидротермальной проработкой палеоокеанической коры. К верхним частям этой формации приурочена медная минерализация в виде вкрапленности халькопирита с пирротином, пиритом, пентландитом и реже галенитом в габброидах и альбитофирах. В перекрывающих осадочных, кремнисто-глинистых породах в Северном Тамдытау развиты железо-марганцевые стяжения, корки и конкреции.

Наибольший интерес в металлогеническом отношении представляют процессы субдукции, произошедшие в это время на северной и южной окраинах палеоокеана (этапы MD₁ - MD₂, см. табл. 1). Примерами может служить золото-кварцевая и вольфрам-золото(сульфидно)-кварцевая (основание комплекса Мурун) минерализация в зонах наволоков и вязких разрывов. К объектам такого типа относится Мурунтау [23], а также некоторые другие проявления.

В третий этап завершается сжатие по краям палеоокеанической структуры с переходом этих областей в режим пассивных окраин и продолжается спрединг в центральной осевой зоне, соответственно выделяются два подэтапа.

В первый из них (см. III-1 на рис. 3) на южной периферии в позднем силуре заканчивается подвиг океанической коры под краевую зону Устюрт-Таримского микроконтинента, сопровождавшийся интенсивным динамометаморфизмом (комплекс Мурун). В пределах комплекса Букан завершается подводная вулканическая деятельность островодужного типа, начавшаяся в раннем силуре. Для образовавшихся в это время андезитов отмечается геохимическая специализация на свинец, цинк, серебро, олово и золото [40].

В пределах центральной части океанической структуры (комплекс Кулкудук) продолжает проявляться активный спрединг с излиянием подводных базальтовых лав. Еще севернее, вблизи южного края Срединного Тянь-Шаня, завершается субдукция океанической коры в северном направлении (этап деформации MD₃, см. табл. 1).

Завершение процесса шарьирования на южной окраине палеобассейна привело к деформации шарьяжного сооружения в пологие складки субширотного и северо-восточного простирания (этапы деформации D₄ и D₅ в табл. 1). Системы сопровождающих их трещин контролируют часть жильной (вольфрам)-золото-кварцевой минерализации Мурунтау и его северо-западного фланга, золото-кварцевые проявления Каракатинских возвышенностей.

Таблица 1. Схема проявления этапов деформации и метаморфизма в структурно-вещественных комплексах Кызылкумов

Стадии	Подстадии	Этапы деформации	Индекс этапа	Кок-патас		Мурун			Тамды			Время интенсивного проявления Начало проявления		
				Зоны		Структурный этаж								
				Южная	Северная	Каледонский		Раннегерцинский	Букан	Кулкудук	Нижний покров		Олигостром	Неоавгохтон
						Тасказган	Косманачи							
Киммерийско-альпийского внутриплитного развития		Северо-восточных сбросо-сдвиговых дислокаций*	D ₁₆									$\frac{N-Q}{T}$		
		Чешуйчатых и встречных надвигов*	D ₁₅									N? N?		
		Кольцевых структур*	D ₁₄									$\frac{N-Q}{P?}$		
Закрытия герцинской окраинно-морской структуры	Коллизонная	Широтных, северо-восточных разрывных структур*	D ₁₃									$\frac{C_3-P}{C_3-P_1}$		
		Юго-восточных локальных складок*	D ₁₂									$\frac{C_3}{C_3}$		
		Широтных складок общего смятия*	D ₁₁									$\frac{C_2-3}{C_1}$		
	Субдукционная	Широтных и юго-восточных раздвигов и сбросов*	D ₁₀									$\frac{C_2-3}{C_1}$		
		Кокпатас под Мурун**	MD ₉									$\frac{C_2-3}{C_2-3}$		
		Мурун под Букан**	MD ₈									$\frac{C_2}{C_2}$		
		Букан под Кулкудук**	MD ₇									$\frac{C_1-2}{C_1-2}$		
		Кулкудук под Тамды**	MD ₆									$\frac{C_1}{C_1}$		
	Частичного сокращения каледонской окраинно-морской структуры	Коллизонная	Северо-восточных локальных складок*	D ₅									$\frac{S_2-D_1}{S_2-D_1?}$	
			Восток-юго-восточных складок общего смятия*	D ₄									$\frac{O_1}{\epsilon-O_1}$	
В основании комплекса Тамды***			MD ₃									$\frac{S_2}{\epsilon?}$		
Субдукционная		Аллохтона Тасказган под Косманачи**	MD ₂									$\frac{S_1}{\epsilon?}$		
		Внутри аллохтона Тасказган***	MD ₁											

Примечание. Д – деформации; М – региональный синдеформационный метаморфизм; * – образование перечисленных структур; ** – поддвиг (шарьирование) первого из перечисленных комплексов (структур) под второй; *** – поддвиг (шарьирование).

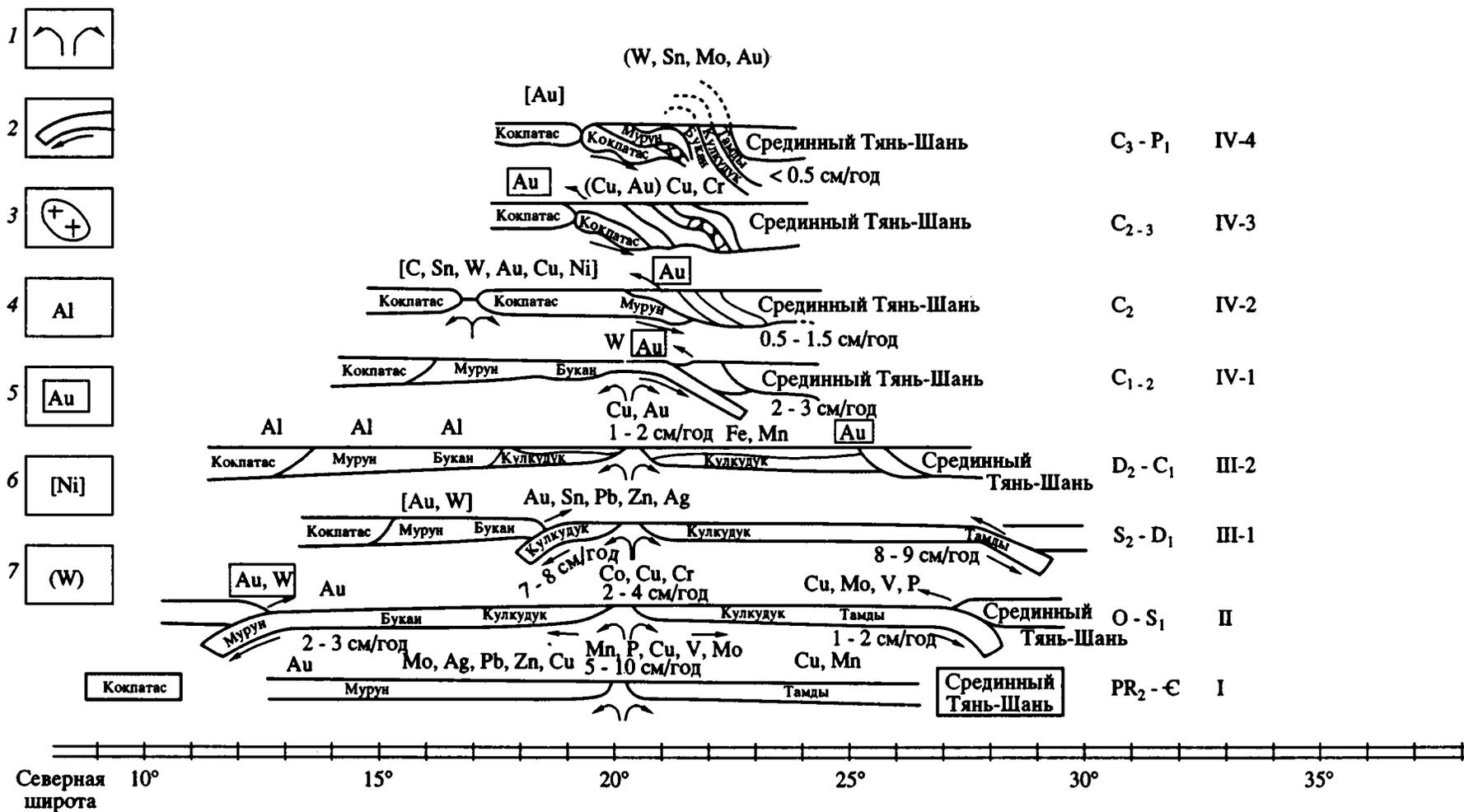


Рис. 3. Схема геодинамической и металлогенической эволюции палеозойских структурно-вещественных комплексов Кызылкумов.

1, 2 – действующие зоны: 1 – спрединга, 2 – субдукции; 3 – интрузивные граниты; 4 – до шарьирования, 5 – в период шарьирования; 6, 7 – в эпохи коллизии: 6 – в стадии рифтогенеза и образования открытых складок, 7 – в стадии гранитоидного магматизма. Цифры на схемах показывают расчетную скорость перемещения блоков коры в см/год.

Второй подэтап (Ш-2, см. рис. 3) эволюции остаточного бассейна характеризуется развитием в девоне комплексов (Кокпатас, Мурун, Букан) в условиях пассивной окраины, на которой происходило накопление мощного карбонатного чехла. К внутриформационным перерывам в этих разрезах приурочены залежи бокситов (горы Кульджуктау, Тамдытау, Букантау). К северу, в центре области формирования комплекса Кулкудук, заканчивается функционирование спрединговой зоны; в верхних членах вулканогенно-осадочных образований этой зоны известна медно-колчеданная с золотом минерализация (Северное Букантау). На северной окраине происходит субдукция комплекса Кулкудук под Тамды, сопровождаемая в граничных частях комплексов интенсивным динамометермальным метаморфизмом (этап деформации МД₆, см. табл. 1). Вдоль шва наволока осуществлялась циркуляция гидротерм, в результате которой образовались золото-сульфидные проявления в Северном Букантау, размещенные в тектоническом контакте комплексов.

Четвертый этап (см. IV на рис. 2) характеризуется полным закрытием бассейна с корой океанического типа. В этот период, судя по прекращению осадкоотложения и одновременному вовлечению пород в шарьяжные движения, комплекс Кулкудук был полностью пододвинут в северном направлении под комплекс Тамды. В процессе поддвига в теле покрова формировались складки ограниченных размеров с южной вергентностью, сопровождаемые субглаукофановым метаморфизмом (этап деформации МД₆, см. табл. 1).

В первый подэтап (см. IV-1 на рис. 3) произошел подвиг комплекса Букан под комплекс Кулкудук. Это событие фиксируется формированием в пределах комплекса Букан флиша, отдельные горизонты которого специализированы на вольфрам [12]. Процесс поддвига приводит к развитию крупных лежащих изоклинальных складок в теле покрова, породы комплекса интенсивно кливажируются и метаморфизуются (этап деформации МД₇, см. табл. 1). Зона наволока в подошве комплекса Кулкудук в Северном Тамдытау вмещает золото-сульфидное проявление. Ореол сульфидной минерализации (пирит, арсенопирит) располагается вдоль шва зоны наволока.

Во второй подэтап (см. IV-2 на рис. 3) начинается пододвигание комплекса Мурун под Букан, которое сопровождалось образованием лежащих складок различного размера, кливажированием и метаморфизмом пород всего разреза (этап деформации МД₆, см. табл. 1). К зоне наволока между комплексами приурочена золото-сульфидно-кварцевая минерализация в Северном Тамдытау, локализованная в вязких разрывах среди вулканогенно-осадочных отложений верхней силура комплекса Букан.

Подвиг пассивной окраины континента отражается на внутренних ее областях. На южном

краю комплекса Кокпатас формируется узкая депрессия северо-западной ориентировки, заполняемая терригенно-вулканогенным обломочным материалом и ограниченная серией сбросов (этап деформации Д₁₀, см. табл. 1), связанных с подкоровым источником магм. Вдоль зон центральных разломов (горы Кульджуктау) произошло внедрение интрузий габбро-гранитовой формации среднего - позднего карбона, с которыми связан широкий комплекс полезных ископаемых различного генезиса [3]: нефелиновые сиениты, редкоземельные карбонатиты, редкоземельные и редкометалльные пегматиты, альбититы, грейзеново-каситеритовая, медно-олово-вольфрамовая, никель-кобальт-графитовая минерализация и т.д.

В третий подэтап (см. IV-3 на рис. 3) продолжение процесса поддвига привело к быстрому погружению и субдукции комплекса Кокпатас под Мурун. В пределах северного края комплекса Кокпатас в это время накапливаются флишево-олистостромовые отложения. В процессе поддвига породы, слагающие разрез комплекса Кокпатас, интенсивно деформируются и метаморфизуются (этап деформации МД₆, см. табл. 1). С этим процессом связана золото-сульфидная минерализация в Южном Букантау, приуроченная к поднадвиговым тектонитам в метавулканитах основания комплекса Мурун. Оруденение образует согласные с вмещающими породами залежи, насыщенные золотоносными сульфидами.

На северной окраине шарьяжно-складчатой области накапливаются перекрывающие комплекс Тамды молассоидные отложения, характеризующиеся, по данным Ш.Ш. Сабдюшева, повышенным геохимическим фоном меди и хрома. В Северном Букантау известен ряд проявлений медной минерализации, связанных с первичноосадочными рудами типа медистых песчаников и алевролитов.

В завершение этого подэтапа в Северном Букантау проявился магматизм тоналит-трондьемитовой формации (Бокалинский массив). По данным З.А. Юдалевича и др. [37], эта формация имеет геохимическую специализацию на ванадий, никель, галлий, медь, мышьяк, золото, стронций. В экзоконтактовой части Бокалинского интрузива в грубообломочных молассоидных отложениях размещены пироксен-гранатовые скарны, содержащие сульфидную минерализацию или вторичные медные минералы. Кроме меди, отмечаются повышенные содержания молибдена и золота.

В четвертый подэтап (см. IV-4 на рис. 3) шарьяжное скупивание коры над зоной поддвига приводит к региональной деформации возникшего шарьяжного сооружения в систему антиклинориев и синклинориев (этапы деформации Д₁₁ и Д₁₂, см. табл. 1) и локальному раздавливанию вторичной рифтовой зоны в комплексе Кокпатас. В центральной части гор Кульджуктау возникла дивергентная структура, осложненная множеством мелких кливажных вязких разрывов, по которым происходило

протрузивное внедрение еще не полностью застывшего габбро-перидотитового подложья рифтовой зоны. Вдоль разломов широко проявились прожилковое окварцевание, графитизация, серицитизация и сульфидная вкрапленность. В пределах измененных вулканогенно-терригенных пород среднего карбона выявлено несколько участков золото-сульфидно-кварцевой минерализации [13].

Кроме структурного преобразования, основным содержанием четвертого подэтапа является массовая выплавка гранитоидов. Подавляющее большинство гранитных интрузий в Кызылкумах размещается вблизи и в зоне герцинского наволока между комплексами Кокпатас и Мурун. Гранитоидные массивы Кызылкумов специализированы на редкие земли, редкие щелочи, олово, молибден, вольфрам, висмут и в меньшей мере на никель, хром, свинец. Кроме того, для некоторых массивов характерны мышьяк, серебро, кобальт, медь, цинк, фтор, уран, ванадий [37]. Оруденение относится к различным генетическим типам: грейзеновое, скарновое, гидротермальное. Комплекс рудной минерализации охватывает в основном редкометалльные (вольфрам, молибден, олово), иногда с золотом, проявления.

В завершающие моменты четвертого этапа образовались системы секущих разрывных нарушений в основном широтного, северо-восточного и в меньшей степени северо-западного простирания (этап деформации D_{13} , см. табл. 1). Эти крутопадающие разломы контролируют пояса даек пестрого состава, а также вмещают золото-сульфидно-кварцевую и золото-сульфидную гидротермальную минерализацию. Эта минерализация накладывается на интрузивные породы и по времени образования является постмагматической.

Этап киммерийско-альпийского внутриплитного развития в Кызылкумах зафиксирован образованием кольцевых структур, чешуйчатых надвигов и зон протяженных мощных разломов в основном северо-западной, северо-восточной и широтной ориентировок (этапы деформации D_{14} , D_{15} и D_{16} , см. табл. 1). В горах Букантау к зонам разломов и их пересечениям приурочены дайки и диатремы щелочных базальтоидов, характеризующихся выщеларковым содержанием свинца, олова, молибдена, фтора, ниобия, меди, хрома, никеля, отчасти ртути, золота и сурьмы [25].

Зонами разломов контролируется разнообразная минерализация, из которой наибольший интерес представляют жильные проявления золото-серебро-полиметаллическо-кварцевой формации, размещающиеся в пределах верхней части комплекса Кокпатас и нижней части комплекса Мурун. Известны они и в верхах комплекса Букан и молассоидных отложениях (Северный Тамдытау). Это оруденение повсеместно сопровождается антимонитовой минерализацией.

Киноварь не образует значительных скоплений, локализуется в зонах разломов и оперяющих

трещинах северо-восточного и широтного простирания. Рудовмещающими породами являются карбонатные формации комплекса Кокпатас (горы Кульджуктау) и Мурун (Северный Тамдытау, Бельтау). В протолокках совместно с киноварью установлены пирит, галенит, сфалерит, барит, халькопирит, антимонит, серебросодержащие блеклые руды, что подтверждает связь серебряной и ртутной минерализации. Завершают гидротермальный процесс баритовые жилы и прожилки, изредка с гнездами целестина.

Таким образом, рассмотрение геодинамического развития и эволюции рудной минерализации Кызылкумов приводит нас к следующим выводам.

1. Комплекс полезных ископаемых района обусловлен процессами окраинно-морского породообразования, последующего шарьяжного скучивания при субдукции и коллизии, формирования континентальной коры и последующего ее развития.

2. Золотое оруденение, являющееся профилирующим для района, образовалось в основном в каледонские и герцинские этапы шарьярования, связанные с процессами субдукции. Рудообразование в течение каждого этапа шло непрерывно-дискретно и синхронно с шарьяжным скучиванием. Дискретность обусловлена "перескоками" зоны рудоотложения в сторону пододвигаемой плиты при приращении к нависающему краю соскабливающихся клиньев коры.

Эти выводы позволили предложить субдукционно-гидротермальную модель рудообразования в аккреционной призме, рассматриваемую ниже.

Согласно положениям теории тектоники литосферных плит, на активных континентальных окраинах океаническая кора поглощается в зонах субдукции и лишь незначительная часть ее, по оценке Р.Г. Колмана [18], не более 0.001%, приращивается к краю континента, образуя аккреционную призму. При поглощении происходят структурно-метаморфические преобразования пород, сопровождаемые дегидратацией и при нарастании этих процессов (увеличение температуры и давления на более глубоких горизонтах) приводящие сначала к частичному (селективному), а затем и полному переплавлению погружающейся плиты. Выделяющиеся гидротермальные растворы содержат выщелоченные петрогенные и рудные элементы и просачиваются снизу вверх через породы активной континентальной окраины или островной дуги [36]. Анализ геологического строения и позиций проявлений рудной минерализации в Кызылкумах позволил детализировать эту схему и установить, что в качестве основного пути движения гидротерм выступает сама зона субдукции [24]. В этом случае, кроме крутых разломов, по которым происходит подъем гидротермальных растворов в перекрывающую плиту, большое значение для продвижения растворов имеют сравнительно пологие швы наволоков,

разделяющие покровы различных структурно-вещественных комплексов в аккреционной призме.

Как показано выше, в истории становления коры Кызылкумов выделяется несколько тектонических стадий (см. табл. 1, рис. 3), отражающих последовательность формирования каледонской, а затем и герцинской аккреционных призм. Основными тектоническими нарушениями являются наволоки, выраженные мощными (до 1 км, чаще – десятки – сотни метров) зонами расщепления, кливажирования пород, под микроскопом опознающихся как бластомилониты. В зависимости от масштаба и структурного положения выделяются главные, локальные наволоки и вязкие разрывы. Главные наволоки служат границами герцинских структурно-вещественных комплексов и каледонских покровов, локальные наволоки усложняют внутреннее строение комплексов, приводя к совмещению или выпадению частей их разрывов. Наиболее мелкие структуры такого типа, образованные зонами сгущения кливажа, – вязкие разрывы. Первичное положение этих структур реставрируется как пологое [8, 42]. В структурный парагенезис этих стадий входят также изоклинальные, как правило, лежащие, складки с осевыми поверхностями и кливажом, параллельными шовным зонам.

Наволоки и вязкие разрывы часто маркируются протяженными зонами гидротермально-измененных пород с кварцево-жильной и сульфидно-вкрапленной минерализацией. Основными признаками синхронности (и генетической связи) шарьирования и минералообразования являются: положение минерализованных тел в непосредственной близости (в краях) и внутри швов наволоков; приуроченность рудной минерализации к зонам вязких разрывов и кливажу; соответствие ориентировок минералов рудной минерализации и кливажа; вытянутость рудных столбов по линейности; взаимосвязь процессов рудообразования и динамометаморфизма; повышенное содержание рудных элементов в милонитах зон шарьирования; кливажирование рудной минерализации и часто наблюдаемое резкое тектоническое ограничение рудных залежей швами наволоков.

Структурно-метаморфические преобразования в период субдукции приводят к образованию кливажа, в микротрещинах которого находится выделенный при дегидратации флюид. Сквозное развитие кливажа, с одной стороны, создает связь с более глубинными частями погружающейся плиты, а с другой – появляется структурная анизотропия, обеспечивающая направленную проницаемость пород. По данным Е.И. Паталахи [27], проницаемость деформированных пород (тектонитов) зон сжатия максимальна в направлении линейности (максимальная удельная площадь пор), минимальна по нормали к плоскости кливажа (минимум удельной площади пор) и средняя – в направлении, лежащем в плоскости кливажа поперек линейности. С учетом этих данных можно сделать вывод, что перемещение флюидов может происходить в

основном вдоль поверхностей кливажа, особенно – по зонам его сгущения (вязкие разрывы, наволоки), а в пределах последних – вдоль линейности. Общее направление флюидного потока будет совпадать с восстанием зоны субдукции, поскольку возможность фильтрации за пределы швов наволоков в несколько раз ниже. Таким образом, такая система может быть сопоставлена с однонаправленным (в плоскости зоны) и фактически изолированным в других направлениях потоком флюидов. Направленная миграция флюидов могла происходить не только за счет перепада давления. Е.И. Паталаха [27] акцентирует внимание на пульсационном характере подвижек по разломам и предлагает механизм фильтр-прессинга для объяснения миграции флюидов по их зонам. Важное значение должно иметь явление гидроразрыва, приводящее при избыточном давлении флюидов к прорыву, расщеплению пород жидкими включениями.

В результате направленного перемещения рассеянной капельно-пленочной жидкой фазы высокотемпературные флюиды прорываются из более глубинных областей вдоль наклонного шва и концентрируются на уровнях сравнительно низкотемпературных зон метаморфизма. В последних, по достижении термодинамических барьеров и при постоянной подпитке снизу, создаются аномально высокие “пластовые” давления, происходит гидроразрыв, вскипание растворов и в итоге выпадение значительных минеральных масс, а температурный градиент обуславливает зональность при их отложении.

Изучение с этих позиций синхронной рудной минерализации в зонах наволоков и вязких разрывов герцинского и каледонского времени Кызылкумов позволило выделить семь типовых одновременно существующих обстановок вдоль зоны субдукции и в формирующейся аккреционной призме (рис. 4), характеризующихся тектоническими, температурными условиями и спектром мобилизованных или зафиксированных в минеральной форме рудных элементов, в общем соответствующим, с одной стороны, фации метаморфизма, а с другой – уровню устойчивости соединений в растворах. Нарастивание аккреционной призмы за счет последовательного расчешуивания аллохтонных пластин сопровождается постепенным снижением температуры вдоль зоны субдукции, что должно приводить к наложению в поздние стадии низкотемпературных ассоциаций. Этим объясняется сложная интерференционная и в целом регрессивная металлогеническая ситуация в Кызылкумах, в которой реставрируется ряд последовательно возникающих обстановок.

Обстановка 1 (глубокий эпигенез – низшие ступени зеленосланцевого метаморфизма) – верхняя фронтальная часть зоны субдукции, отвечающая пологому ее участку, расположенному под козырьком активной континентальной окраины или аккреционной призмы (рис. 4). Преимущественная ориентировка сдвиговых тектонических напряжений близка к слоистости. Характеризуется

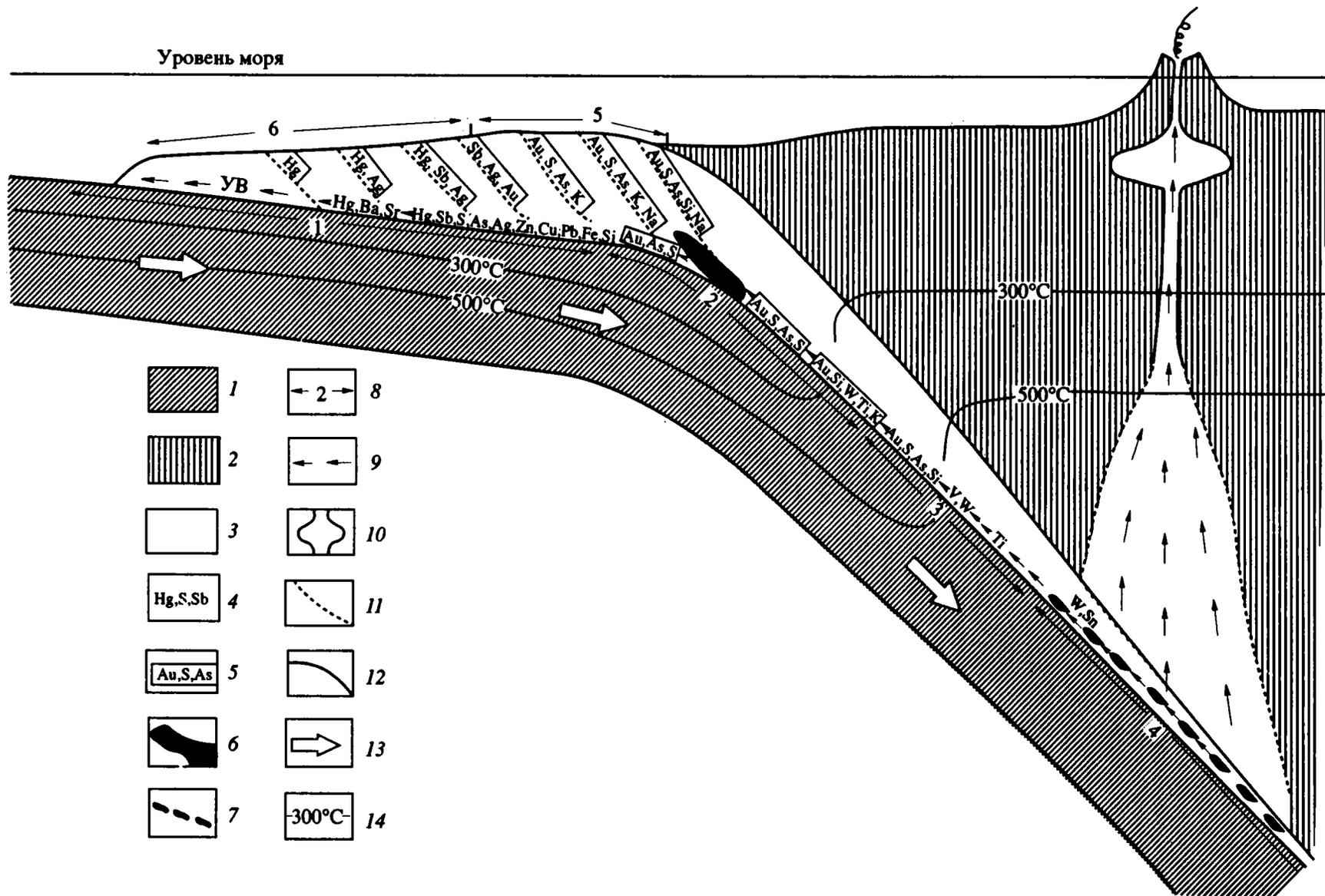


Рис. 4. Обстановки рудообразования в пределах аккреционной призмы.

1 – субдицирующая плита; 2 – активная континентальная окраина или островная дуга; 3 – аккреционная призма; 4 – элементы, выносимые за пределы конкретной обстановки; 5 – элементы, отлагающиеся в пределах конкретной обстановки (позиции месторождений); 6 – уровень становления интрузивных массивов; 7 – селективное плавление в пределах обстановки 4; 8 – области проявления конкретных обстановок; 9 – направление перемещения подвижной (флюид, расплав) фазы; 10 – промежуточные магматические очаги на активной континентальной окраине или островной дуге; 11 – разрывные нарушения в аккреционной призме; 12 – зона поддвига; 13 – направление поддвига субдицирующей плиты; 14 – изотермы.

низкими параметрами давления и температуры. Из дегидратирующегося осадочного слоя погружающейся плиты отжимается вначале свободная вода, затем пленочная и, наконец, раннеметаморфическая, выделяющаяся при реакциях перехода глинистой составляющей осадков в хлорит-гидро-слюдисто-серицитовую компоненту сланцев с выделением кремнекислоты. В подвижную форму переходят в основном "низкотемпературные" элементы: железо, марганец, медь, цинк, свинец, серебро, ртуть, сурьма, мышьяк. На этом же этапе происходит отгон значительных масс углеводородов. Продвижение гидротерм осуществляется вдоль систем послонных трещин, и, вероятно, основная их часть удаляется из системы, являясь основой стратиформных телетермальных месторождений в активной континентальной окраине. Сохранность полисульфидной минерализации в самой зоне возможна только при ее небольшой последующей эрозии. В Кызылкумах такие проявления не выявлены, более благоприятны в этом отношении южные и восточные районы Южного Тянь-Шаня, где известна сурьмяно-ртутная минерализация в тектонических контактах структурно-вещественных комплексов, слагающих основание герцинской аккреционной призмы.

Обстановка 2 (зеленосланцевая фация метаморфизма) приурочена к изгибу под аккреционной призмой погружающейся плиты (рис. 4). Тектонические напряжения в этом месте располагаются под крутым углом к слоистости, и в результате деформаций образуются изоклинальные складки, кливаж, вязкие разрывы, линейность и т.д. Плоскостные элементы здесь конформны зоне субдукции, линейные – перпендикулярны направлению тектонического перемещения. На уровне этой обстановки располагается основной термодинамический барьер, приводящий к эффекту гидроразрыва: высокое давление уменьшает пористость, снижая проницаемость пород, в то время как кливаж и вязкие разрывы создают пути для подтока больших масс высокотемпературных гидротерм из нижележащих участков зоны субдукции. Здесь происходит отложение основной части породообразующих минералов: кварца, полевых шпатов, слагающих вкрапленно-прожилково-жилльные образования в трещинах кливажа и вязких разрывах. Здесь же отлагаются рудные компоненты: золото, вольфрам. В настоящее время почти во всех каледонских и герцинских наволоках, разделяющих структурно-вещественные комплексы и отвечающих этой обстановке, установлена золотая минерализация (рис. 5).

Различная устойчивость комплексов золота в метаморфогенно-гидротермальном растворе [10] приводит к зональному отложению золото-сульфидных и золото-кварцевых руд в термоградиентном поле зоны поддвига. На верхних уровнях они представлены прожилково-вкрапленной золото-сульфидной формацией. Примером могут служить их проявления на контактах герцинских аллохтон-

ных структурно-вещественных комплексов Кокпатас–Мурун в горах Букантау, Букан–Кулкудук в горах Бальпантау, а также Кулкудук–Тамды в северо-западном Букантау. Известна золото-сульфидно-кварцевая минерализация в шве наволока Мурун–Букан в горах Северный Тамдытау. На более низком уровне размещается жильно-прожилковая вольфрам-золото-сульфидно-кварцевая формация, развитая в каледонских наволоках и вязких разрывах основания комплекса Мурун [33]. К ней относятся кварцевые жилы с золотом и шелитом в вязких разрывах юго-восточного фланга Мурунтау. К самому низкому уровню этой обстановки приурочена прожилково-метасоматическая золото-кварцевая формация, максимально проявленная на Мурунтау и в горах Ауминзатау.

Следует отметить, что низкий градиент температур, а также порционное поступление растворов (продуктов последовательных метаморфических реакций) обуславливают значительный размах оруденения по падению и дискретность размещения различных рудных формаций в пределах обстановки 2. Можно полагать, что в Кызылкумах вследствие особенностей процесса аккреции над каледонскими и герцинскими палеозонами субдукции произошла консервация реликтов именно обстановки 2, и этим, по нашему мнению, объясняется высокая промышленная золото-рудная значимость территории в отличие от других районов Южного Тянь-Шаня.

Обстановка 3 (амфиболитовая фация метаморфизма) занимает более низкую позицию, чем предыдущая (см. рис. 4). Деформации отличаются большей интенсивностью: складки сжатые, кливаж сквозной, породы представляют собой бластомилониты (фактически это сплошной вязкий разрыв). Высокие термодинамические условия этого уровня определяют вынос отсюда и постоянную ассоциацию в рудах предыдущей обстановки "высокотемпературных" элементов – калия, титана, золота, вольфрама.

Положение пород амфиболитовой фации метаморфизма на глубоких уровнях зоны субдукции объясняет их сравнительную редкость на современном эрозионном срезе. На территории Кызылкумов они почти не развиты. Примером является метавулканогенно-кремнисто-сланцевая формация основания комплекса Тамды в Северном Тамдытау и Северном Букантау.

Обстановка 4 (ультраметаморфизм) – следующая по глубине и характеризуется температурами, достаточными для селективного плавления наиболее легкоплавких пород (см. рис. 4). Выделяющаяся жидкая капельно-пленочная фаза, соответствующая по составу гранитоидной магме, концентрируется в трещинах кливажа. Градиент давления и пульсирующий характер подвижек в зоне контакта плит инициируют подъем жидкой фазы вдоль нее на более высокие уровни, где отдельные капли сливаются в крупные скопления

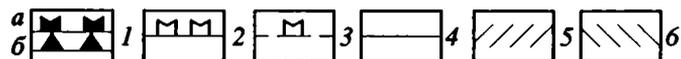
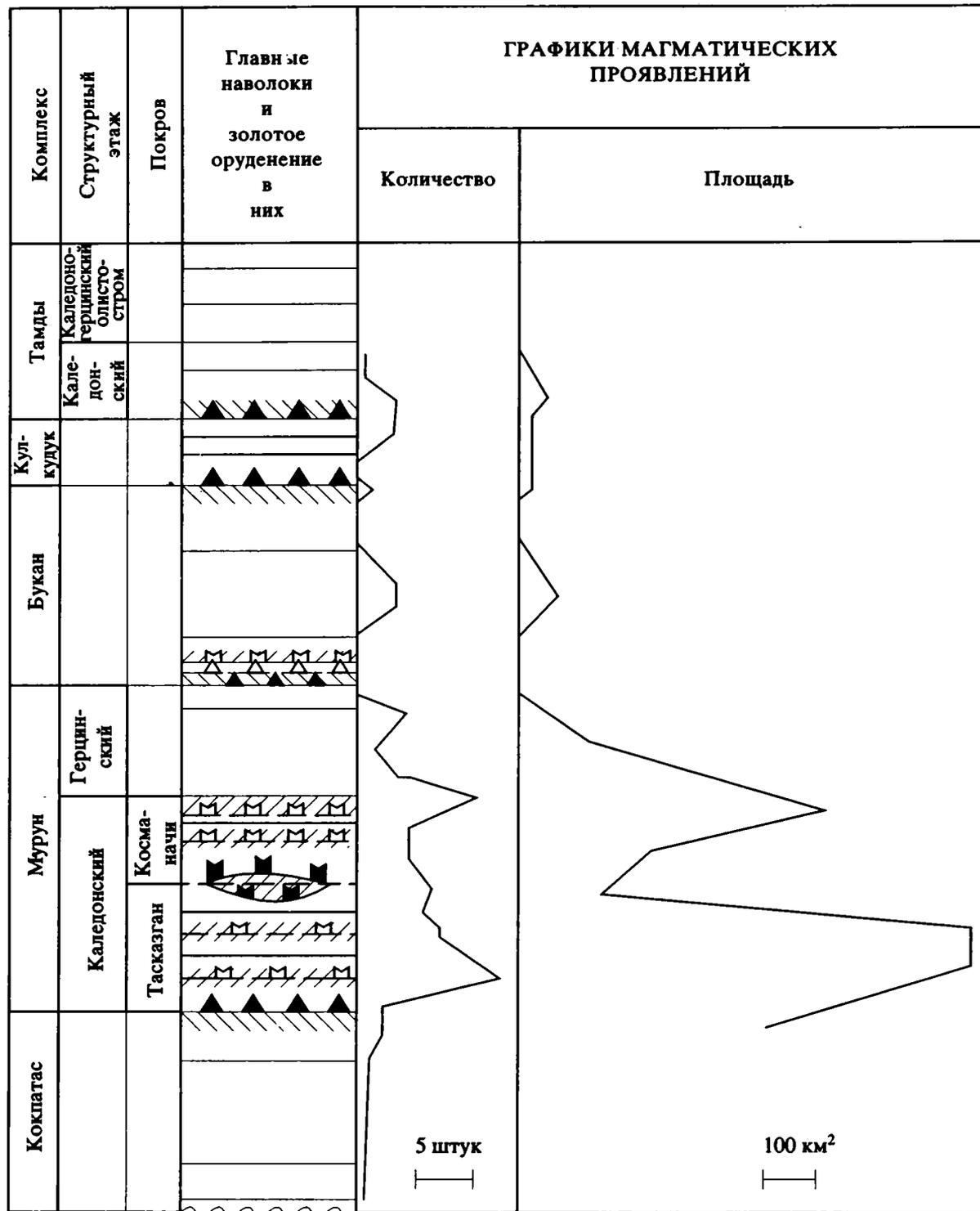


Рис. 5. Положение синшарьжной золотой минерализации и гранитоидных массивов в разрезе каледонских и герцинских аллохтонных комплексов Кызылкумов.

1 – главные наволоки: а – каледонские, б – герцинские; 2 – локальные наволоки; 3 – вязкие разрывы; 4 – границы геологических формаций; 5 – золото-кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая формации каледонского и 6 – золото-сульфидная формация герцинского возраста.

расплава (пологие магматические “струи”). В результате этого подъема на верхних горизонтах зоны субдукции, в благоприятных структурных и термодинамических условиях (в Кызылкумах это зеленосланцевая фация метаморфизма), в швах главных наволоков образуются стратифицированные массивы гранитоидного состава. С этих позиций получают объяснение многие особенности гранитоидного магматизма на территории Кызылкумов (Нуратинская гранодиорит-гранитная серия по [15]). В целом массивы представляют собой уплощенные по вертикали и удлинённые в плане пологие или слабонаклоненные интрузивные залежи. Анализ размещения их в разрезе (см. рис. 5) показал, что основная масса магматических пород приурочена к основанию комплекса Мурун на его границе с комплексом Кокпатас и контролируется швом пологозалегающего герцинского наволока. Для массивов, формировавшихся на глубинах до 6 - 8 км [16] и расположенных ближе к корне-

вым областям герцинской палеозоны субдукции, характерно проявление гнейсовидности, полосчатости, ориентированных параллельно контактам (Южный Букантау), что является признаком течения дифференцированного магматического материала [15]. Для массивов, наиболее удаленных от корневых областей и формировавшихся на глубине 2 - 3 км [16], типична милонитизация вдоль контактов (Ауминзинский интрузив), что объясняется их продвижением в полужидком состоянии. Характерно линейное расположение минералов в виде “узелков” в контактово измененных породах, что свидетельствует о сильных стрессовых напряжениях во время внедрения интрузива. В свете изложенного становится объяснимым преимущественное размещение гранитоидных массивов между горами Ауминзатау и Кульджуктау в Южном Букантау как местах выхода на поверхность (или приближения к ней) зоны наволока между комплексами Мурун и Кокпатас (рис. 6).

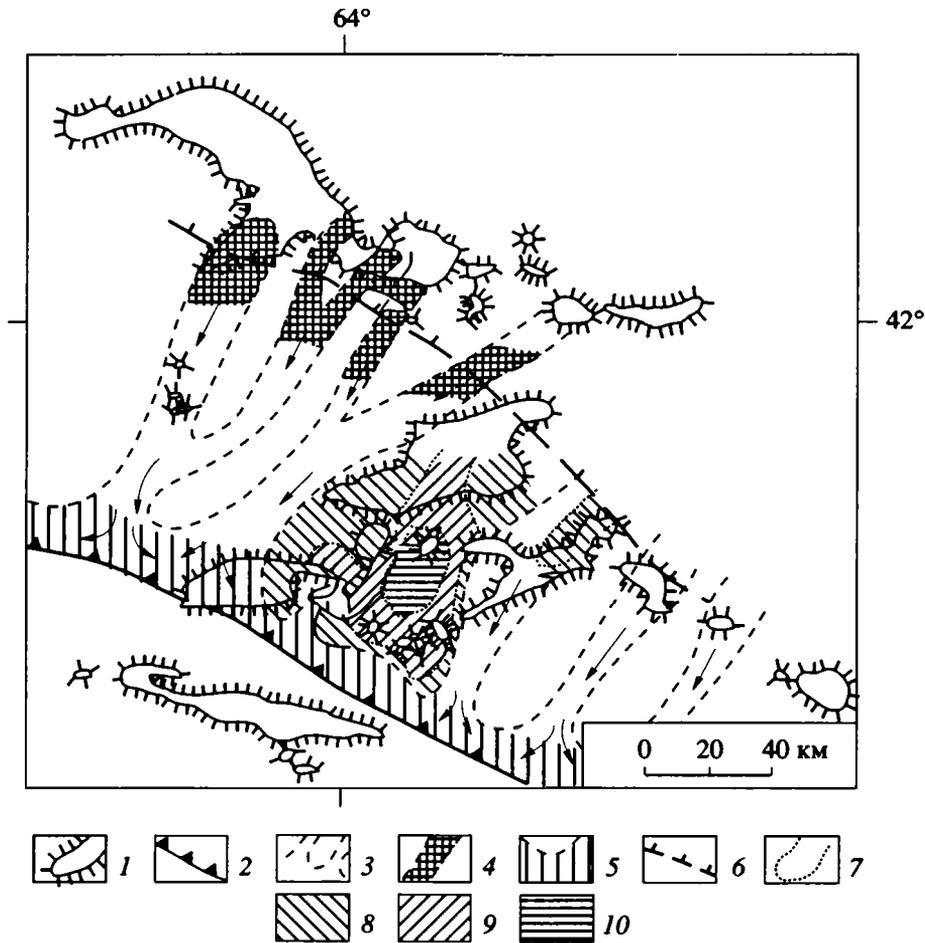


Рис. 6. Схема размещения магматических “струй” и зональность послемагматической минерализации в Кызылкумах. 1 – границы выходов докембрийского складчатого основания; 2 – зона наволока между комплексами Мурун и Кокпатас, контролирующая размещение гранитоидных массивов; 3 – направление перемещения расплавленной фазы вдоль зоны наволока и границы магматических “струй”; 4 – участки наволока с магматическими “струями”, максимально приближенные к дневной поверхности; 5 – часть наволока, благоприятная для концентрации расплавленной фазы и образования крупных гранитоидных массивов; 6, 7 – границы развития постмагматических проявлений: 6 – редкометалльных, 7 – золотой минерализации разных типов; 8 – минерализация: 8 – жильно-прожилковая золото-сульфидно(арсенопирит)-кварцевая, 9 – прожилково-вкрапленная золото-пирит-арсенопиритовая, 10 – прожилково-вкрапленная золото-пиритовая.

В приконтактных и апикальных частях мнотрузий в Кызылкумах известны редкометалльные проявления различных генетических типов: грейзеновые, скарновые, гидротермальные, в основном приуроченные к основанию магматических "струй" вдоль зон наволоков.

Еще ниже по падению зоны субдукции, под обстановкой, температура возрастает настолько, что приводит к плавлению большей части верхнего слоя погружающейся плиты. Зона субдукции на этом уровне оказывается непроницаемой, и выведение вещества (флюиды, расплав) к дневной поверхности осуществляется по тектонически ослабленным зонам уже в пределы активной континентальной окраины согласно ранее предложенной схеме [36].

Описанные четыре обстановки относятся к процессам, происходившим непосредственно в зоне субдукции при условии относительной замкнутости системы, однако в случае прорыва флюида по секущим разломам вверх синхронное рудо-

образование могло происходить также в вышележащей аккреционной призме. В зависимости от мощности аккреционной призмы можно выделить обстановки, характеризующиеся на ранних этапах сравнительно небольшим, а на поздних – мощным пакетом аллохтонных комплексов.

Обстановка 5 – аккреционная призма небольшой мощности, в которой тектонические напряжения реализуются в виде секущих разломов (см. рис. 4). Имея довольно крутые падения на удалении от фронтальной части зоны субдукции, на глубине эти разломы выполаживаются и сочленяются с вязкими разрывами и наволоками. Рудоносные гидротермы поднимаются по этим секущим швам вверх от поверхности главного наволока и при достижении определенных термодинамических уровней отлагают полезные компоненты, образуя минерализованные тела. Геохимическая характеристика растворов и минерализации в начале аналогична обстановке 2, но впоследствии поднимающийся по восстанию

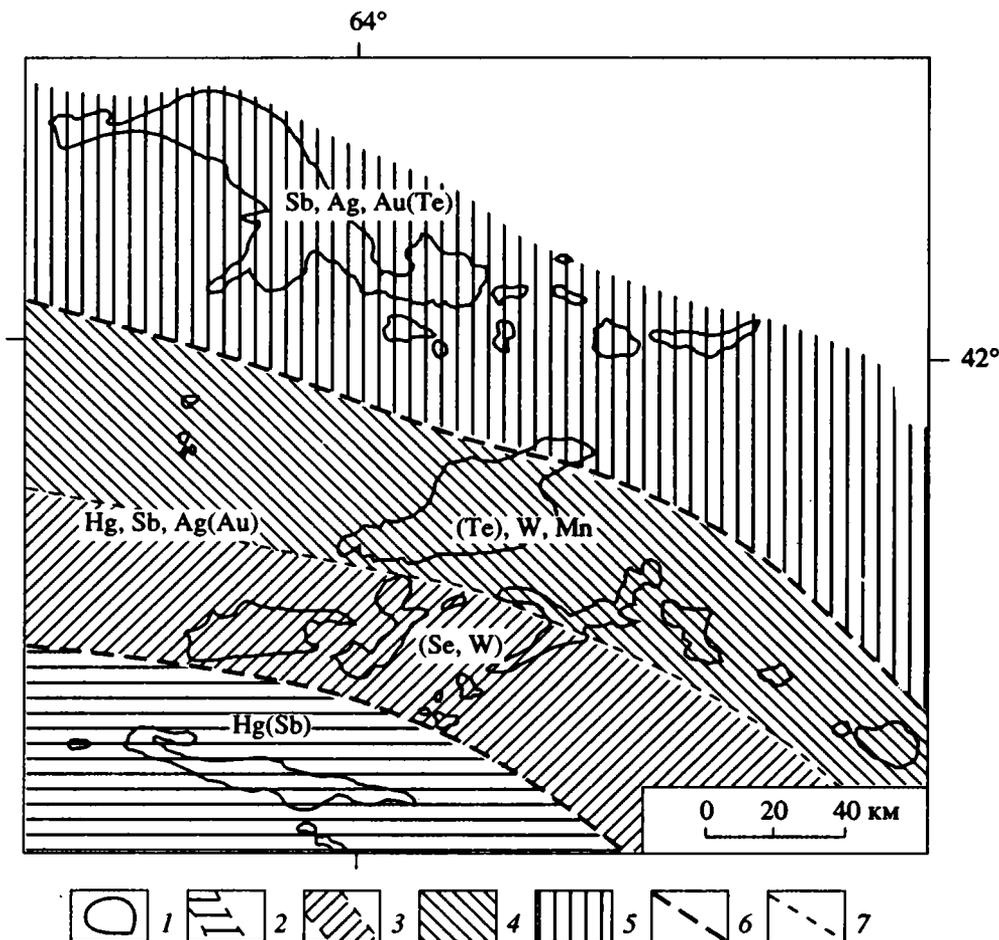


Рис. 7. Схема металлогенической зональности киммерийского этапа рудообразования в Кызылкумах.

1 – границы выходов докембрийского складчатого основания; 2 – 5 – площади развития минерализации разного металльного профиля: 2 – сурьмяной и ртутной, 3, 4 – ртутной, сурьмяной и серебряной с золотом (подзоны с развитием в рудах: 3 – селенидов, 4 – теллуридов), 5 – сурьмяной, серебряной и золотой; 6, 7 – границы металлогенических: 6 – зон, 7 – подзон.

зоны субдукции магматический материал своим температурным фронтом, во-первых, “подогревает” растворы, во-вторых, “активизирует” их.

Рассмотрим эту ситуацию на примере позднегерцинских золотых проявлений Кызылкумов. Все они расположены выше наволока между комплексами Кокпатас и Мурун. Сам наволок доступен наблюдениям в горах Букантау, где в его лежащем боку развита синшарьяжная прожилково-вкрапленная золото-пирит-арсенопиритовая минерализация. Основная масса позднегерцинских проявлений золота развита южнее (по восстанию палеозоны субдукции), в основании комплекса Мурун в горах Южный Тамдытау, Бельтау, Джитымтау и Аристантау. Они локализируются в секущих зонах широтных, северо-восточных, близмеридиональных разломов. Геохимическая общность минерализации в зонах этих разломов и наволоках, несмотря на некоторые видовые различия, сохраняется, во всех них золото связано с сульфидами и имеет положительные корреляционные связи с мышьяком. Метаморфизирующая роль продвигавшегося по восстанию зоны субдукции из обстановки 4 расплавленного материала отразилась в зональном отложении рудной минерализации в термоградиентном поле магматических “струй” (см. рис. 6). Ближе всего к интрузивным массивам и путям (траекториям) продвижения расплава размещаются золото-сульфидно(арсенопирит)-кварцевые, затем идут золото-пирит-арсенопиритовые и наиболее удалены золото-пиритовые проявления, образующие избирательно проявленные в породных разностях минерализованные залежи. В этом же направлении уменьшается дисперсия содержаний золота и происходит смена жильно-прожилкового оруденения на прожилково-вкрапленное.

Обстановка 6 соответствует поздним, завершающим, этапам процесса, когда уже произошел подвиг континентальной окраины под комплекс Кокпатас, а аккреционная призма достигла значительной мощности и состояла из пакета аллохтонных пластин (рис. 4). В последних деформации выражаются в подновлении прежних и образовании новых секущих разрывных нарушений “хрупкого” типа. Температурные условия в зоне поддвига и выше нее уже минимальны (система “остыла”) и соответствуют обстановке 1. Гидротермы, поднимающиеся от главного наволока, содержат ряд “низкотемпературных” элементов: ртуть, сурьму, медь, свинец, цинк, серебро и незначительное количество золота. Температурный градиент вдоль поверхности наволока создает металлогеническую зональность, выражающуюся в размещении различной рудной минерализации в секущих разрывных нарушениях перекрывающего пакета аллохтонных пластин. В Кызылкумах эта обстановка проявилась в триасовое (?) время и минерализация встречена во всех структурно-вещественных комплексах и в неавтохтоне.

Анализ размещения проявлений ртути, сурьмы, серебра, золота этой эпохи показал (рис. 7), что к югу расположены низкотемпературные, а к северу – более высокотемпературные объекты. Металлогенические зоны вытянуты с запад - северо-запада на восток - юго-восток. Самая южная зона, включающая горы Кульджуктау, характеризуется развитием в широтных нарушениях и на пересечении их с северо-восточными ртутных проявлений, в которых антимонит присутствует как минеральная примесь. Следующая зона охватывает широкую полосу от южной части гор Ауминзатау до Балпантау (Северный Тамдытау). Она вмещает ряд мелких проявлений ртути с самостоятельными скоплениями антимонита. Основной здесь является серебряная минерализация с примесью золота. По присутствию в рудах селена и теллура можно выделить южную подзону с развитием преимущественно селенидов и северную, где распространены теллуриды. Вольфрам в южной подзоне входит в состав сульфосолей, а в северной распространен шеелит. Самая северная зона включает горы Шушактау (Северный Тамдытау), Окжетпес, Южный Букантау и характеризуется развитием самостоятельных сербросодержащих сурьмяных проявлений. В золото-серебряных проявлениях произошло разделение золотой и серебряной минерализации: часть жил содержит только золото, а другие специализированы на серебро.

Обстановка 7 относится к стадии внутриплитного развития, наступившей после окончания формирования аккреционной призмы. Характерной чертой рассматриваемого района является широкое развитие кольцевых структур разного размера [7], проявленных как в складчатом фундаменте, так и в чехле и образующих гирлянды, вытянутые в северо-северо-восточном направлении (рис. 8). Отмечается преобладание вертикальных движений в пределах кольцевых структур, что приводит к возникновению купольных или депрессионных форм. Начало их формирования относится, по разным оценкам, к позднему карбону и совпадает с завершением позднегерцинской субдукции в Южном Тянь-Шане [9, 41].

Большая часть кольцевых структур, расположенных у южного конца гирлянд, является нефтегазоносной. Происхождение скоплений углеводородов связывается с накоплением и преобразованием пород чехла, но часть исследователей предполагают возникновение этих скоплений при миграции флюидов из палеозойских толщ [2, 4, 38, 39]. Основанием для таких взглядов служили некоторые примеры фактической нефтегазоносности палеозойских пород (Алайский, Зеравшанский, Карачатырский, Туркестанский хребты). В Западном Узбекистане газопроявления в палеозойских образованиях были обнаружены при буровых работах.

Предлагаемая модель субдукционно-гидротермального рудообразования дает возможность

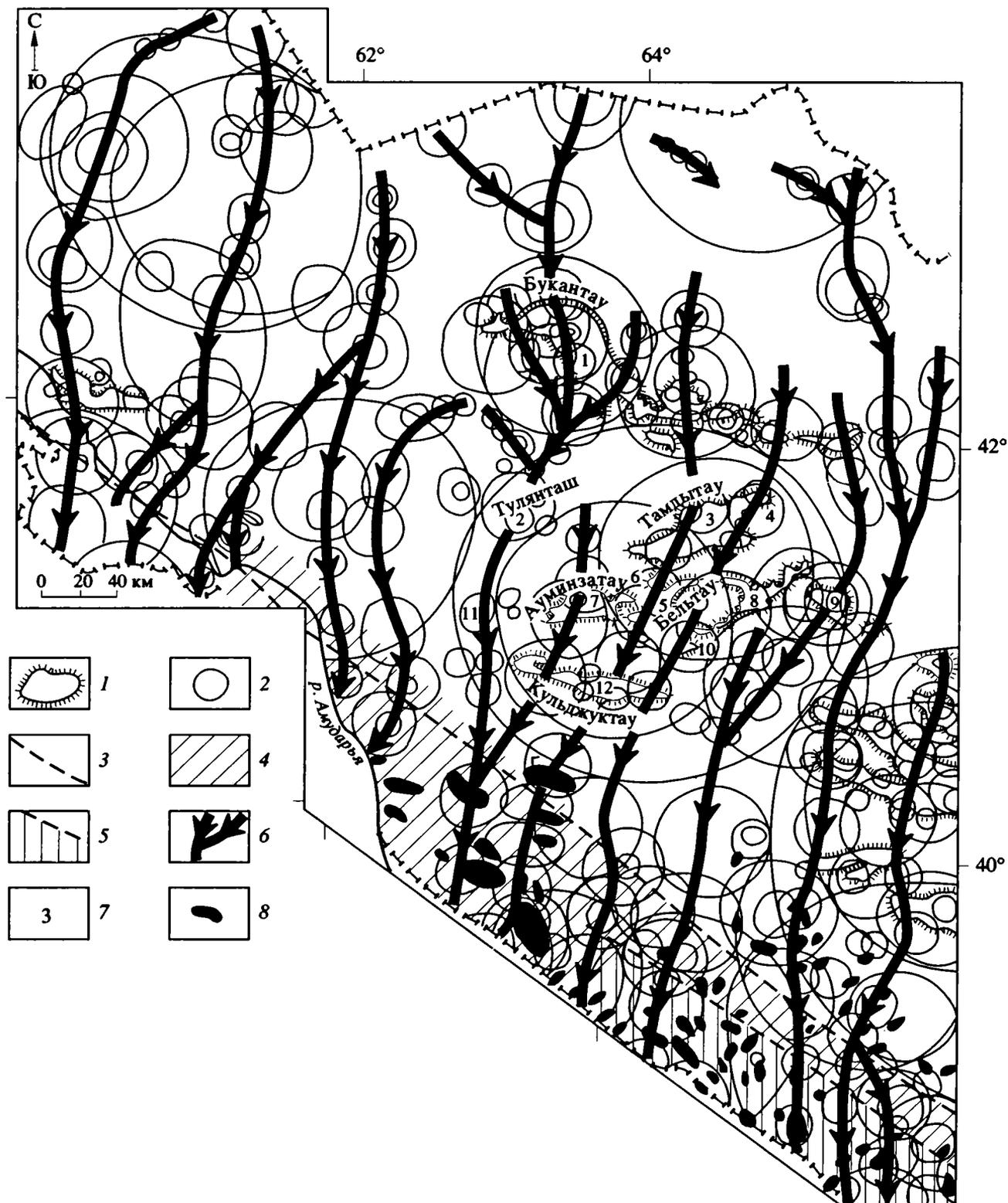


Рис. 8. Схема размещения кольцевых структур в Западном Узбекистане (по Ф.М. Баязитовой, А.К. Глуху и др., 1985 г., с упрощениями и дополнениями).

1 – контур выходов домезозойского складчатого основания; 2 – кольцевые структуры; 3 – граница выхода на поверхность фундамента континентальной коры архей-протерозойского возраста (граница Устюрт-Таримского микроконтинента); 4 – площади распространения скоплений газообразных углеводородов; 5 – основные аномальные зоны соленакопления и их границы; 6 – траектория потоков флюидных масс; 7 – географические пункты Кызылкумов: 1 – Букантау, 2 – Тулянташ, 3 – Тамдытау, 4 – Кыныр, 5 – Бельтау, 6 – Джитымтау, 7 – Ауминзатау, 8 – Аристантау, 9 – Сангрунтау, 10 – Караката, 11 – Кынгыртау, 12 – Кульджуктау; 8 – месторождения углеводородов (Г – Газли).

Таблица 2. Генетическая формула субдукционно-гидротермальной модели рудообразования

Генетические факторы и параметры	Генетическая формула
Характеристика рудообразующего процесса	
Глубинность зарождения геологического процесса, порождающего рудообразование	Верхние уровни зоны субдукции, от поверхности до глубин, где анатексису подвергается менее 10 - 20% верхнего слоя субдуцирующей плиты.
Тип геологического процесса	Дегидратация и анатексис в зоне субдукции
Источник рудного вещества	Верхний слой субдуцирующей плиты
Источник рудообразующего раствора	Поровая и связанная вода осадочных, вулканогенных пород и серпентинитов
Источник энергии рудообразующего процесса	Изменение термоградиентного поля вдоль зоны субдукции
Обстановка и условия рудоотложения	
Рудообразующий раствор	Смена состава снизу вверх в зоне и во времени: 1. Хлоридно-гидрокарбонатные, натрий-калиевые, pH = 7.3 - 8.6. 2. Хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные, калий-натровые, pH = 7.3 - 5.1. 3. Сульфатно-гидрокарбонатные, натрий-кальций-магниевого, pH = 5.5 - 5.8.
Среда отложения	Пологие зоны бластомилонитов и крутопадающих хрупких разломов в аккреционной призме, сложенной чешуями верхних частей океанической, переходной коры и шельфовых разрезов
Механизм отложения	Метасоматиты и жилы выполнения в области гидроразрыва и других местах резкого падения давления, обусловленных осложнениями дренирующих тектонических зон
Зональность	В термоградиентном поле зоны субдукции от высокотемпературной зоны к низкотемпературной рудные формации: пегматитовые, грейзеновые, скарновые и в надинтрузивной зоне гидротермальные золото-редкометалльные проявления; золото-кварцевая; шеелит-золото-сульфидно-кварцевая; золото-сульфидно-кварцевая; золото-сульфидная; золото-серебряная; сурьяно-ртутная; барит-целестиновая; углеводородная
Взаимодействие с вмещающими породами	Наиболее активное с образованием метасоматитов при высоко- и средне-температурных процессах: слюдисто-калишпат-кварцевые метасоматиты; альбит-серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты; серицитолиты
Термодинамическая обстановка рудоотложения	Постепенное снижение температуры рудоотложения от 450 - 650 до 280 - 320 и 100 - 60°C. Давление до 1.9 - 4 кбар при кристаллизации гранитоидов и до 0.8 - 2.2 кбар при гидротермальном процессе

предложить механизм образования нефтегазонасных кольцевых структур в связи с термодинамическим и флюидным режимом вдоль пологой тектонической зоны между основанием аккреционной призм, сложенным карбонатно-терригенными породами, и пододвинутой окраиной Устюрт-Таримского микроконтинента. Основой механизма является предположение, что обводненные нефтематеринские породы герцинского осадочного чехла континентальной окраины оказались при субдукции погруженными на большие глубины (15 - 40 км и более). В процессе выравнивания температур вдоль тектонического шва, длящегося десятки миллионов лет, происходит подъем изотерм в основании аккреционной призм и осадочном слое пододвинутой окраины, приводящий к их дегидратации. Подъем температур зас-

тавляет мигрировать выделившиеся флюиды вдоль пологой тектонической поверхности от позднегерцинской зоны субдукции в сторону южной континентальной окраины. Увеличение объема субдуцировавшихся осадков при их дегидратации, а также структурные осложнения дренирующей зоны приводят к образованию участков со сверхвысоким пластовым давлением. В этих участках происходит выпячивание перекрывающих отложений и образование купольных кольцевых структур, размер которых определяется главным образом объемом флюидных скоплений. В дальнейшем отток флюидов вызывает проседание, образуются депрессионные кольцевые структуры. Таким образом, гирлянды кольцевых структур маркируют траектории "потоков" или струй флюидов, а ареал их развития - фронт продвижения

флюидных масс. С учетом возможной первичноповышенной нефтегазоносности пород можно полагать, что значительную долю в составе флюидов должны составлять углеводороды. Такая модель предсказывает фракционирование углеводородов, что должно приводить к региональной латеральной зональности: месторождения газа и легких нефтей приурочены к "струям" во внешней части аккреционной призмы (Бухаро-Хивинская область), а проявления тяжелых и вязких нефтей – к внутренней (например, Ферганская впадина). В связи с этим палеозойский складчатый фундамент Кызылкумов и гор Нуратау представляется перспективным на обнаружение скрытых месторождений легкой и тяжелой нефти, экранированных аллохтонными комплексами. Важные сведения об этом могут быть получены в процессе бурения глубокой скважины СГ-10 в Кызылкумах.

Рассмотренная выше на примере Кызылкумов субдукционно-гидротермальная модель рудообразования в аккреционной призме коренным образом отличается от предлагавшихся ранее постмагматически-гидротермальной [31, 43], сингенетично-эпигенетической [11], флюидно-мантийной [14] гипотез и в то же время заимствует из них ряд положений.

Генетические модели рудообразования должны включать в себя ряд факторов и параметров, сочетания которых предложены Л.Н. Овчинниковым [26]. Для субдукционно-гидротермальной модели генетическая формула представлена в табл. 2.

Таким образом, на примере Кызылкумов мы последовательно рассмотрели геодинамические обстановки, имевшие место в пределах зоны субдукции и аккреционной призмы, отличающиеся геохимической специализацией происходящих процессов, их рудными потенциалами, что приводит к образованию металлогенической зональности. В качестве выводов можно отметить следующее.

1. Основной движущей силой рудообразования на конвергентных границах плит является термобарическая конвейерная сепарация элементов вдоль зоны субдукции.

2. Различные уровни рудогенерации отвечают за металлогенический профиль определенных участков (обстановок) зон субдукции (ныне швов главных наволоков), и соответственно, металлогенический профиль района во многом зависит от уровня эрозионного среза палеозоны субдукции.

3. При суммировании геохимических спектров каледонских, герцинских и киммерийских минеральных ассоциаций, имеющих незначительные перекрытия, получен единый зональный латеральный ряд рудных формаций палеозон субдукции: углеводороды–ртуть (барий, стронций)–сурьма–серебро (медь, свинец, цинк, селен, теллур, вольфрам)–золото (сера, мышьяк, титан, вольфрам)–вольфрам (олово, молибден).

4. Сходство вещественного состава рудной минерализации не является признаком единого источника гидротерм, иногда может отражать однотипность геотектонических процессов в разное время, а чаще свидетельствует о близких *P-T* условиях рудомобилизации и рудоотложения. Правильнее говорить не об одном (или едином) источнике гидротерм, а о целом ряде сменяющихся во времени гидротермальных систем определенных геодинамических обстановок.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамович И.И., Клушин И.Г.* Геодинамика и металлогения складчатых областей Л.: Недра, 1987. 248 с.
2. *Авазов Т.Н., Хаимов Р.Н., Шейн В.С.* О возможной нефтегазоносности палеозойских отложений Амударьинской впадины // Нефтегазовая геология и геофизика. 1974. № 5. С. 6 - 8.
3. *Айсанов Я.Б., Егоров А.И.* Геологическое строение и основные черты минерализации палеозойских образований гор Кульджуктау. Ташкент: Фан, 1978. 120 с.
4. *Амурский Г.И., Варенцов М.И., Васильев В.Г.* О нефтегазоносности палеозоя Средней Азии // Геология нефти и газа. 1970. № 8. С. 47 - 51.
5. *Бендик А.Т.* Геолого-генетические особенности золотого оруденения Мурунтауского рудного района: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Ташкент: ТашГУ, 1970. 27 с.
6. *Бискэ Ю.Е., Поршняков Г.С., Талашманов Ю.А.* Герциниды Ферганского хребта и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: ЛГУ, 1982. 128 с.
7. *Борисов О.М., Глух А.К.* Кольцевые структуры и линейменты Средней Азии. Ташкент: Фан, 1982. 124 с.
8. *Буртман В.С.* Геология и механика шарьяжей. М.: Недра, 1973. 102 с.
9. *Буртман В.С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем (варисциды Тянь-Шаня и каледонида Северной Европы). М.: Наука, 1976. 164 с.
10. *Вилор Н.В., Казьмин Л.А.* Физико-химическое моделирование метаморфогенного гидротермального золотого оруденения // Региональное метаморфогенное рудообразование. Винница: АН УССР. Институт геохимии и физики минералов, 1982. С. 179 - 188.
11. *Гарьковец В.Г.* О выделении Кызылкумского типа сингенетично-эпигенетических месторождений // Докл. АН СССР. 1973. Т. 208. № 1. С. 163 - 165.
12. *Гарьковец В.Г., Савчук Ю.С., Бурлуцкий Ю.Г., Тикунов С.С., Баскаков Ю.Ф.* Метагенетическое вольфрамовое оруденение Кызылкумов // Узб. геол. журн. 1980. № 2. С. 10 - 13.
13. *Егоров А.И.* О золоторудной минерализации гор Кульджуктау // Узб. геол. журн. 1971. № 5. С. 13 - 15.
14. *Иванкин П.Ф., Иншин П.В.* О взаимосвязи углевода и воды в петрогенезе // Сов. геология. 1977. № 1. С. 35 - 46.
15. *Изох Э.П., Юдалевич З.А., Пономарева А.П. и др.* Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана. Новосибирск: Наука, 1975. 518 с.

16. Каталог интрузивных массивов Узбекистана. Часть II. Ташкент: Фан, 1975. 432 с.
17. Ковалев А.А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М.: Недра, 1985. 223 с.
18. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
19. Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 495 с.
20. Мухин П.А. Возраст и направление движения масс при шарьировании метаморфических толщ Центральных Кызылкумов // Геолого-структурные условия формирования эндогенных месторождений Средней Азии и вопросы их оценки. Ташкент: САИГИМС, 1977. С. 74 - 79.
21. Мухин П.А., Абдуллаев Х.А., Минаев В.Е. и др. Палеозойская геодинамика Средней Азии // Сов. геология. 1989. № 10. С. 47 - 58.
22. Мухин П.А., Каримов К.К. Палеозойские геодинамика и металлогения Кызылкумов // Узб. геол. журн. 1989. № 3. С. 3 - 17.
23. Мухин П.А., Савчук Ю.С., Колесников А.В. Положение "Мурунтауской линзы" в структуре метаморфических толщ Южного Тамдытау (Центральные Кызылкумы) // Геотектоника. 1988. № 2. С. 64 - 72.
24. Мухин П.А., Савчук Ю.С. Распределение золотого оруденения в Кызылкумах в связи с процессами субдукции // Новые данные по геологии Узбекистана и смежных территорий. Ташкент: САИГИМС, 1987. С. 29 - 44.
25. Мушкин И.В. Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979. 136 с.
26. Овчинникова Л.Н. Геохимические аспекты единой генетической модели рудного месторождения // Генетические модели эндогенных формаций. Новосибирск: Наука, 1983. Т. 1. С. 26 - 34.
27. Паталаха Е.И. О роли разломной тектоники в некоторых важнейших геологических процессах с тектонофизических позиций // Тектоника и формации Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1971. С. 109 - 130.
28. Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: ЛГУ, 1973. 216 с.
29. Поршняков Г.С. Этапы формирования тектонических структур различных сегментов герцинид Южного Тянь-Шаня // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 66 - 73.
30. Проценко В.Ф. Морфологические особенности осадочно-диагенетических пиритов в углеродистых породах Бельтау (Центральные Кызылкумы) // Зап. Узб. отд. ВМО. Ташкент: Фан, 1981. Вып. 34. С. 28 - 32.
31. Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана. Ташкент: Фан, 1969. 396 с.
32. Сабдюшев Ш.Ш., Усманов Р.Р. Тектонические покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау // Геотектоника. 1971. № 5. С. 27 - 36.
33. Савчук Ю.С. Золотая минерализация Мурунтау и ее тектонофашиальная позиция // Тектонофашии и геология рудных объектов. Алма-Ата: Наука, 1989. С. 158 - 165.
34. Савчук Ю.С., Мухин П.А., Воронов О.А. Тектонофашиальный анализ областей шарьяжно-складчатого строения (на примере Кызылкумов) // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1990. № 6. С. 16 - 27.
35. Савчук Ю.С., Мухин П.А. Прогнозно-геодинамическая эволюция рудных процессов Кызылкумов // Прогнозирование, поиски, разведка и экономика минерального сырья в Средней Азии. Ташкент: САИГИМС, 1989. С. 70 - 79.
36. Сорохтин О.Г. Тектоника литосферных плит и природа геосинклинали магматизма // Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977. С. 5 - 13.
37. Туляганов Х.Т., Юдалевич З.А., Коржаев В.П. и др. Карта магматических комплексов Узбекской ССР. Ташкент: Фан, 1984. 345 с.
38. Хаимов Р.Н., Борисов О.М., Ахмеджанов М.А., Борисов С.О. Вопросы нефтегазоносности рифей-палеозойских отложений Средней Азии // Сов. геология. 1985. № 2. С. 14 - 20.
39. Хамрабаев И.Х., Рыжков О.А., Ахмеджанов М.А., Борисов О.М., Хаимов Р.Н., Зуев Ю.Н., Шейн В.С. О нефтегазоносности палеозойских отложений Узбекистана и прилегающих территорий // Геология и полезные ископаемые Узбекистана. Ташкент: Наука, 1964. С. 34 - 47.
40. Шпотова Л.В., Ушаков В.Н. Палеозойский щелочно-базальтовый вулканизм запада Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1981. 150 с.
41. Шульц С.С. (мл.) Концентрические сводовые структуры восточной части Туранской плиты на космических снимках // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 3. С. 182 - 184.
42. Шульц С.С. (мл.) Формирование континентальной коры палеозойских складчатых поясов и их современная структура на примере Тянь-Шаня // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. С. 156 - 176.
43. Юдин И.М. Тонкорассеянная сульфидная минерализация вмещающих осадочно-метаморфических пород Мурунтау и некоторые вопросы ее генезиса // Геология рудных месторождений. М.: Наука, 1971. № 2. С. 43 - 51.

Рецензенты: В.И. Коваленко, А.С. Перфильев

Evolution of Ore Processes in the Structure of Southern Tien Shan Accretionary Prism (Kyzylkum Geodynamic Polygon)

Yu. S. Savchuk, P. A. Mukhin

The paper considers geodynamic patterns of evolution of the Paleozoic Kyzylkum accretionary prism and its sites of ore processes. It is shown that most of Kyzylkum ore deposits display direct or vicarious connections with subduction processes. The historic geology analysis of the region's geodynamics has led to a subduction-hydrothermal model with seven major ore-forming environments.

УДК 551.242.3(571.51)

РИФЕЙСКИЙ ОФИОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

© 1993 г. М. И. Волобуев

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Поступила в редакцию 26.05.92 г.

В пределах Енисейского кряжа выделены две полосы развития рифейских офиолитов, находящихся в аллохтонном залегании. Одна, основная, протягивается вдоль Енисея на 600 км, вторая, будучи параллельна ей, располагается примерно на 100 км восточнее. В составе офиолитового комплекса установлен практически весь набор пород, характерный для классических офиолитов, кроме комплекса параллельных даек. Показано, что в течение позднего рифея первоначально пассивная окраина Сибирского континента была преобразована в активную, возможно, с возникновением системы островных дуг. Коллизия последних с Сибирским континентом началась в конце позднего рифея и закончилась к позднему венду.

В раннем рифее Енисейский кряж являлся составной частью молодой Сибирской платформы. Западная граница платформы располагалась, вероятно, далеко в Западной Сибири и, может быть, сочленялась с Восточно-Европейской платформой. В пределах Енисейского кряжа в это время существовал неглубокий эпиконтинентальный морской бассейн, в котором накапливались терригенно-карбонатные отложения плитного чехла – пенченгинская свита. Возраст серицит-мусковитовых и мусковит-биотит-гранатовых сланцев из этой свиты, по измерениям К-Аг-методом, составляет 1620 - 1650 млн. лет. Седиментационный процесс сопровождался внедрением силлов и даек диабазов и габбро-диабазов трапповой формации (комаровский комплекс), имеющих К-Аг-возраст 1600 - 1650 млн. лет. Близкий возраст, по нашим измерениям Рb-Рb изохронным методом – 1550 - 1600 млн. лет, имеют также мраморы из терригенно-карбонатных отложений алыгджерской свиты Восточного Саяна, которые сопоставляются с отложениями пенченгинской свиты как раннерифейские стратиграфические эквиваленты.

С наступлением среднего рифея палеотектоническая обстановка коренным образом изменилась в связи с крупными геологическими событиями планетарного масштаба – распадом Пангеи-1 и новообразованием ряда океанических бассейнов, в том числе и Урало-Монгольского палеоокеана, отделившего Восточно-Сибирский кратон от Восточно-Европейского. Енисейский кряж с этого времени стал развиваться как пассивная континентальная окраина Восточно-Сибирского материка. В его пределах накапливались песчано-глинистые осадки, преимущественно турбидитного характера (от кординской до погорюйской свит включительно). Среди наиболее глубоководных отложений западного склона получили развитие вулканогенные образования – диабазы, диабазовые порфириты, спилиты и туфы основного

состава, приуроченные главным образом к горболокской свите. Поскольку эти вулканиты являются автохтонными и не обнаруживают связи с породами офиолитового комплекса, их следует рассматривать в качестве составной части формации кластических клиньев.

В это же время в результате субширотного раскола западной окраины Восточно-Сибирского материка по направлению современной долины р. Ангары заложился Иркинеевский авлакоген, развивавшийся затем в течение всего позднего докембрия и раннего палеозоя.

В конце среднего рифея в одну из ранних фаз сжатия, предшествовавшей столкновению Восточно-Сибирского континента с мозаикой микроконтинентов западносибирской ветви Урало-Монгольского палеоокеана, накопленные толщи были смяты в складки, раскливажированы, метаморфизованы и подверглись гранитизации. Особенно интенсивно эти процессы проявились на внутренней (западной) окраине Енисейского кряжа, где метаморфизм достигает амфиболитовой фации. В результате гранитизации широкое распространение получили очковые гнейсы. В областях наиболее интенсивной метасоматической фельдшпатизации и переплавления континентальной коры возникли анатектические рапаки-виподобные граниты. По данным изохронного Рb-Рb-метода, возраст цирконов из этих гранитов на правобережье Енисея, ниже устья р. Гаревки, составляет 1050 ± 20 млн. лет.

Спустя некоторое время, по-видимому, в позднем рифее на метаморфические толщи среднего рифея и более древние образования автохтона со стороны Западной Сибири был обдуцирован офиолитовый покров. Породы этого покрова уже не затрагиваются гренвиллской гранитизацией, но, как будет показано ниже, прорываются более молодыми палингенными гранитоидами

Посольно-Ангарского комплекса, сформировавшимся 850 - 820 млн. лет назад.

Поверхность надвига сравнительно полого, слегка волниста, наклонена в сторону Западно-Сибирской плиты. Амплитуда горизонтального перемещения шарьированных масс составляет не менее 100 км (см. ниже). Зона столкновения двух континентальных массивов отчетливо трассируется гипербазитовым швом, протянувшимся в виде прерывистой полосы по правобережью Енисея на 600 км – от Осиновых порогов на р. Енисее на севере до р. Кан на юге. Гравиметрические и магнитометрические данные показывают, что на некоторых участках офиолитовый комплекс прослеживается на левобережье р. Енисея под чехлом Западно-Сибирской плиты.

В составе офиолитового аллохтона наблюдается почти полный набор пород океанической коры: серпентинизированные гипербазиты, полосчатые габброиды с секущими их дайками метабазов и метаморфизованные пиллоу-лавы. Справедливости ради следует отметить, что нормальные стратиграфические контакты между гипербазитами, габброидами и базальтами в районе встречаются крайне редко. Соотношения между ними, как правило, тектонические (рис. 1), поэтому относительная возрастная последовательность пород устанавливается по комплексу геологических, изотопно-геохронологических признаков и путем корреляции со слоистым строением океанской коры.

В основании офиолитового пояса залегают гипербазиты. В настоящее время на Енисейском кряже известно более 50 отдельных массивов и небольших тел этих пород. В пределах пояса они распределяются неравномерно, вдоль цепочки СЗ-го простирания. Большая часть массивов сосредоточена в северо-западном сегменте пояса, между реками Верхняя Сурниха на юге и Глотиха на севере (сурнихинский комплекс). Ряд небольших массивов известен в приенисейской полосе южной части Енисейского кряжа.

Наибольшая концентрация и наиболее крупные тела гипербазитов сосредоточены в бассейне р. Верхней Сурнихи. Здесь они образуют ряд крутопадающих линзообразных массивов, сгруппированных в зоне 25-километровой протяженности в виде S-образной фигуры. Размеры линз непостоянны и колеблются от первых десятков метров до 7 км в длину при мощности от нескольких метров до 0.5 км. Контакты с вмещающими породами всегда сорваны. Линзы гипербазитов располагаются большей частью кулисообразно одна относительно другой и под острыми углами к простиранию пояса, что свидетельствует о значительной роли на этом отрезке пояса деформаций горизонтального сдвига, возможно, вдоль поперечного разлома. В целом гипербазитовые массивы представлены сильно тектонизированными

и измененными гарцбургитами, лерцолитами и верлитами, реже дунитами и пироксенитами. Эти породы подверглись интенсивной серпентинизации, оталькованию, актинолитизации, карбонатизации и хлоритизации. Нередко они превращены почти в мономинеральные серпентиниты, сложенные антигоритом и хризотилом при незначительном содержании актинолита, хлорита, талька, кварца и магнетита. По таким серпентинитам развиваются секущие прожилки (мощностью 0.5 - 4 см) поперечно-волокнистого хризотила, обладающего слабой способностью к распушению волокна. Реликты первичных минералов в перидотитах представлены оливином, ромбическим и моноклинным пироксенами и хромшпинелидами. Постоянное присутствие последнего минерала позволяет относить перидотиты к среднеглубинным мантийным образованиям.

В южной части Енисейского кряжа гипербазитовые линзы и пластинообразные тела наблюдаются вдоль западной окраины – в окрестностях пос. Предивинск, в низовьях рек Юдинки, Кимбирки и Весниной. Выходы их четко контролируются разломом СЗ-го простирания. Размеры линз и пластины варьируют от первых десятков метров до 1.5 км в длину при мощности от 3 - 5 м до 50 м. Наиболее крупное пластинообразное тело обнажается на правом берегу р. Енисея, выше пос. Предивинск.

Гипербазиты представлены аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, тесно ассоциирующими с эпидот-хлорит-актинолитовыми и тальк-актинолитовыми сланцами. Вмещающими породами, в большинстве случаев, являются раннедокембрийские гнейсы и кристаллические сланцы канской и веснинской серий, а около пос. Предивинск – метавулканиты контрастной базальт-липаритовой формации неясного возраста.

В последнее время в изотопно-геохронологической лаборатории МГУ под руководством Ю.А. Шуколюкова было сделано 10 определений возраста амфиболов из ортоамфиболитов и амфиболовых сланцев этой толщи с использованием высокочувствительного К-Аг-метода. Полученные цифры возраста имеют узкий интервал разброса – от 655 до 685 млн. лет, т.е. находятся в рамках раннего венда. Мы рассматриваем их как показатель верхнего предела возраста контрастной формации.

Следующей единицей офиолитового разреза является грубо расслоенный кумулятивный комплекс с перидотитами в основании, постепенно переходящими вверх в пироксениты, габбро и более кислые не выдержанные по мощности и простиранию дериваты. Наиболее крупным расслоенным габбро-перидотитовым массивом является Борисихинский, расположенный в северо-западном сегменте офиолитового пояса, в низовье долины одноименной реки. Массив имеет пластообразную

форму и вытянут в северо-западном направлении на 15 км, ширина его около 7 км. Контакты со вмещающими породами тектонические. В основании массива залегают апогартцбургитовые и аповерлитовые перидотиты, составляющие до 40% объема массива. Верхнюю часть его слагают массивные габброиды. Переходная зона, мощностью не ме-

нее 400 м, между гипербазитами и массивными габброидами имеет цикличное строение, обусловленное чередованием полос серпентинизированных дунитов и верлитов с габбро и габбро-анортозитами. Т.Я. Корнев и др. [3] выделили в этой зоне ряд полос мощностью 1.5 - 2 м рудных титаноносных габбро и сплошных ильменит-магнетитовых

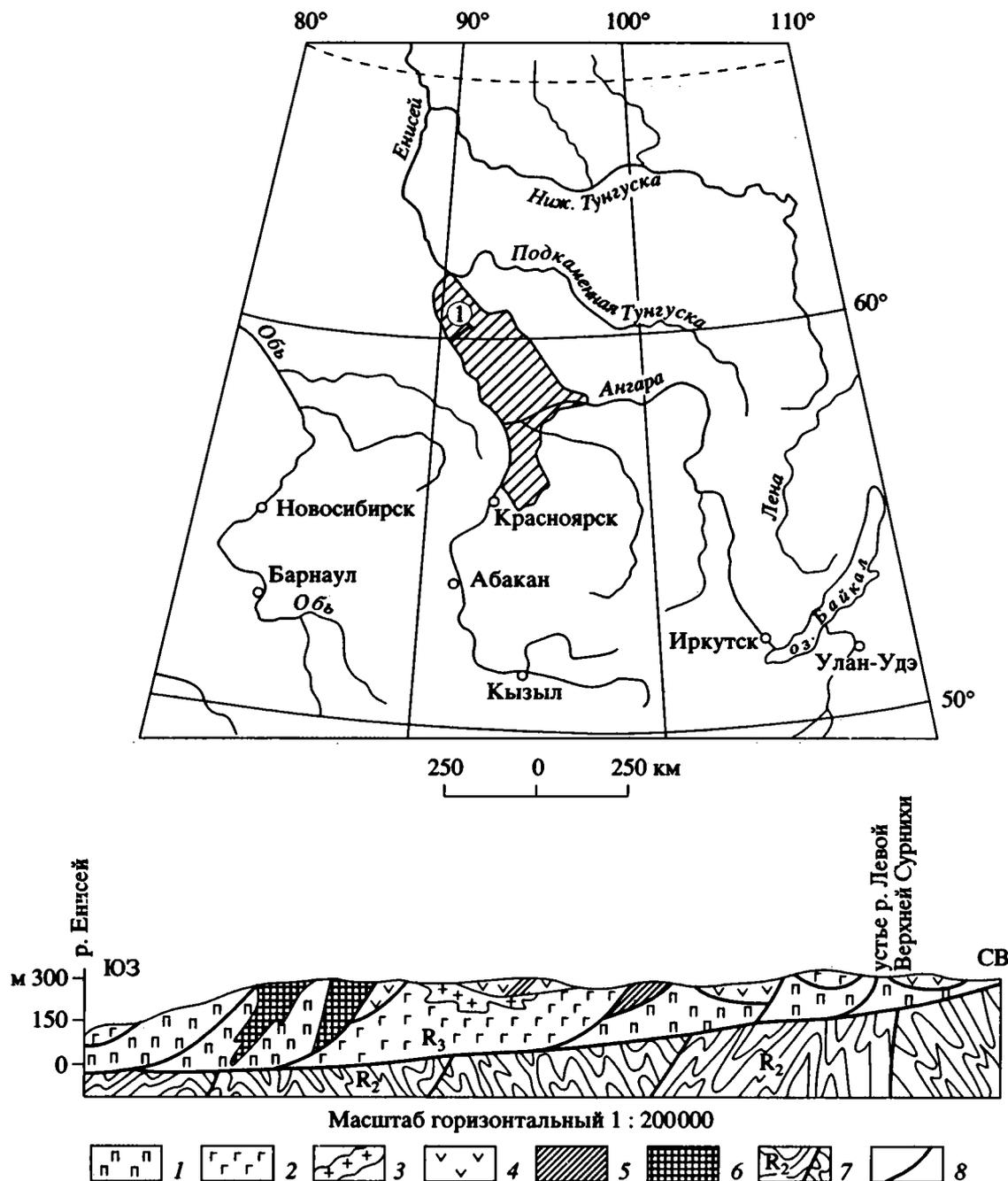


Рис. 1. Принципиальный схематический разрез офиолитового аллохтона вдоль долины р. Верхней Сурнихи.

1 – серпентинизированные перидотиты, серпентиниты; 2 – кумулятивные перидотиты и габбро; 3 – плагиограниты, диориты; 4 – метаморфизованные подушечные лавы; 5 – актинолит-хлоритовые, гранат-актинолитовые, гранат-хлорит-альбитовые и др. сланцы; 6 – олистолиты; 7 – породы автохтона; 8 – тектонические разрывы.

На врезке заштрихован Енисейский криж, показано положение рис. 1.

руд с содержанием двуокиси титана до 20%. Масивные габброиды верхней части разреза содержат в небольшом количестве дифференциаты кислого состава, вплоть до плагиигранитов.

Значительный интерес представляет грубо расчлененный кумулятивный массив офиолитового комплекса из бассейна р. Кии, точнее из ее левого притока р. Киликей, находящийся в аллохтонном залегании. Массив имеет пластинообразную форму и протягивается почти на 20 км в СЗ направлении при ширине около 5 км. Контакты со вмещающими породами тектонические. В строении массива достаточно хорошо выражена стратиграфическая последовательность залегания пород разного состава. Нижняя часть сложена сильно измененными оливин-клинопироксеновыми кумулятами – верлитами, средняя – габброидами и верхняя – плагиигранитами. Породы автохтона представлены кристаллическими сланцами сухопитской серии.

Верлиты слагают незначительную часть объема массива. На треугольной диаграмме $MgO-CaO-Al_2O_3$ (рис. 2) и диаграмме зависимости $SiO_2-FeO/(FeO + MgO)$ (рис. 3) фигуративные точки их составов точно ложатся в пределы полей ультраосновных кумулятов, что позволяет рассматривать верлиты как дифференциаты базальтовой магмы.

Габброиды занимают более половины объема массива. Нижняя часть габброидного разреза относительно однородна по составу и строению, верхняя представлена брекчированными габбро. Первичные минералы габбро: пироксены и плаггиоклазы лабродорового состава – почти нацело замещены амфиболом и сосюритом соответственно. На диаграммах (см. рис. 2 и 3) фигуративные точки габбро располагаются в пределах полей основных кумулятов.

Наиболее поздними образованиями, слагающими верхнюю часть массива, являются плагииграниты. Они имеют рвущие контакты с габбро и проникают в габбровую брекчию, цементируя ее и образуя пеструю гамму гибридных пород – от габбродиоритов до гранодиоритов.

Плагииграниты представлены среднезернистыми, обычно равномернозернистыми, реже порфирированными разновидностями, состоящими из альбитизированного олигоклаза – андезина, амфибола и биотита.

Верхний предел возраста габбро-плагиигранитного массива определяется на основании срезания его с северной стороны более молодым массивом биотитовых гранитов, U-Pb возраст которого по нашим определениям составляет 850 млн. лет.

В заангарской части Енисейского кряжа известна еще одна полоса габброидов и небольших массивов гипербазитов офиолитового комплекса. Она протягивается восточнее основной офиолитовой зоны, будучи в общих чертах параллельна

ей, и прослеживается на протяжении 200 км, от устья р. Тасеевой на юге через верховье р. Лендахы (правого притока р. Большой Пит) до верховья р. Кии на севере. Вопрос о происхождении габбро и перидотитов этой полосы не совсем ясен. По-видимому, эти массивы трассируют в общих чертах восточную границу первоначального офиолитового покрова, в последующем в значительной степени (но не всегда) уничтоженного эрозией. Если это предположение справедливо, то амплитуда тектонического перемещения чешуй океанской коры составляла на Енисейском кряже не менее 100 км. Событие это должно было произойти до

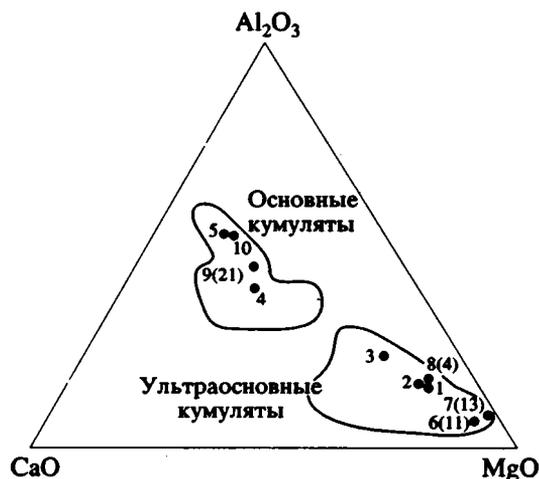


Рис. 2. Диаграмма $MgO-CaO-Al_2O_3$ для основных и ультраосновных кумулятов по [2].

Фигуративные точки 1 - 5 для Киликейского массива по [1, 4] и 6 - 10 – усредненные значения для других массивов по [5]. В скобках – количество образцов.

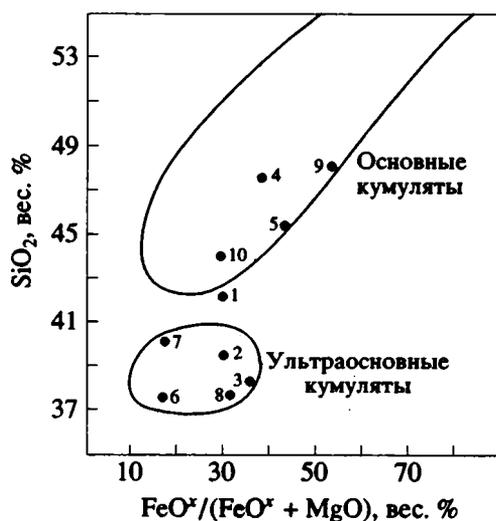


Рис. 3. Зависимость величины $FeO^x/(FeO^x + MgO)$ от SiO_2 в кумулятивных породах офиолитов по [2].

Данные для тех же массивов, что и на рис. 2. FeO^x – суммарное железо, пересчитанное на закись.

850 - 820 млн. лет назад, так как в указанное время габбро-гипербазитовые массивы были уже прорваны гранитами Посольно-Ангарского комплекса (Шумихинский габбро-перидотитовый массив в верховье р. Кии и др.). Возможно, что эта полоса габбро и перидотитов имеет продолжение и в Южно-Енисейском кряже, где вдоль мощных зон миллионов СЗ-го простирания по архейским гнейсам канской серии прослеживаются многочисленные пластообразные тела габброидов не совсем ясного возраста.

Среди кумулятивных габброидов и плагиогранитов встречаются крутопадающие дайки диабазов мощностью 1 - 1.5 м. Иногда они проникают вверх в перекрывающие вулканиты. Однако отчетливого комплекса параллельных даек на Енисейском кряже до настоящего времени не установлено. Изученные немногочисленные дайки сильно изменены, их первичные минералы (плагиоклаз и клинопироксен) замещаются уралитом, хлоритом, альбитом, агрегатом соссюрита, т.е. минеральной ассоциацией зеленосланцевой фации. В целом же надо отметить, что дайковый комплекс в составе офиолитов Енисейского кряжа изучен слабо.

Самую верхнюю часть разреза офиолитового комплекса Енисейского кряжа слагают сильно измененные вулканиты основного состава. Среди этих пород, претерпевших зеленокаменное перерождение, удается различить диабазы, диабазовые порфириты, дацитовые порфиры, прослоянные яшмовидных пород. Иногда в диабазах сохраняются реликты миндалекаменной текстуры, позволяющие предполагать, что излияние подушечных лав происходило на глубине, не превышающей 1 км. Основными полями их распространения являются Ангаро-Питский и Сурнихинско-Кутукасский сегменты офиолитового пояса. С этими вулканитами, особенно в Сурнихинско-Кутукасском районе, ассоциируют альбит-хлорит-актинолитовые, гранат-хлорит-актинолитовые и другие сланцы, метаморфизованные в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях. Особенности состава и структуры этих пород, характер продуктов вторичного изменения и условия залегания позволяют считать зеленые сланцы сильно метаморфизованными и метасоматически преобразованными туфами основного состава. Метаэффузивы в разрезах переслаиваются с филлитами, кварцитами, кварц-хлорит-серицитовыми сланцами, известково-силикатными породами и известняками. С этой завершающей частью офиолитового комплекса связано колчеданное оруденение Енисейского кряжа. Рассмотренные офиолиты не могут быть реликтами коры центральной части западносибирской ветви Урало-Монгольского палеоокеана, так как в тылу их располагается Касская глыба (микроконтинент) раннедокембрийской континентальной коры. Вероятно, они являются

реликтами коры глубоководной котловины окраинного моря [6].

В пределах западной (приенисейской) полосы офиолитовый комплекс местами перекрыт терригенно-карбонатными отложениями, переслаиваемыми с пестрой гаммой вулканических образований: спилитами, кварцевыми альбитофирами, липаритовыми порфирами, андезитовыми и диабазовыми порфиритами и их туфами. Субвулканические тела представлены небольшими штоками и дайками диабазов, габбро-диабазов, кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров. В ангаро-питской части кряжа, по данным Н.А. Охалкина и В.А. Бутан [5], вулканизм этого этапа характеризовался высокой эксплозивностью. Он развивался локально на двух сближенных уровнях в позднерифейское время. Продукты вулканизма раннего этапа относятся к Na серии, а верхней – к K-Na. Из-за глубокой денудации вулканитов на современном уровне чаще всего обнажаются корневые зоны палеовулканов, лишь в отдельных кальдерах и вулкано-тектонических депрессиях сохранились небольшие фрагменты их построек. Состав и парагенетическая ассоциация горных пород этого комплекса позволили авторам отнести его к остроководным образованиям. Однако, учитывая значительную роль в составе вулканитов кислых пород с содержанием $\text{SiO}_2 > 70\%$ и $\text{K}_2\text{O} > 4.5\%$, имеются определенные основания считать их продуктами вулканизма активной континентальной окраины с достаточно зрелой земной корой.

В заключение отметим, что тектоническое перемещение значительных масс океанских офиолитов и вулканитов активной континентальной окраины, совмещение их с породами автохтона пассивной окраины Восточно-Сибирского континента в пределах Енисейского кряжа свидетельствуют о большом сокращении площади коры в конце позднего рифея и закрытии западносибирской ветви Урало-Монгольского палеоокеана.

Столкновение континентальных масс завершилось формированием горно-складчатого сооружения Енисейского кряжа. Континентальная литосфера оказалась раздробленной на множество блоков, одни из которых превратились в горсты (Южно-Енисейский), другие – в наложенные впадины (Вороговская, Тейско-Чапская и др.). Горсты подвергались размыву, впадины заполнялись орогенной молассой.

Сиалические корни гор как неизбежное следствие утолщения коры, погружаясь на глубину, разогревались и плавлились, образуя гранитные расплавы. Поэтому орогенное воздымание на Енисейском кряже сопровождалось формированием крупных батолитов палингенных гранитоидов (850 - 820 млн. лет назад) и более поздних и мелких массивов субщелочных гранитов с редкометалльной минерализацией (670 - 630 млн. лет назад).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белов В.П. Среднепротерозойская (рифейская) габбро-плагиогранитная формация Енисейского кряжа // Докл. АН СССР. 1968. Т. 180. № 4. С. 926 - 929.
2. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.
3. Корнев Т.Я., Даценко В.М., Бозин А.В. Рифейский магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа // М.: Недра, 1974. 132 с.
4. Мейстер А.К. Горные породы и условия золотоносности южной части Енисейского округа. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Енисейский золотоносный район. СПб., 1910. Т. XXXIV. Вып. 9. 668 с.
5. Оханкин Н.А., Бутан В.А. Новые данные по верхнерифейскому вулканизму и вулканоструктурам Ангаро-Питской части Енисейского кряжа // Вулканизм (эволюция, геодинамика, рудоносность): 8-ой Всесоюзный палеовулканологический симпозиум. Хабаровск, 1989. Тезисы докладов. Хабаровск: Изд-во СО РАН СССР, 1989. Ч. I. С. 844 - 845.
6. Хаин В.Е., Волобуев М.И., Хаин Е.В. Рифейский офиолитовый пояс западной периферии Сибирского кратона // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1993. № 3 (в печати).

Рецензент: А.А. Моссаковский

Riphean Ophiolite Assemblage of the Yenisei Range

M. I. Volobuev

Two bands of Riphean ophiolites have been delineated within the Yenisei Range, both in allochthonous occurrence. The major one aligns the Yenisei River for 600 km while the other one is positioned approximately 100 km to the east. The ophiolite assemblage is shown to have almost the entire spectrum of rocks typical of classic ophiolites, with the exception of the parallel dyke sets. It is shown that in the Late Riphean the originally passive margin of the Siberian continent became active, apparently together with the attendant system of island arcs. The arcs collision with the Siberian continent started back in the late Late Riphean to terminate by the Late Vendian.

УДК 551.248.2:551.243.1(571.53/55)

МОРФОСТРУКТУРНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЛИСТРИЧЕСКИХ СБРОСОВ В БАЙКАЛЬСКОМ РИФТЕ

© 1993 г. Г. Ф. Уфимцев

Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Поступила в редакцию 01.10.91 г.

Морфотектонические особенности бортов Байкальского кайнозойского рифта указывают на то, что перемещения по листрическим сбросам свойственны промежуточным и остаточным тектоническим ступеням на финальных стадиях их развития. Зоны молодых сбросов характеризуются сочетаниями крутых и пологонаклонных сместителей, причем первые являются главными в приповерхностных областях. Предполагается, что на глубине пологозалегающие сместители становятся основными, осуществляя связь крутых приповерхностных сбросов с делителями, горизонтально расслаивающими литосферу.

Идея о широком участии листрических сбросов в тектогенезе наряду с концепцией тектонической расслоенности литосферы сейчас активно привлекается для построения общих и региональных тектонических моделей [1, 14 - 16]. Обычно листрические сбросы выделяются при геологической интерпретации результатов непрерывного сейсмопрофилирования, но такие исследования в основном касаются структур осадочного выполнения рифтов. Сказанное относится и к проведенным на Байкале исследованиям по международным проектам, первые результаты которых демонстрировались на рабочем совещании в Лимнологическом институте СО РАН в 1991 г.

Выяснение значения листрических сбросов в рифтогенезе требует изучения этого типа разломов в консолидированной земной коре. В ситуации многократных преобразований геологической структуры в проблеме выявления позднекайнозойских разломов и их типизации большое значение приобретают геоморфологические данные, поскольку молодые тектонические деформации "в чистом виде" запечатлены в пластике рельефа земной поверхности [13].

Изучением молодых листрических сбросов в консолидированной земной коре Байкальской рифтовой зоны занимался С.П. Плешанов [9, 10], выполнявший тектонический анализ рельефа в Приольхонье, на западном борту средней части Байкальской рифтовой долины.

Геоморфологические свидетельства молодых листрических сбросов на бортах рифтовых долин заключаются в следующем. При погружении тектонических блоков по выходящим на глубине сбросам должны проявляться наклоны блоков в сторону горного обрамления рифтов. Они должны быть сопряжены с общими погружениями указанных блоков. После абразионного или денудационного срезания

блоков их перекосы должны проявляться в погребенном состоянии или в подводных условиях.

Ограничиваться и погружаться по листрическим сбросам могут, по-видимому, сравнительно небольшие блоки фундамента. С.П. Плешанов [9, 10] считал, что это возможно и для таких крупных блоков, как Ольхонский (55 × 10 км). Напротив, Ольхонский наклонный горст имеет явные признаки молодых воздыманий: наличие озерных террас, поднятые абразионные поверхности в основании надводной части юго-восточного фронтального тектонического уступа, инверсионно поднятые малые неогеновые впадины на пологонаклонном северо-западном крыле [12].

Для бортов рифтовых долин юга Восточной Сибири довольно обычны промежуточные ступени – узкие (шириной в первые километры) блоки, отделившиеся от горного обрамления за счет своего опускания [2, 11]. Эти структурные элементы иллюстрируют сущность остаточно-горстового или байкальского механизма орогенеза – последовательное расширение рифтов за счет окружающего горного обрамления [13]. Путем обособления, опускания и сопутствующего денудационного разрушения промежуточных ступеней достигается двойной результат: происходит расширение впадин байкальского типа, а краевые тектонические уступы на бортах рифтов приобретают морфологическую молодость.

Промежуточные ступени на бортах рифтов являются, следовательно, главными носителями информации по интересующей нас проблеме. Байкальская рифтовая долина является лучшим местом для изучения подобных явлений (рис. 1). Тектогенные формы субаэрального рельефа при общих погружениях претерпевают абразионное срезание, что позволяет при благоприятных условиях проследить их развитие. Обратимся поэтому к характеристике некоторых особенностей новейшей тектоники западного борта Байкальского рифта.

На Северном Байкале в подошве западного борта рифтовой долины располагается Тья-Котельниковская большая ступень [2]. Она представляет собой сложный комплекс разновысотных блоков, протягивающийся на север от мыса Котельниковского до верховьев р. Кичеры и расположенный между краевым сбросом рифта и днищем Северо-Байкальской впадины. В узкой окраинной части этой ступени наблюдаются наклонные блоки, крутые фронтальные крылья которых обращены в сторону впадины, а противоположные (нагорные) крылья пологие (рис. 2). Такие образования прерывистой полосой протягиваются вдоль границы Северо-Байкальской впадины от Онокочанской губы до мыса Котельниковского и далее на юг до устья р. Молокон. Таким образом, большая часть периферии Тья-Котельниковской ступени образована наклонными блоками.

Остатком одного из таких блоков является о. Богучанский. Здесь сохранились фрагменты четырех озерных террас, поверхности которых обнаруживают отчетливый наклон на запад. Первая терраса – цокольная (высота 4.5 м), имеет метровый слой валунного галечника. В западном направлении цоколь террасы погружается, а ее поверхность ныряет под современный пляж (рис. 3).

Другие окраинные наклонные блоки Тья-Котельниковской ступени несут следы как общих погружений, так и локальных поднятий. Последние подтверждаются поднятием на различную высоту пляжевых отложений, залегающих маломощными (1.0 - 1.5 м) слоями на цоколе из коренных пород. Такие поднятые пляжи на фронтальных частях наклонных блоков существуют на ряде участков побережья Байкала севернее мыса Котельниковского.

Интересная ситуация наблюдается на западном берегу Байкала между устьем р. Ледяной и Северным Кедровым мысом, где располагается широкая открытая бухта, образовавшаяся при обрушении надводного берегового склона. На северном берегу бухты и в устье р. Ледяной установлены поднятые на высоту до 4.0 м абразионные площадки, волеприбойные ниши. Они имеют заметный наклон к центральной части бухты (в сторону гор). Ясно видимый перекося поднятого абразионного уровня на этом участке указывает на то, что прибрежный блок в процессе общего погружения испытал перекося с локальным воздыманием своей фронтальной части. Это сопровождалось практически полным разрушением и обвалом приповерхностной его части и образованием открытого залива типа шермы.

На западном побережье Среднего Байкала наклонные блоки широко распространены на участке от мыса Кочериковского до устья р. Зундук. Наиболее крупные из них отделяют от Северо-Байкальской впадины небольшие Онгуренскую и Кочериковскую впадины, в которых, по данным В.Д. Маца, обнаружены миоценовые отло-

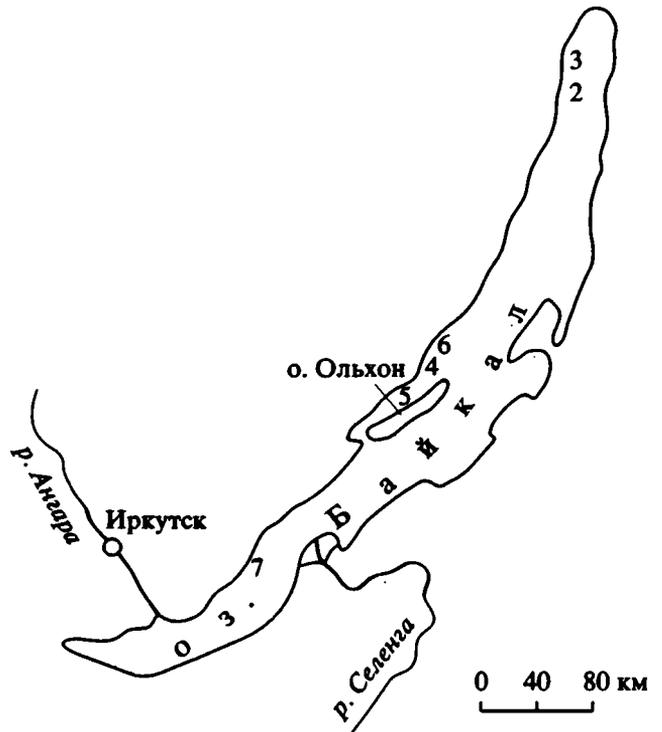


Рис. 1. Схема расположения участков детальных наблюдений на западном борту Байкальской впадины. Цифры соответствуют номерам дальнейших рисунков.

жения [7]. Эти блоки входят в большую ступень, расположенную в месте разрыва северо-западного крыла рифтовой зоны в полосе протяженных линеаментов северо-западного простирания.

На участке между мысами Ядор и Кулгана наблюдается эшелонированная система наклонных блоков на борту рифта (рис. 4). В береговых блоках видны признаки общего погружения: абразионные берега на выступах береговой линии и ингрессионные бухты, внедряющиеся в понижения рельефа. Судя по морфологии тектонического рельефа, в его оформлении главную роль играет система антитетических сбросов.

Эта эшелонированная система наклонных блоков с юго-запада резко ограничивается Чанчурским линеаментом (рис. 4), входящим в систему долгоживущих поперечных разломов, пересекающих Монголо-Сибирский горный пояс от Сибирской платформы до Восточно-Монгольской равнины.

Юго-западнее мыса Арул наблюдается перекося окраинных блоков Зундукской промежуточной ступени, имеющей протяженность более 25 км. Она располагается на северо-западном борту Маломорского грабена (юго-западное продолжение Северо-Байкальской впадины), на склоне Приморского хребта. По долине р. Зундук северо-восточная окраина промежуточной ступени отделена от основной ее части протяженным поперечным

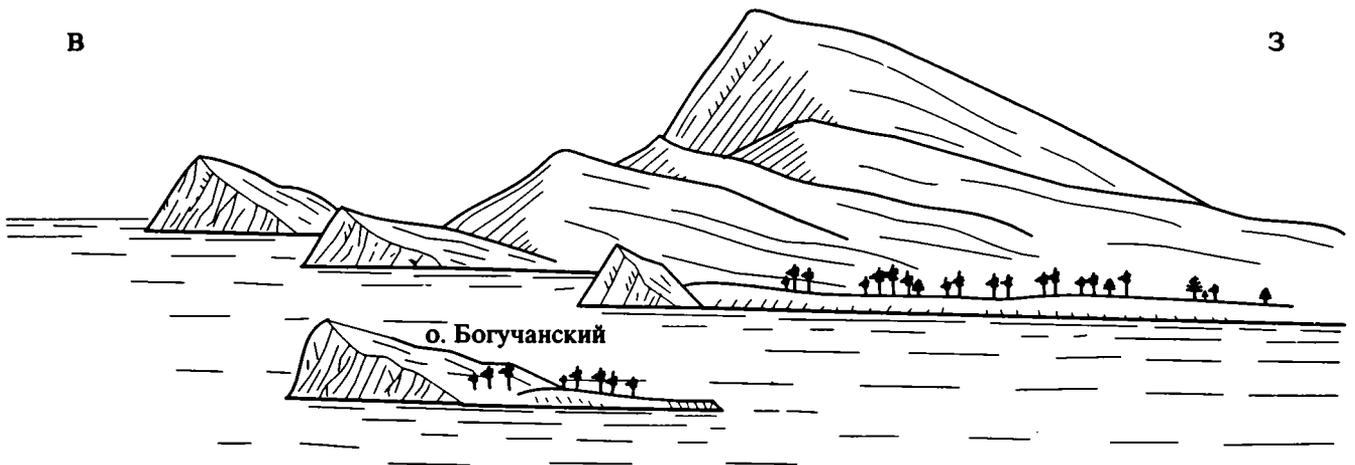


Рис. 2. Наклонные блоки в окраинной части Тья-Котельниковской тектонической ступени в районе устья р. Рели.

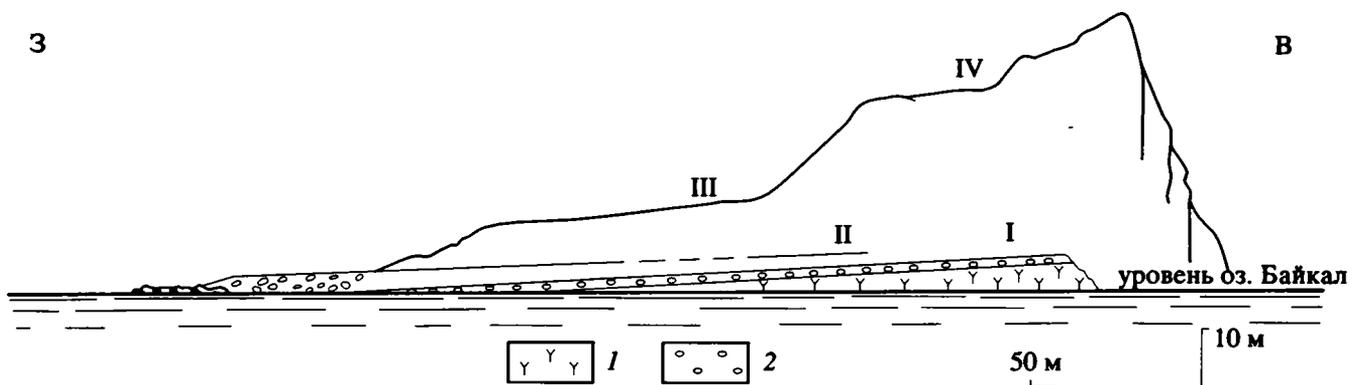


Рис. 3. Перекосы озерных террас на южном берегу Богучанского острова. Римскими цифрами обозначены террасы в их возрастной последовательности.

1 – коренные породы, 2 – озерные отложения.

линеamentом и рассечена линеаментами северо-западного простирания на ряд небольших блоков. От Приморского поднятия эта часть промежуточной ступени обособлена тыловым понижением клиновидной формы, внедряющимся в горы со стороны Байкала. В.В. Ламакин назвал такие образования защербами [6]. Таким образом, окраинная часть Зундукской промежуточной ступени полностью обособлена от горного обрамления рифта. Она имеет черты молодых погружений: активные приглубые абразионные берега на фронтальном уступе, глубокие бухты и лиманы в понижениях субаэрального рельефа. Степень погружения блоков, составляющих окраинную часть промежуточной ступени, различна. Наиболее опущен блок мыса Арул, представляющий собой холмистый участок остаточного субаэрального рельефа, обособленный от других блоков (рис. 5).

Поверхность большей части Зундукской промежуточной ступени образует субгоризонтальный вершинный уровень, а перекосы составляющих ее блоков проявляются лишь в ее самой низкой окраинной части. Наклон блоков нахо-

дится в прямой зависимости от величины их погружения (см. рис. 5). Таким образом, погружение блоков сопровождается их вращением, и, следовательно, эти блоки должны быть ограничены листрическими сбросами.

Для такого утверждения есть еще одно существенное основание. Погружающиеся блоки промежуточной ступени испытывают абразионное срезание. В то же время на дне Байкала, на продолжении промежуточной ступени (северо-восточнее мыса Арул), располагается подводное поднятие с пологонаклонным северо-западным и крутым юго-восточным крыльями [5]. Следовательно, листрические сбросы сохраняют активность и после абразионного разрушения субаэральной промежуточной ступени.

На северо-западном побережье о-ва Ольхон наблюдается иная ситуация. Выступы Маломорского берега Ольхона и расположенные рядом острова (Хубын, Харанса и др.) являются участками тектонической ступени, представляющей собой пространственно разобщенные фрагменты субаэ-

В

3

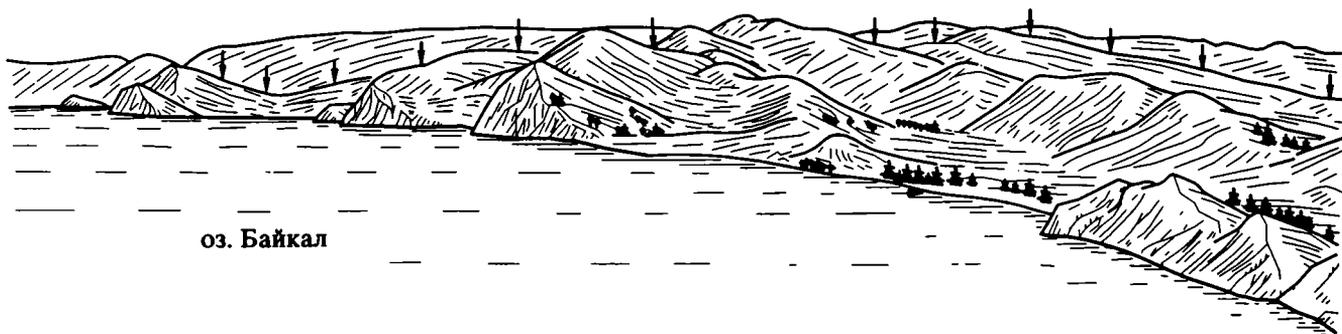


Рис. 4. Эшелонированная система наклонных блоков на западном берегу оз. Байкал (у пос. Онгурены). Стрелками обозначен поперечный Чанчурский линеймент.

В

3

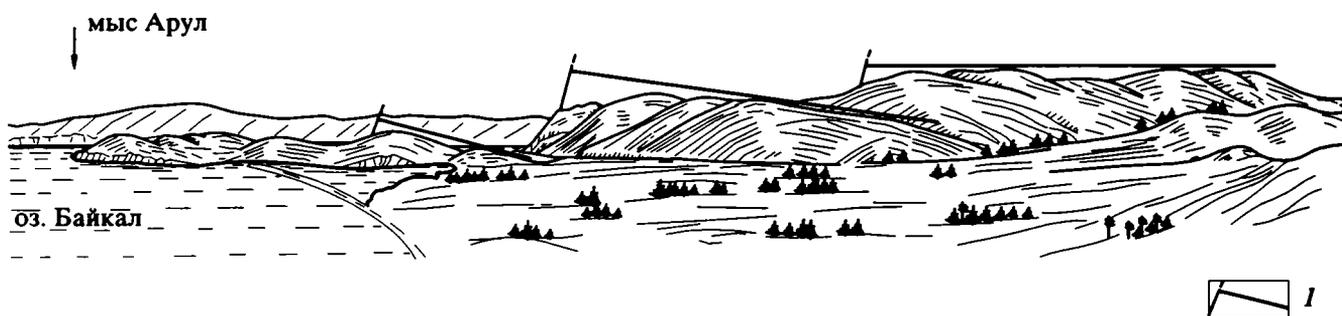


Рис. 5. Увеличение перекосов блоков окраинной секции Зундукской промежуточной ступени по мере их погружения.

1 – идеализированная поверхность блоков (тектонический рельеф).

рального низкогорного и холмогорного рельефа. Они обрамляют с северо-запада Ольхонское поднятие и в большинстве своем обладают общим пологим наклоном вершинной поверхности (рис. 6). В некоторых случаях (мыс Харанса) фрагменты ступени образуют подобие эшелонированной системы наклонных блоков, но в целом представляют собой прерывистый пояс у подошвы молодого поднятия, где отдельные наклонные блоки по простиранию сменяются открытыми бухтами прямоугольной конфигурации типа шерм. Эти наклонные блоки несут признаки погружения: фронтальные и боковые их ограничения являются активными абразионными уступами, а в тыловых понижениях располагаются лагуны или глубокие бухты типа Харгойской губы, образовавшиеся при ингрессии озера [12]. Все это сопровождается перекосами блоков остаточной ступени, указывающими на вероятное выполаживание ограничивающих их сбросов на глубине.

Таким образом, на обоих бортах Маломорского грабена наблюдаются следы молодых деформаций, которые можно рассматривать как след-

ствии перемещений по листрическим сбросам. Необходимо добавить, что Маломорский грабен является морфологически молодым образованием, и даже в наиболее погруженной части (северо-восточной) он практически лишен осадков [4].

На северо-западном борту Южно-Байкальской впадины часто наблюдаются узкие блоки, наклоненные в сторону гор. Они располагаются либо в краевой части Приольхонской большой ступени или на сбросовом уступе, разделяющем рифт и поднятие Приморского хребта. В первом случае окраинные наклонные блоки распространены в виде прерывистой цепи от Ольхонских Ворот до залива Анга. Наиболее хорошо наклон выражен у блоков около мыса Улан-Нурского и у залива Анга, где к тыловому понижению наклонного берегового блока приурочена ингрессионная бухта Ая. Некоторые окраинные низкогорные массивы, видимо, испытывают своеобразное тектоническое расслоение на узкие пластины-блоки с общим наклоном их верхних ограничений в сторону от рифта. Такова ситуация на надводном береговом склоне севернее мыса Улан-Нурского.

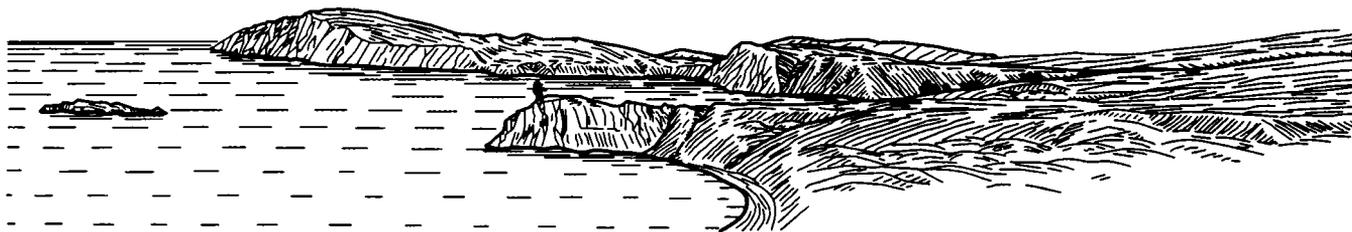


Рис. 6. Перекосы блоков остаточной ступени на северо-западном побережье о-ва Ольхон в районе залива Баян-Шунген.

Между устьем р. Бугульдейки и бухтой Песчаной протягивается цепь небольших промежуточных ступеней на борту рифтовой долины в зоне Обручевского сброса. Они находятся на различных стадиях развития: от начального обособления в вершинном поясе низкогорья до низких и сильно денудированных форм (ступень бухты Песчаной). На отдельных участках промежуточные ступени представляют собой узкие (не более 1 км) пластинчатые блоки, образующие ступенчатые комбинации. Например, в районе устья р. Отты три узкие и разновысотные промежуточные ступени занимают большую часть уступа Обручевского сброса. Большинство ступеней имеют заметные наклоны вершинной поверхности (от рифтовой долины), увеличивающиеся по мере погружения промежуточных ступеней.

Таким образом, изучение особенностей морфотектоники западного борта Байкальского рифта показывает, что здесь широко распространены процессы обособления промежуточных ступеней на сбросовых уступах и общего погружения этих ступеней с одновременным наклоном в сторону горного обрамления. Некоторые из блоков приобрели тектонические перекосы после их денудационного или абразионного разрушения. Следовательно, налицо геоморфологические (морфотектонические) свидетельства молодых перемещений по листрическим сбросам.

Можно выделить два вида сочетаний наклонных погружающихся блоков на борту Байкальского рифта. Первый – продольные непрерывные и прерывистые цепи наклонных блоков (промежуточных ступеней). Непрерывные цепи преимущественно связаны с высокими краевыми тектоническими уступами в зоне Обручевского сброса. Прерывистая цепь наклонных остаточных блоков наблюдается на юго-западном борту Маломорского грабена. Такие продольные цепи сменяющих друг друга по простиранию наклонных блоков указывают на существование одинарных или парных листрических сбросов, видимо, преобладающих в пределах Байкальского рифта.

Другой вид сочетаний наклонных блоков – эшелонированные системы шириной в несколько километров – наблюдается в пределах больших тектони-

ческих ступеней (см. рис. 2, 5). Здесь, по-видимому, функционируют комплексы листрических сбросов (до 5 - 6), которые по простиранию могут быть резко ограничены поперечными линеаментами.

Таким образом, можно считать установленным, что листрические сбросы в консолидированной земной коре Байкальской рифтовой зоны существуют. Изложенное выше говорит о том, что листрические сбросы на бортах рифтовых долин не обнаруживают какой-либо особой зависимости от морфологической стадии их развития. Действительно, погружающиеся наклонные блоки располагаются как на краевых уступах зрелых рифтов, так и свойственны обрамлению молодого Маломорского грабена. Зато существует определенная связь тектонических перекосов с развитием промежуточных ступеней в широких зонах краевых сбросов и остаточных ступеней, находящихся на финальной стадии денудационно-тектонического разрушения в процессе их инверсионных погружений. Образование промежуточных ступеней представляет собой характерную особенность континентального рифтогенеза, и в ходе их развития происходит, во-первых, расширение впадин и, во-вторых, начинают морфологически проявляться листрические сбросы.

Морфотектонические особенности бортов рифтов указывают, что степень перекоса промежуточных ступеней резко увеличивается по мере перехода этих форм в состояние, когда они разрушаются под воздействием как эндогенных (распад на мелкие блоки), так и экзогенных процессов, вплоть до полного уничтожения.

На основе изучения приповерхностных частей молодых и омоложенных разломов может быть высказана рабочая гипотеза о характере преобразования обычных сбросов в листрические. Молодые разломы на бортах рифтов в приповерхностных частях имеют две системы сместителей. К первой относятся крутые сбросы с углами падения $60^\circ - 75^\circ$ в сторону впадин. По ним заложены как тектонические уступы, так и контролируемые ими тектоногенные грани рельефа. Пологопадающие сместители другой системы ($35^\circ - 50^\circ$) контролируют гравитационное соскальзывание малоам-

плитудных пластинчатых блоков, представляющих собой формы, переходные к скальным оползням. Перемещения по основным крутопадающим сместителям провоцируют соскальзывание скальных блоков по пологопадающим поверхностям.

Можно предположить, что на глубине характер взаимодействия различных видов сместителей изменяется таким образом, что пологопадающие сместители становятся основными. В этом случае может возникнуть плавное соединение приповерхностных крутых сбросов с тектоническими разрывами, определяющими горизонтальную расслоенность литосферы.

Если такая связь приповерхностных и глубоких разломов существует, то она может обуславливать и существенные структурные преобразования в фундаменте рифтов. Дело в том, что на Байкале и в других рифтах Восточной Сибири молодые сбросы часто используют кристаллизационную сланцеватость. И если с глубиной происходит преобразование их в листрические сбросы, то это должно вести в конечном счете к "укладке" метаморфических комплексов в пакеты с горизонтальным залеганием сланцеватости, к большей устойчивости их в поле силы тяжести и потере потенциальной возможности автономных тектонических перемещений.

По-видимому, переход нормальных сбросов в листрические и связь с делителями, горизонтально расслаивающими литосферу, осуществляется в пределах геоблоков, ограниченных древними глубинными разломами, проникающими до раздела Мохо. Таковы древние разломы на краю Сибирской платформы, которым следует молодой Обручевский сброс [3, 8]. В листрические сбросы, по-видимому, переходят отдельные сместители системы Обручевского сброса, которые не проникают западнее краевого шва древней платформы.

Резюмировать изложенное можно следующим образом: морфотектонические особенности Байкальского рифта и других грабенов юга Восточной Сибири указывают, что в геодинамике консолидированной земной коры перемещения по листрическим сбросам являются одной из составных частей процесса рифтогенеза. Преобразование обычных нормальных сбросов в листрические происходит при инверсионном погружении тектонических ступеней на бортах рифтов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артюшков Е.В., Беэр М.А.* Механизм погружения континентальной коры в складчатых поясах северного обрамления Тихого океана. Статья I. Верхояно-Колымская складчатая система // Тихоокеанская геология. 1984. № 2. С. 10 - 21.
2. *Замараев С.М., Мазукабзов А.М.* Роль промежуточных ступеней в структуре Байкальской рифтовой зоны // Динамика земной коры Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 94 - 98.
3. *Зорин Ю.А.* Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 168 с.
4. *Калинин В.В., Ванякин Л.А., Стор М.А., Девдариани Н.А.* Строение осадочных отложений озера Байкал по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования // Природные условия зоны освоения БАМ. М.: Изд-во МГУ, 1981. С. 44 - 51.
5. *Ламакин В.В.* Ушканьи острова и проблема происхождения Байкала. М.: Географгиз, 1952. 199 с.
6. *Ламакин В.В.* Неотектоника Байкальской впадины. М.: Наука, 1968. 247 с.
7. *Мац В.Д.* Кайнозой Байкальской впадины: Автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук. Иркутск: Ин-т земной коры СО АН СССР, 1987. 42 с.
8. *Недра Байкала / Под ред. Пузырева Н.Н.* Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
9. *Плешанов С.П., Ромазина А.А., Чернов Ю.А.* Новейшая структура Приольхонья (центральная часть Байкальской рифтовой зоны) // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 108 - 113.
10. *Плешанов С.П., Ромазина А.А.* Некоторые вопросы кинематики развития разломов центральной части Байкальского рифта // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С. 120 - 141.
11. *Процессы формирования рельефа Сибири / Под ред. Флоренсова Н.А., Ивановского Л.Н., Уфимцева Г.Ф. и др.* Новосибирск: Наука, 1987. 185 с.
12. *Уфимцев Г.Ф.* О неотектонике Приольхонья (Байкальская рифтовая зона) // Геология и геофизика. 1985. № 6. С. 37 - 45.
13. *Флоренсов Н.А.* К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии // Геотектоника. 1965. № 4. С. 3 - 14.
14. *Artyushkov E.V.* Rifts and grabens // *Tectonophysics*. 1987. V. 133. № 3/4. P. 321 - 331.
15. *Morley C.R.* Extension, detachments and sedimentation in continental rifts (with particular reference to East Africa) // *Tectonics*. 1989. V. 8. № 6. P. 1175 - 1192.
16. *Wernicke B.* The field crustal layer and its implications for continental dynamics // *Exposed Cross-Sections of Continental Crust*. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1990. P. 509 - 544.

Рецензенты: П.Н. Кропоткин, Е.Е. Милановский

Morphostructural Implication of Listric Faults in the Baikal Rift

G. F. Ufimtsev

Morphotectonic patterns of the sides of the Cenozoic Baikal rift suggest that movements over listric faults are inherent in intermediate and residual tectonic steps at their final stages of evolution. Zones of young normal faults show combinations of steep and gently sloping fault planes, with the former dominating the subsurface. At depth, low-angle fault planes are assumed to be more important providing for a connection between the steep subsurface normal faults and the dividers that horizontally split the lithosphere.

ГОДОВОЙ УКАЗАТЕЛЬ ЖУРНАЛА "ГЕОТЕКТОНИКА" ЗА 1993 ГОД

Авсюк Ю.Н. Эволюция системы Земля–Луна и ее место среди проблем нелинейной геодинамики	№ 1
Баженов М.Л., Буртман В.С., Кобболд П.Р., Перру Э., Садыбакасов И., Тома Ж.Ш., Шавен А. Палеомагнетизм третичных отложений и альпийская кинематика Тянь-Шаня	№ 6
Белов С.В. Тектонофизическая модель рудоносной системы: интрузив и его кровля	№ 2
Васильев Е.П. Тектонофизический аспект метаморфизма	№ 2
Волобуев М.И. Рифейский офиолитовый пояс Енисейского кряжа	№ 6
Гладких В.С., Гусев Г.С. Низкокальциевые толеиты континентов: геодинамические условия образования, петрохимия и геохимия	№ 5
Глуховский М.З., Моралев В.М., Суханов М.К. Тектоническое положение раннепротерозойских анортозитов и гранитоидов Алданского щита и зональность процессов термотектогенеза	№ 3
Говоров И.Н., Говоров Г.И., Симаненко В.П., Мартынов Ю.А. Анкарамитовая ассоциация гор Маркус-Уэйк (Тихий Океан) как показатель погребенных древних структур	№ 4
Гончаров М.А. Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы	№ 4
Гусева Т.В., Лукк А.А., Трапезников Ю.А., Шевченко В.И. Геодинамика территории Гармского полигона (Таджикистан) по результатам светодальномерных наблюдений	№ 3
Добржинецкая Л.Ф., Молчанова Т.В. Влияние деформаций на перераспределение рудного вещества в докембрийском габбро-анортозитовом массиве Центрально-Кольской зоны (Балтийский щит)	№ 3
Драчев С.С., Савостин Л.А. Офиолиты острова Большого Ляховского (Новосибирские острова)	№ 3
Ельников И.Н. Разломная тектоника акустического фундамента Тирренского моря	№ 2
Ефимов А.А., Ефимова Л.П., Маегов В.И. Тектоника платиноносного пояса Урала: соотношение вещественных комплексов и механизм формирования структуры	№ 3
Засеев В.Г., Абрамович И.И. Юрско-меловая петрохимическая зональность Сомхето-Кафанской островодужной системы (Малый Кавказ)	№ 2
Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М., Руженцев С.В., Дергунов А.Б., Филиппова И.Б., Томуртоого О., Арвисбаатар Н., Баясгалан Ц., Бямба Ч., Хосбаяр П. Центральный Сибирско-Монгольский трансект	№ 2
Кашинцев Г.Л. Магматизм, геологическая история и геодинамика дна Индийского океана (поздняя юра - палеоцен)	№ 3
Клишевич В.Л., Храмов А.Н. Реконструкция Туркестанского палеоокеана (Южный Тянь-Шань) для раннего девона	№ 4
Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н. Тектонические напряжения на платформах и глобальные вариации сейсмичности	№ 5
Леонов М.Г. Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ	№ 5

Леонов Ю.Г. Коллаж гондванских и палеозойских элементов в инфраструктуре альпид Среднего Востока	№ 1
Леонов Ю.Г. Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в нижней коре континентов	№ 5
Мазарович А.О. Обзор представлений о развитии Атлантического океана (до 1970 года)	№ 5
Меланхолина Е.Н. Тектонические обстановки развития активных окраин запада Тихого океана	№ 1
Милянковский Е.Е. Главные этапы проявления рифтогенеза на территории Китая	№ 3
Милиц М.В. Палеотектонические реконструкции раннего докембрия восточной части Балтийского щита. I. Ранний протерозой	№ 1
Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральноазиатский палеозойский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования	№ 6
Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии	№ 1
Печерский Д.М., Сафонов В.А. Палинспастическая реконструкция положения Горного Крыма в поздней юре - раннем мелу на основе палеомагнитных данных	№ 1
Пучков В.П. Палеотектонические структуры Урала	№ 3
Пуцаровский Ю.М. Нелинейная геодинамика (кредо автора)	№ 1
Пуцаровский Ю.М. О тектонике платформ	№ 5
Рогожин Е.А. Складчатость Южного Тянь-Шаня	№ 1
Рудаков С.Г. Тектоническое развитие океанов Япетус и Прототетис: сравнительная характеристика	№ 6
Сизых В.И., Комаров Ю.В. Структура и эволюция Олекминского мегасвода	№ 4
Слабунов А.И. Верхнеархейская Керетская гранит-зеленокаменная система Карелии	№ 5
Соколов С.Д. Принцип диссимметрии в геотектонике	№ 6
Старосельцев В.С. Структуры растяжения и сжатия Тунгусской области траппового магматизма	№ 5
Ступка О.С. Рифейский зеленосланцевый пояс юго-западной и южной окраин Восточно-Европейской платформы и его тектоническая природа	№ 2
Травин В.В. Образование складок в мобильных зонах в условиях продольного сжатия	№ 1
Фадеев В.Е. Нелинейные явления и их роль в геотектонике	№ 1
Федоровский В.С., Добржинецкая Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион)	№ 4
Шолпо В.Н. Гипотеза адвекции и структура ядерной части инверсионных антиклинорий Большого Кавказа	№ 3
Шолпо В.Н. Хаос и упорядоченность в структуре подвижных поясов	№ 4
Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геодинамическая реконструкция Среднеуральского альпинотипного шарьяжа	№ 2
Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Постколлизийный девонский магматизм Северного Урала	№ 4

Ярмолюк В.В., Воронцов А.А. Девонский вулканизм восточного обрамления
Монгольского Алтая и его структурная приуроченность № 4

Краткие сообщения

Хок Й., Миллер Ю.В. Современная методика кинематического анализа
разрывных нарушений, развивающихся в условиях
низкотемпературного метаморфизма (на примере
Серякского долгоживущего разлома, Северо-Западное Беломорье) № 2

Дискуссии

Шевченко В.И. О статье Г.А. Соловьева
"К вопросу о происхождении надвигов Донецкого бассейна" № 2

Рецензии

Мельников А.И. Новый подход к комплексному анализу проблем разломообразования
в литосфере (о книге С.И. Шермана, К.Ж. Семинского и др.
"Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига.") № 1

Хроника

Антипов М.П., Карякин Ю.В. Совещание "Тектоника платформ:
современные данные и идеи" № 5

Буртман В.С. Новые данные о строении Куньлуня и Каракорума
(Международный симпозиум в Кашгаре, Китай) № 1

Евгений Евгеньевич Милановский (к 70-летию со дня рождения) № 5

Юбилей Андрея Степановича Перфильева № 2

К 75-летию со дня рождения А.И. Суворова № 5

Памяти Льва Павловича Зоненшайна (1929 - 1992) № 3

Опечатка в № 3, 1993 г.

По вине автора допущена ошибка в статье С.С. Драчева, Л.А. Савостина "Офиолиты острова Большого Ляховского (Новосибирские острова)", опубликованной в № 3, 1993 г. На стр. 99 в условных обозначениях к рисунку 1 следует вместо 1 читать 4, 2 - 5, 3 - 6, 4 - 2, 5 - 3, 6 - 1, 7 - 8, 8 - 9, 9 - 7.

Сдано в набор 04.08.93 г. Подписано к печати 08.10.93 г. Формат бумаги 60 × 88¹/₈
Офсетная печать Усл. печ. л. 12.0 Усл. кр.-отт. 9.4 тыс. Уч.-изд. л. 12.2 Бум. л. 6.0
Тираж 768 экз. Зак. 398 Цена 19 руб.

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Редакция просит соблюдать следующие правила представления статей.

1. Работа должна быть представлена на русском языке в окончательном виде. В конце статьи приводится полное название учреждения, где работа была выполнена, его почтовый адрес, а также адрес и номер телефона автора.

2. Объем статей не должен превышать 30 страниц в кратких сообщениях – 8 страниц, включая машинописный текст, список литературы и иллюстраций.

3. К статье необходимо приложить аннотацию (не более 100 слов), в которой должны быть изложены главные выводы.

4. Текст рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

5. Требования к тексту рукописи.

а). Рукопись необходимо печатать на машинке с нормальным шрифтом через 2 интервала, оставляя чистые поля шириной 4 см. Обязательно предоставление первого экземпляра машинописи.

б). Список цитируемой литературы составляется по алфавиту: сначала – русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся фамилии и инициалы всех авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, страницы; для книг – название работы, издательство, место и год издания, количество страниц.

в). Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы в списке литературы.

г). Формулы вписываются черными чернилами или тушью. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы двумя черточками снизу, а строчные – сверху; делать четкое различие между О (большим), о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие – красным карандашом.

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

6. Требования к рисункам.

а). Первый экземпляр рисунков необходимо представить вычерченным черной тушью на чертежной бумаге, пригодным к непосредственному типографскому воспроизведению. Рисунки нельзя перегибать, при пересылке по почте необходимо позаботиться об упаковке, предохраняющей рисунки от деформации.

б). Второй экземпляр рисунков представляется в виде фотокопий или ксерокопий.

в). Фотографии, иллюстрирующие текст, должны быть отпечатаны на глянцевогой бумаге.

г). На рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны масштаб и ориентировка, на картах – географические координаты. Сейсмические профили должны иметь масштаб в км. На обзорной схеме или карте необходимо отметить положение других рисунков.

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

е). Максимальный размер рисунка в журнале 18 × 25 см. Можно представить более крупные рисунки (до 50 см по диагонали), которые будут уменьшены при воспроизведении; размер шрифта и нагрузка на рисунках должны допускать уменьшение до указанного выше размера.

ж). На обороте каждой иллюстрации подписывается номер рисунка, фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях.

з). Список подрисовочных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях рукописи, в тексте обязательны ссылки на все рисунки.

7. Редакция высылает авторам отредактированный текст для проверки. Дальнейшее прохождение рукописи контролируется редакцией, которая оставляет за собой право при необходимости проводить незначительное сокращение текста.

8. После выхода статьи в свет автор получает 25 оттисков.

**Российско-Американское издательство
ИНТЕРПЕРИОДИКА**

**Впервые русские и английские версии журналов
Российской академии наук
выходят в свет одновременно !**

**Ученые России имеют уникальную возможность оперативно сообщить
о результатах своих исследований научному миру !**

**В 1993 году ИНТЕРПЕРИОДИКА переводит на английский язык,
издаёт и распространяет журналы:**

- *Geology of Ore Deposits*
- *Glass Physics and Chemistry*
- *Herald of the Russian Academy of Sciences*
- *High Temperature*
- *Inorganic Materials*
- *Kinetics and Catalysis*
- *Laser Physics*
- *The Physics of Metals and Metallography*
- *Pattern Recognition and Image Analysis*
- *Petrology*
- *Polymer Science*
- *Russian Journal of Coordination Chemistry*
- *Russian Journal of Electrochemistry*
- *Russian Journal of Inorganic Chemistry*
- *Russian Journal of Physical Chemistry*
- *Russian Journal of Plant Physiology*
- *Stratigraphy and Geological Correlation*
- *Studies on Russian Economic Development*
- *Theoretical Foundations of Chemical Engineering*
- *Thermal Engineering*
- *Water Resources*

Подписаться на английские версии журналов можно по адресу:

INTERPERIODICA, P.O. Box 1831, Birmingham, Alabama 35201-1831, USA.
Phone: (800) 633-4931, (205) 995-1567 (outside US and Canada); Fax: (205) 995-1588.

**Журналы, издаваемые в 1993 году на русском языке
Международной академической издательской компанией (МАИК) "НАУКА"
при участии издательства ИНТЕРПЕРИОДИКА**

- *Вестник РАН*
- *Водные ресурсы*
- *Вопросы ихтиологии*
- *Высокомолекулярные соединения*
- *Геология рудных месторождений*
- *Геотектоника*
- *Доклады академии наук*
- *Журнал неорганической химии*
- *Журнал физической химии*
- *Кинетика и катализ*
- *Координационная химия*
- *Неорганические материалы*
- *Океанология*
- *Петрология*
- *Почвоведение*
- *Стратиграфия.
Геологическая корреляция*
- *Теоретические основы
химической технологии*
- *Теплофизика высоких температур*
- *Физика атмосферы и океана*
- *Физика Земли*
- *Физиология растений*
- *Электрохимия*

Размещение рекламы в русских и в английских версиях журналов:

телефон: (095) 334-7420
факс: (095) 336-0666