

ОЧЕРКИ ПО РЕГИОНАЛЬНОЙ ТЕКТЕНИКЕ

Том 2

Казахстан, Тянь-Шань,
Полярный Урал

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
GEOLOGICAL INSTITUTE

TRANSACTIONS OF THE GEOLOGICAL INSTITUTE

Founded in 1932

Vol. 561

ESSAYS ON THE REGIONAL TECTONICS

Volume 2

**Kazakhstan, Tien Shan,
Polar Urals**

Collection of Scientific Papers



MOSCOW NAUKA 2005

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Основаны в 1932 году

Вып. 561

ОЧЕРКИ ПО РЕГИОНАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКЕ

Том 2

**Казахстан, Тянь-Шань,
Полярный Урал**

Сборник научных трудов



МОСКВА НАУКА 2005

УДК 551.24(470.5)

ББК 26.324

Т78

Ответственные редакторы:
доктор геолого-минералогических наук *С.В. Руженцев*,
кандидат геолого-минералогических наук *К.Е. Дегтярев*

Редакционная коллегия:
Ю.Г. Леонов (главный редактор), *М.А. Ахметьев*, *Ю.О. Гаврилов*,
Ю.В. Карякин, *М.А. Семихатов*, *М.Д. Хуторской*

Рецензенты:
доктор геолого-минералогических наук *А.А. Моссаковский*,
доктор геолого-минералогических наук *А.М. Никишин*

Труды Геологического института / Геол. ин-т. – М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. М.: Наука, 1964 – . – ISSN 0002-3272

Вып. 561: Очерки по региональной тектонике. Том. 2: Казахстан, Тянь-Шань, Полярный Урал / Отв. ред. С.В. Руженцев, К.Е. Дегтярев. – М.: Наука, 2005. – 249 с.: ил. – ISBN 5-02-033289-5 (Том 2) (в пер.)

В сборнике представлен новый обширный фактический материал по различным проблемам строения отдельных регионов Казахстана, Северного Тянь-Шаня и Полярного Урала. Многие данные получены с помощью современных методик, таких как конодонтовая стратиграфия и изотопно-геохимические исследования, и имеют принципиальное значение для решения фундаментальных проблем эволюции окраин палеоконтинентов и поиска рудных месторождений.

Для широкого круга специалистов, интересующихся вопросами тектоники Казахстана, Тянь-Шаня и Урала, проблемами эволюции активных палеоокраин, стратиграфии и палеомагнетизма.

По сети АК

Editorial Board:

Yu.G. Leonov (Editor-in-Chief), *M.A. Akhmetiev*, *Yu.O. Gavrillov*,
Yu.V. Kariakin, *M.A. Semikhatov*, *M.D. Khutorsky*

Reviewers:

A.A. Mossakovsky, *A.M. Nikishin*

Transaction of the Geological Institute / Geological Inst. – Moscow: Publishers Academy of Sciences USSR, 1932–1964. Moscow: Nauka, 1964 – . – ISSN 0002-3272

Vol. 561: Essays on the regional tectonics. Vol. 2: Kazakhstan, Tien Shan, Polar Urals / Ed. by S.V. Ruzhentsev, K.E. Degtyarev. – Moscow: Nauka, 2005. – 249 p.: ill. – ISBN 5-02-033289-5 (Vol. 2)

New comprehensive factual material on the different problems of the Kazakhstan, Tien Shan and Polar Urals distinct regions structure is represented. A lot of data are received with the aim of modern methods, such as conodont stratigraphy and isotopic-geochemical study, and are significant for the decision of fundamental problems of paleo-continent margins evolution and search of ore deposits.

For wide group of specialists, concerning in Urals, Kazakhstan and Tien Shan tectonics, problems of active paleomargins evolution, stratigraphy and paleomagnetism.

ISBN 5-02-033646-7

ISBN 5-02-033289-5 (Том 2)

© Российская академия наук и издательство “Наука”,
продолжающееся издание “Труды Геологического
института РАН” (разработка, художественное
оформление), 1932 (год основания), 2005

**СТРУКТУРНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ
НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ
В БОЩЕКУЛЬСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ
СИСТЕМЕ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО
КАЗАХСТАНА**

Структурная зональность нижнего палеозоя на северо-востоке Казахстана отражает события, происходившие на конвергентной окраине. Палеозойды представляют здесь фрагменты окраины континента и островодужной системы, развитие которой началось с раннего кембрия. Структура включает в себя собственно островодужные и аккрецированные комплексы. Система по поясам вулканитов и комплексам аккреционной призмы прерывисто прослеживается, описывая дуги, в одну сторону – в Джалаир-Найманскую зону и Тянь-Шань, а в другую – в Чингиз-Тарбагатайскую, Алтае-Саянскую области (рис. 1) и далее в Монголию, Забайкалье. Изменения общей геодинамической обстановки, сопровождавшееся коллизией, рифтогенезом, сближением с пассивными континентальными блоками, аккрецированием внутриплитных океанских структур, отражено в отмирании сегментов вулканической дуги, появлении маломощных терригенно-карбонатных чехлов, олистостромов. Такие рубежи проявлены в позднем кембрии – начале ордовика и в позднем ордовике.

Для среднепалеозойского этапа развития палеозойд Казахстана довольно уверенно можно реконструировать латеральные палеоряды структур активной континентальной окраины, в том числе аккреционную призму, преддуговой флишевый прогиб, вулканическую дугу, задуговой рифтогенный прогиб. При этом в отдельных сегментах окраины устанавливается миграция элементов структурного ряда в сторону палеобассейна [Рязанцев, 1999, 2001]. Наиболее полный структурный ряд от окраины палеоконтинента к палеобассейну устанавливается при меридиональном пересечении палеозойд от Северного Казахстана к Прибалхашью (от каледонид к Джунгаро-Балхашской герцинской складчатой системе).

Сложнее проблемы реконструкции структур раннепалеозойского этапа. При любом поперечном пересечении современной структуры неоднократно повторяются реликты дуг. При этом нарушается картина закономерного омоложения ареала в сторону палеобассейна. По-видимому, это – следствие тектонического сближения отдельных элементов палеоокраины не только в результате перемещения масс в тектонических покровах, но и по косым сдвигам (трансформам), которые повторяют в плане элементы первичной

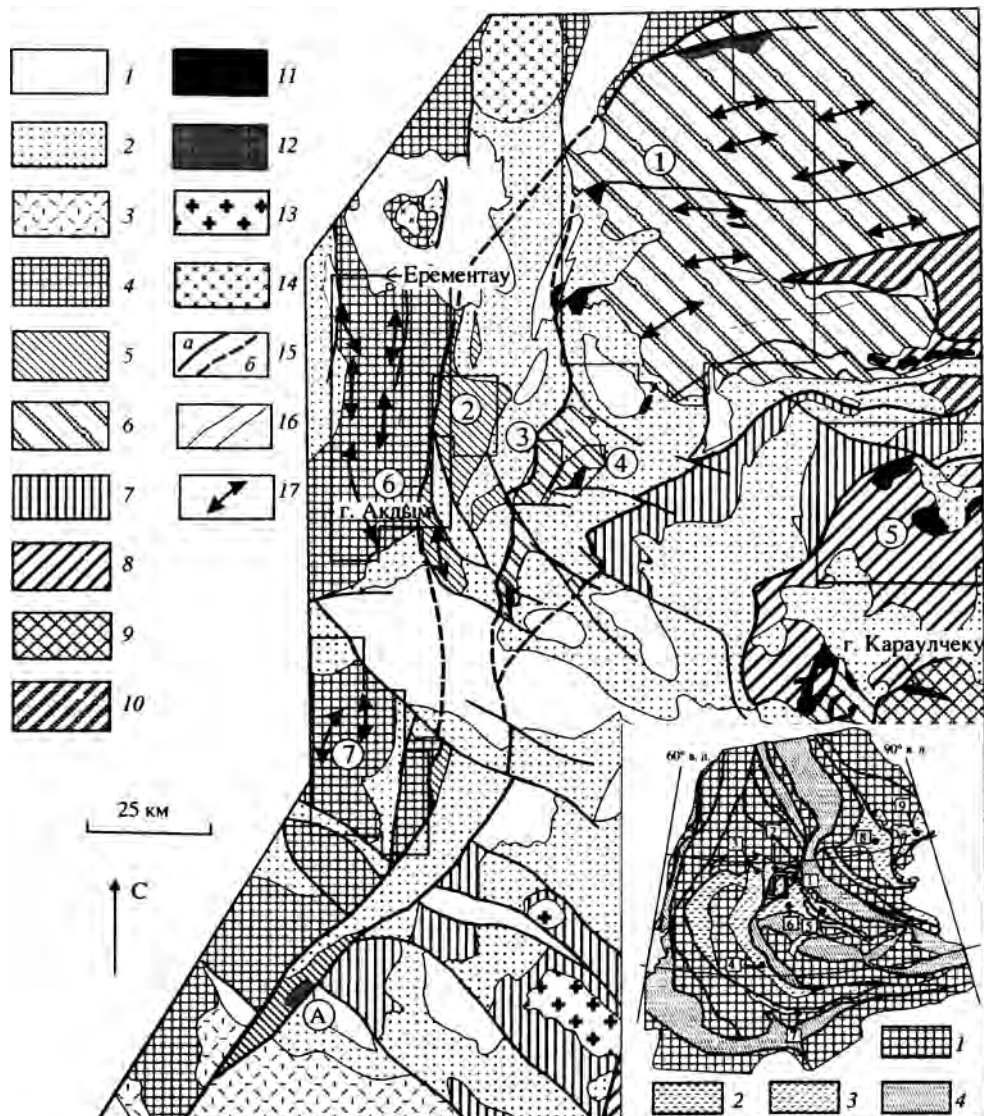


Рис. 1. Схема тектонической зональности на северо-востоке Центрального Казахстана (мезозойско-кайнозойский чехол снят)

1 – терригенно-карбонатные образования фамена–карбона (платформенный чехол); 2 – силурийско-верхнедевонские молассы, вулканы и терригенно-карбонатные отложения задуговых прогибов; 3 – вулканы девонского пояса; 4–10 – структурно-формационные зоны: 4 – Акдымская, 5 – Восточно-Ерементавская, 6 – Бошекульская, 7 – Кендыктинская, 8 – Караайгырская, 9 – Майкаин-Кызылтасская, 10 – Сатпаевская; 11 – офиолиты; 12 – комплексы субщелочных расслоенных габброидов; 13, 14 – гранитоиды; 13 – девонские, 14 – пермские; 15 – разломы, разделяющие зоны: а – на поверхности, б – скрытые; 16 – прочие разломы; 17 – направление простираций.

Контурами показано положение детальных врезок: 1 – район оз. Бошекуль, 2 – Восточный Ерементав, 3 – гора Семизбугу, 4 – гора Тисс, 5 – горы Жаманбукумбай, 6 – горы Ерементав, 7 – горы Нияз. А – Астаховский массив.

На врезке показаны: положение рис. 1 и распространение докембрийских и нижнепалеозойских комплексов Центральной Азии: 1 – докембрийские комплексы; 2–4 – нижнепалеозойские комплексы: 2 – флиш и карбонатные чехлы на массивах докембрия, 3 – островодужные, 4 – аккреционных призм и преддуговых флишевых прогибов. Номера в квадратах – пояса нижнепалеозойских вулканитов: 1 – Бошекульский, 2 – Селеты-Ишкельский, 3 – Степнякский, 4 – Джалаир-Найманский, 5 – Чингизский, 6 – Байдаулет-Карасорский, 7 – Киргиз-Терекский, 8 – Салаир-Горноалтайский, 9 – Томский

зональности. Среднепалеозойские комплексы активной окраины однотипны в палеозоидах Центральной Азии, Алтае-Саянской области, Забайкалье и Монголии. Это позволяет предположить, что они маркируют единую активную окраину Сибирского кратона [Рязанцев, 2001]. Комплексы раннепалеозойской активной окраины служат основанием для среднепалеозойских вулканических поясов или располагаются в фундаменте тыловых по отношению к поясам структур. Эти комплексы во многом коррелируются друг с другом, т.е. как средне-, так и раннепалеозойские комплексы отражают развитие окраины единого Сибирского кратона.

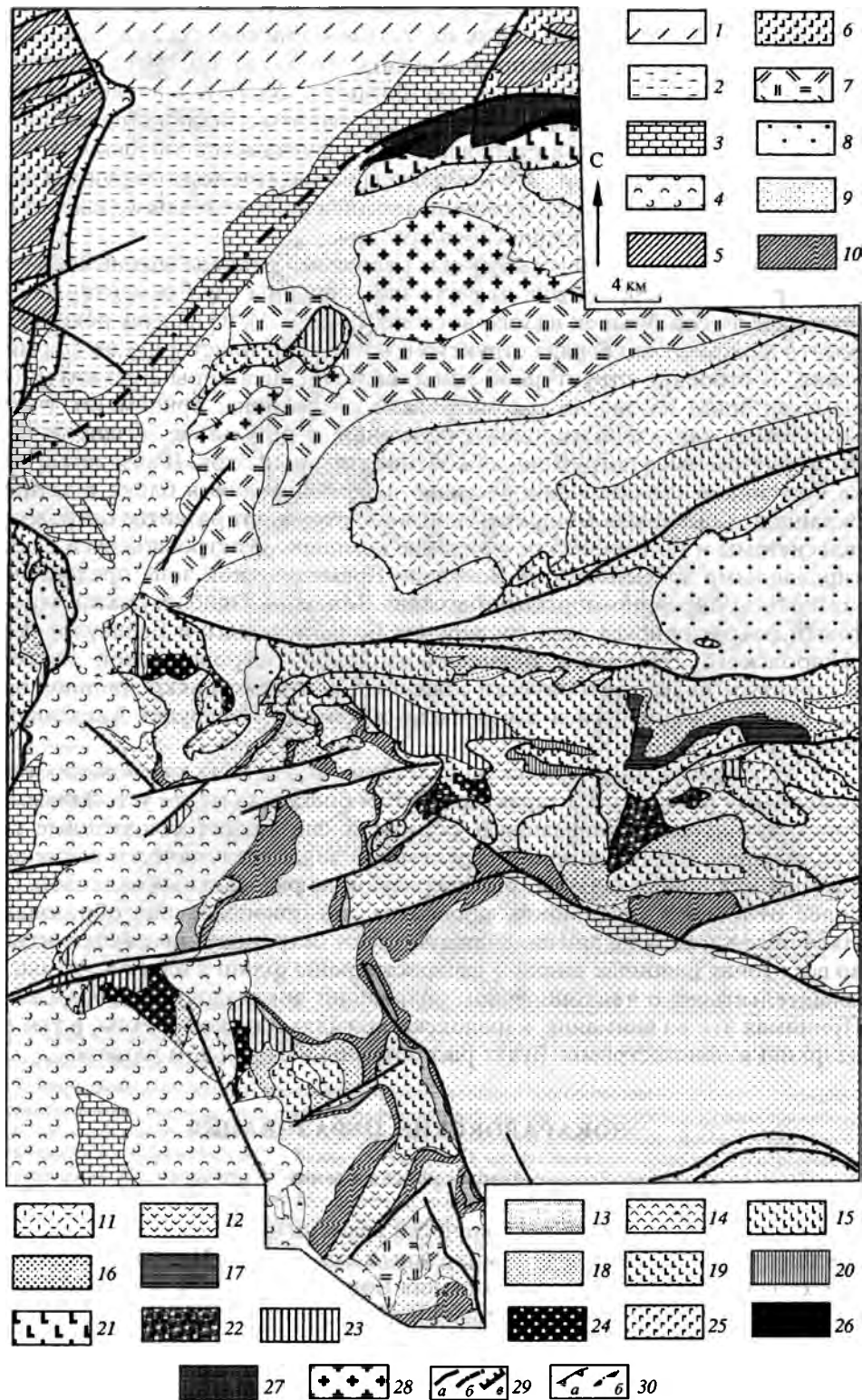
Анализ структур, представленных реликтами раннепалеозойской активной окраины на пересечении от восточной окраины гор Ерементау на северо-западе до гор Агырек на юго-востоке (см. рис. 1), позволяет реконструировать фрагмент палеоряда структур и восстановить историю их формирования. В строении структурной зоны, включающей горы Ерементау (Акдымская зона) на западе рассматриваемого региона, принимают участие комплексы, характеризующие отчлененный в результате позднекембрийского рифтогенеза погруженный континентальный блок. В позднем ордовике произошло столкновение пассивно перемещавшегося блока с активной окраиной. Комплексы Бошекульской зоны отражают развитие островодужной системы и тектоническое смещение комплексов островной дуги с аккрецированными элементами. В Восточно-Ерементауской зоне представлены комплексы окраинно-морского бассейна. Майкаин-Экибастузский офиолитовый пояс маркирует зону сочленения Бошекульского и Байдаулет-Александровского сегментов раннепалеозойской островодужной системы. В структуре пояса тектонически сближены комплексы аккреционной призмы Бошекульской дуги и комплексы основания Байдаулет-Александровской дуги.

Структурные зоны – реликты палеозон – разделены додевонскими омоложенными разломами и характеризуются более или менее устойчивым набором автохтонных формаций и формаций, слагающих аллохтонные тела. Как правило, в составе одной структурной зоны тектонически совмещены докарадокские образования, характеризующие ряд смежных палеозон. Наиболее отчетливо зональность проявлена для докарадокских образований. На уровне карадока и ашгилла присутствуют островодужные вулканиты, но во всех зонах наиболее широко распространены флиш и олистостромы, что свидетельствует о тектоническом сближении докарадокских образований. Принимая это во внимание, карадокско-ашгилльские комплексы, в том числе флиш и олистостромы, будут рассмотрены в отдельном разделе.

ДОКАРАДОКСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Бошекульская зона

В Бошекульской зоне тектонически совмещены образования, формировавшиеся на островной дуге и в смежных структурах. Наиболее полно они представлены в районе месторождения Бошекуль (рис. 2), детально изученном Б.Ф. Хромых, Л.И. Магретовой и др. [Хромых, 1986; Хромых Б., Хромых Л., 1986; Магретова, 1999], а также в районе гор Семизбугу (рис. 3, 4),



Тиес (рис. 5) и Аманконур, изучавшемся автором совместно с Л.Л. Германом и др. В районе оз. Бошекуль нижнепалеозойские комплексы слагают три структурных уровня. Нижний, распространенный в ядрах антиформ, состоит из хаотически сочетающихся тектонических покровов, сложенных магматическими и вулканогенно-осадочными доаренинскими образованиями, испытавшими зональный метаморфизм. Здесь же присутствуют аллохтоны, представленные докембрием. Средний уровень, выполняющий синформы, в нижней части сложен конденсированным разрезом кремнистых пород аренига–лладейло, выше которого залегают олистостромы, флиш и вулканы карадока–ашгилла. В ядрах синформ с тектоническими контактами часто располагаются комплексы нижнего уровня. Этот – третий – структурный уровень образован за счет выжимания тектонических покровов из ядер антиформ. Некоторые из покровов третьего уровня конформны перекрывающим среднепалеозойским образованиям, и перемещение их происходило, вероятно, в силуре–девоне.

Комплексы островной дуги. Начальный этап развития окраины в активном режиме характеризует офиолитоподобная ассоциация (бошекульская офиолитовая ассоциация [Хромых, 1986]), которой, в отличие от типичных офиолитов, сопутствуют большие объемы кремнекислых магматических пород. В составе ассоциации выделяются массивы плутонических пород, дайковый комплекс и эффузивные серии. В районе оз. Бошекуль распространены ажейский базит-ультрабазитовый и бозшакольский гранитоидный комплексы (см. рис. 2) [Хромых, 1986]. В первом выделяются два уровня, нижний из которых может сравниваться с полосчатым комплексом классических офиолитов (апооливинитовые и апоперидотитовые серпентиниты, бронзититы – внизу и вебстериты, гиперстениты, гацбургиты и лерцолиты – сверху), а верхний – с комплексом расслоенных габброидов (габбро, габбро-нориты, с прослоями и линзами анортозитов, диорит-амфиболитов и клинопироксенитов). В районе горы Тиес (см. рис. 5) плутоническая ассоциация выделяется как кояндинский комплекс (см. ниже таблицу). Особенно отчетливо в Тиесском массиве, а также в других массивах Бошекульской зоны видно, что гранитоиды залегают между верхней зоной расслоенного габ-

Рис. 2. Схема распространения палеозойских комплексов в районе оз. Бошекуль. Составлена по данным Б.Ф. Хромых, Л.С. Хромых (1986 г.), Л.И. Магретовой и др. (1988 г.) и автора

1 – угленосные отложения (J); 2 – терригенные отложения (C_{2-3}); 3 – терригенно-карбонатные отложения (D_3-C_1); 4 – вулканы и молассы ($S-D_3f$); 5 – кремнистые и терригенные породы акдымской серии (E_3-O_1); 6 – базальты ($E_3?$); 7 – балшикбайская свита, вулканы (O_3); 8 – тынкудукская свита, олистостромы (O_3); 9 – еркебидакская свита, флиш (O_2); 10 – ержанская свита, кремнистые туффы (O_{1-2}); 11 – ащикольская свита, щелочные вулканы кислого и среднего состава ($O_{1-2}?$); 12 – оленгинская свита, эффузивы смешанного состава (O_1); 13 – торткудукская серия, песчаники, известняки (E_3-O_1); 14 – кзылкаиндинская свита, базальты (E_2); 15 – джангабульская свита, вулканы среднего и основного состава (E_2); 16 – бескудукская свита, базальты и туфы (E_1); 17 – иткаланская свита, грауваки и базальты (E_1); 18 – майсорская свита, вулканы кислого и среднего состава ($E_1?$); 19 – борукавская свита, базальты, туфы ($E_1?$); 20 – желтауская свита, базальты, кремни, известняки ($V-E_1$); 21 – тиесская свита, базальты ($V-E_1$); 22 – метааркозы, метаграуваки (R); 23 – темирастауский комплекс параллельных даек; 24 – бозшакольский диорит-тоналит-плагиогранитный комплекс (E_1); 25 – ажейский плутонический комплекс, серпентиниты, пироксениты, габброиды (E_1); 26 – серпентиниты; 27 – оленгинский субщелочной габбро-пироксенит-дунитовый комплекс (E_3-O_1); 28 – жаумбайский габбро-монзонит-сиенитовый комплекс (O_3); 29 – разломы: а, б – нормальные (а – на поверхности, б – скрытые), в – надвиги; 30 – границы тектонических покровов: а – на поверхности, б – скрытые

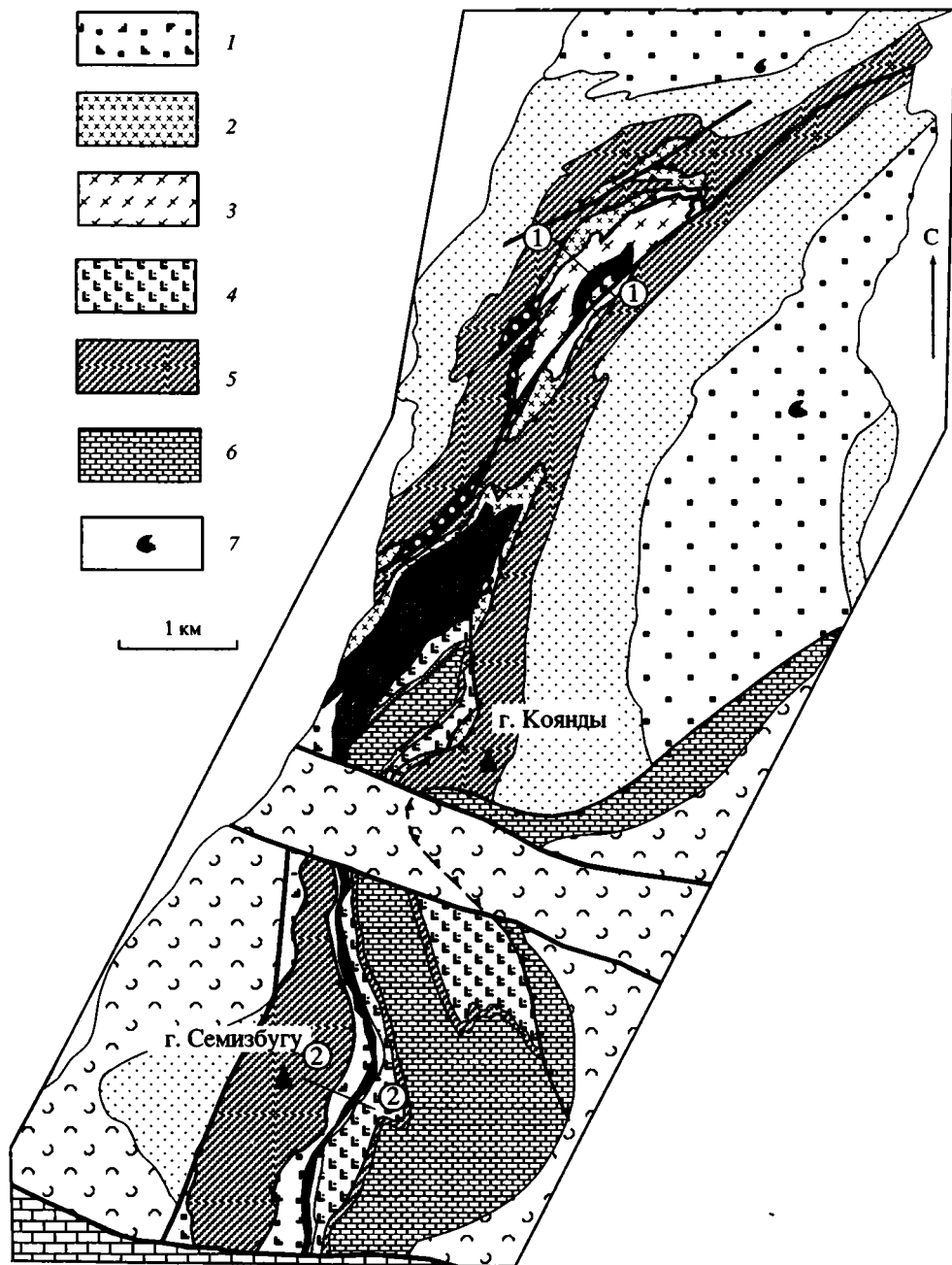


Рис. 3. Структура нижнепалеозойских образований в районе горы Семизбугу

1 – олигостром ($O_2?$); 2 – сиенит-порфиры (E_2); 3 – гнейсы и амфиболиты; 4 – базальты тиесской свиты ($V-E_1?$); 5 – кремнистая пачка желтауской свиты; 6 – переслаивающиеся известняки, базальты и кремни желтауской свиты ($V-E_1?$); 7 – места находок органических остатков. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

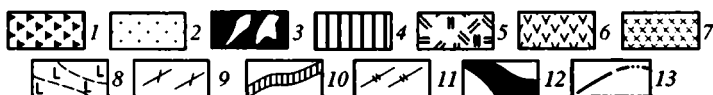
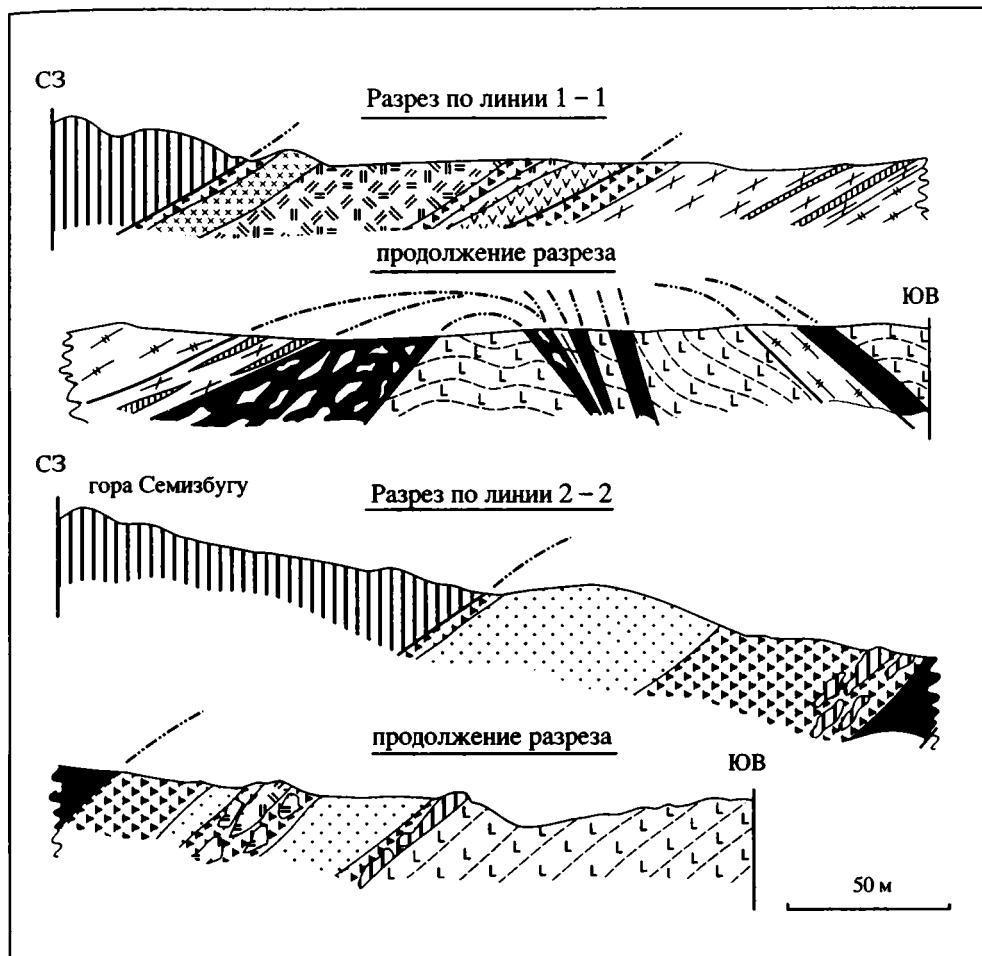


Рис. 4. Геологические разрезы через антиформы к северу от горы Коянды и к востоку от горы Семизбугу

1–3 – олистостромовый комплекс (O_2 ?): 1 – хаотические уровни, 2 – слоистые песчаники, 3 – олистолиты; 4 – кремнистая формация (O_2); 5–7 – щелочные вулканиты (E_2): 5 – дациты, 6 – базальты, 7 – синит-порфиры; 8 – базальты ($V-E_1$?); 9 – амфиболиты; 10 – сисниговые мигматиты; 11 – плагиогранито-гнейсы; 12 – серпентиниты; 13 – границы тектонических покровов

бро и толеитовыми базальтами. Гранитоиды представляют собой пластовые тела мощностью до 250 м, в которых происходит закономерное изменение состава от тоналитов в подошве, через трондьемиты к лейкократовым плагиогранитам – в кровле. Вблизи кровли разрез насыщен линзами и жилами гранофировых гранитов. Самые верхние части разреза содержат согласные линзы и протяженные, похожие на жилы, тела беербахитов и микрозернистых габбро, которые, по нашему мнению [Герман, Рязанцев 1985], представ-



Рис. 5 Элементы структуры нижнепалеозойских комплексов в районе горы Тиес
Условные обозначения см. на рис 2 и 3

ляют собой эндоконтакт первичного магматического очага. Эти породы характеризуют состав расплава, который впоследствии за счет фракционирования распался на три уровня, представленные в ажейском и бозшакольском комплексах. Контакты с вмещающими образованиями тектонические.

В породах Северо-Тиецкого массива по содержаниям кремнезема (таблица) проявлен разрыв в интервале 45–60% SiO_2 . Гранитоиды существенно натровые. Высокие содержания иттербия сближают их с океаническими

Средние химические составы пород раннепалеозойских магматических комплексов

№ п/п	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	5	51.49	0.18	2.43	0.84	6.40	0.18	18.81	14.99	0.32	0.10
2	1	42.51	1.10	14.61	2.26	8.35	0.24	11.56	13.93	0.32	0.10
3	1	48.25	0.31	20.76	2.17	6.43	0.13	6.67	11.71	1.62	0.35
4	2	49.59	1.00	15.22	4.09	7.65	0.16	5.90	8.77	2.82	0.22
5	5	55.26	0.76	14.92	3.72	6.12	0.14	4.41	6.80	3.86	0.28
6	4	65.04	0.60	14.11	2.66	4.93	0.10	2.04	3.55	4.18	0.10
7	2	70.07	0.51	12.50	2.81	4.54	0.08	1.87	0.38	4.76	0.10
8	2	76.87	0.29	11.23	0.83	2.51	0.03	0.74	1.94	4.13	0.10
9	15	47.38	1.90	15.57	—	11.71	0.15	4.21	7.28	4.80	1.02
10	11	49.12	2.23	13.91	5.84	6.01	0.17	4.83	8.13	3.75	0.55
11	7	47.76	1.65	14.68	6.57	6.86	0.21	6.00	7.17	3.70	0.42
12	60	48.27	0.95	14.02	4.69	6.37	0.18	6.77	11.14	2.95	0.28
13	3	47.25	0.90	14.60	3.28	6.99	0.21	7.23	11.45	2.25	0.07
14	3	47.50	0.71	10.88	2.10	6.93	0.17	10.86	13.10	0.72	0.11
15	7	49.16	0.67	16.96	2.95	6.68	0.16	6.35	9.24	3.08	1.30
16	4	63.07	0.41	15.00	2.83	4.95	0.13	3.14	4.96	3.39	0.58
17	4	75.51	0.18	12.08	0.50	2.67	0.04	0.61	2.52	4.99	0.20
18	1	76.80	0.40	11.60	1.36	2.83	0.08	1.40	2.65	4.50	0.12
19	3	50.41	1.10	13.29	6.08	6.00	0.20	5.39	12.19	2.10	0.10
20	4	50.88	0.63	15.01	3.14	6.84	0.18	7.91	9.18	3.27	0.20
21	6	65.41	0.77	15.32	5.03	2.48	0.09	1.49	1.58	6.59	0.80

Таблица (окончание)

№ п/п	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
22	7	69.11	0.54	13.19	3.22	1.89	0.06	1.11	2.05	5.94	0.69
23	5	75.51	0.27	11.71	1.36	2.66	0.04	0.92	0.60	5.62	0.27
24	1	45.80	0.63	23.40	3.13	3.31	0.12	4.81	9.37	2.99	2.56
25	1	40.90	1.38	19.05	3.58	5.33	0.25	11.52	9.37	2.25	2.20
26	2	53.90	0.72	17.92	3.67	5.11	0.16	2.94	4.68	3.87	2.88
27	2	65.64	0.45	14.18	1.87	2.62	0.07	0.93	3.10	6.14	2.07
28	2	43.82	0.60	12.94	6.22	8.30	0.29	7.74	11.05	1.40	4.39
29	2	47.80	0.93	14.20	5.52	4.94	0.19	7.43	11.63	2.32	1.36
30	3	50.19	0.66	18.02	4.48	4.34	0.17	4.89	7.05	3.78	2.73
31	1	48.88	0.67	16.13	4.29	5.03	0.17	5.03	10.13	3.08	1.76
32	3	55.58	0.62	16.23	3.31	3.32	0.14	3.23	5.84	4.63	2.25
33	2	60.50	0.46	17.37	2.84	3.10	0.13	2.52	2.46	5.98	1.23
34	2	54.49	0.66	16.49	4.10	4.27	0.17	4.23	5.44	3.88	1.41
35	1	68.00	0.37	14.00	1.84	2.42	0.10	1.74	2.74	3.68	3.29

Примечание. 1–3 – коржункульский комплекс: 1 – пироксениты, 2 – габбро-нориты, 3 – габбро; 4 – ордабайская свита (базальты); 5–8 телескольская свита: 5 – андезибазальты, 6 – дациты, 7 – риодациты, 8 – риолиты; 9–13 – ерементавская серия: 9 – желтауская свита (базальты, Восточный Ерементав), 10 – то же (метаморфизованные базальты, горы Семизбугу), 11 – там же, неметаморфизованные базальты, 12 – тиесская свита (базальты, Восточный Ерементав), 13 – то же (горы Семизбугу); 14–18 – кояндинский комплекс, Тиесский массив: 14 – габбро-нориты, 15 – габбро, 16 – тоналиты, 17 – лейкограниты, 18 – гранофировые граниты; 19 – борукаевская свита (базальты); 20 – долеритовые дайки; 21–23 – майсорская свита: 21 – дациты, 22 – риодациты, 23 – риолиты; 24, 25 – акшийский комплекс: 24 – амфиболиты по габбро, 25 – метаморфизованные пироксениты; 26, 27 – кзылкаиндинская свита: 26 – латиты, 27 – трахидациты; 28–35 – тынкудукская свита: 28 – пикриты, 29 – пикробазальты, 30 – трахибазальты, 31 – базальты, 32 – трахиандезиты и трахиандезито-базальты, 35 – дациты. Анализы выполнены в ЦХЛ г. Караганды. n – количество проб.

плагиигранитами. В Левобережном массиве на левом берегу р. Оленты, к западу от горы Семизбугу, наблюдается непрерывный ряд дифференциатов, а повышенные содержания калия сближают их с континентальными трондьемитами. В районе месторождения Бошекуль для габброидов имеются радиологические датировки $525-540 \pm 30$ млн лет, а для плагиигранитов – 568 ± 60 млн лет [Хромых, 1986]. Эти цифры и пространственная связь с нижнекембрийскими островодужными вулканитами позволяют условно принять раннекембрийский возраст ассоциации.

Темирастауский комплекс параллельных даек, расположенный между плутоническими и эффузивными породами, имеет мощность до 1000 м [Хромых, 1986]. Дайки, точнее силлы, залегают конформно общей стратификации. В составе комплекса преобладают породы основного состава, но кислым породам принадлежит заметная роль, так что в целом дайковый комплекс по составу отвечает вышеописанным плутонитам и перекрывающей эффузивной толще. Эффузивы представлены базальт-риолитовой формацией (коксорская серия). В видимом основании разреза в районе горы Тиесс наблюдаются афировые базальты (200 м) – аналоги борукаевской свиты, сопровождающиеся дайками диабазов. Они сменяются кварцевыми риолитами и риодацитами (200 м) – аналогами майсорской свиты. Базальты по содержанию щелочей и микроэлементов имеют сходство с океаническими или тяготеют к полю островодужных толеитов. Кремнекислые вулканиты имеют натровую специализацию, являясь продуктами эволюции толеитового расплава. Ассоциация по составу сравнивается с офиолитами, известными в современных системах островных дуг и окраинных морей [Колман, 1979], или комплексами в основании поясов островодужных вулканитов [Лучицкая, 2001].

Комплексы нижней части разреза, характеризующие собственно вулканическую дугу, представлены кембрийской бошекульской серией, которая распространена в северной части зоны (см. рис. 2). В разрезе преобладают эффузивные и вулканогенно-осадочные породы. Мощность серии оценивается почти в 4,5 км. Фауна трилобитов из линз известняков на различных стратиграфических уровнях свидетельствует о возрастном объеме, включающем ботомский ярус нижнего и амгинский ярус среднего кембрия [Хромых, 1986]. По данным Б.Ф. Хромых [1986], для нижних свит (иткалганская, бескудукская (E_1)) характерно изменение базальтового вулканизма от толеитового до известково-щелочного с преобладанием низкотитанистых высокоглиноземистых разностей. Выше по разрезу (джангабульская свита (E_2)) преобладают известково-щелочные дифференцированные вулканиты от базальтов до андезитов. В более молодую кзылкояндинскую свиту, помимо трахибазальтов [Хромых, 1986], нами помещены трахириолиты, которые сопутствуют трахибазальтам к югу от ст. Бошекуль и к северу от горы Тиесс. Видимая мощность разреза в составе тектонических пластин не превышает 200 м. В ряде мест из разреза свиты собраны органические остатки различных горизонтов майского яруса [Ившин, 1978; Хромых, 1986]. В районе ст. Бошекуль разрез венчается горизонтом полимиктовых песчаников с линзами известняков, в которых нами собраны трилобиты бошесорского горизонта майского яруса среднего кембрия [Ушатинская и др., 1986]: *Basocephalus nominalis* Ivsh., *Inogellaspis inexpectans* Ivsh., *Volonellus inflatus* Ivsh. и др.

Существенные изменения геодинамической обстановки, которые проявились и в других зонах, отражены в накоплении маломощного (80–250 м) чехла осадочных пород (торткукская серия). В разрезе преобладают пестроцветные песчаники, алевролиты и органогенные известняки с остатками брахиопод и трилобитов различных горизонтов верхнего кембрия и нижней части тремадока. Этот комплекс отражает довольно продолжительный этап отмирания сегмента вулканической дуги, связанный, вероятно, с коллизией дуги и пассивного края континента.

Начиная с верхнего тремадока, в разрезе ордовика вновь появляются островершинные вулканиты. Олентинская свита [Хромых, 1986] представлена андезитами, андезидацитами, их туфами, кремнистыми алевролитами. В 4–5 км к юго-востоку от оз. Балакескенсор фрагмент разреза олентинской свиты слагает крупные аллохтонные тела в структуре верхнеордовикского покровно-олистоостровового комплекса [Рязанцев и др., 1987]. В линзах известняков здесь содержатся брахиоподы *Clarkella supina* Nikitin верхней части тремадока. По данным Б.Ф. Хромых [1986], вулканиты принадлежат к натриевой и калий-натриевой известково-щелочной сериям. Эпизодически встречаются калиевые разности.

К северу от оз. Бошекуль пояс островершинных вулканитов маркируют выходы ащикольской свиты, в разрезе которой обнаружены аренигские фоссилии [Хромых, 1986]. В разрезе ащикольской свиты возрастает роль щелочных пород калий-натриевого и калиевого ряда и увеличивается объем пород кислого состава. Более позднее развитие вулканического пояса в структуре активной окраины фиксируется в разрезе торайской серии среднего – верхнего ордовика, которая будет рассмотрена вместе с средне-верхнеордовикскими олистоострововыми и флишево-вулканогенными отложениями.

Комплексы смежных с островной дугой структур. В структуре аллохтонов Бошекульской зоны как заметный маркирующий уровень выделяется конденсированная кремнистая формация – жельдыадырская и ержанская свиты, представляющие собой первично единый разрез. Жельдыадырская свита видимой мощностью 250–350 м сложена кремнистыми алевролитами и спонголитами с аренигскими конодонтами [Хромых, 1986]. Ержанская свита слагает аллохтонные покровные пластины, которые подстилаются тектонизированным олистоостровом. В нижней части разреза преобладают кремнистые породы, а в верхней переслаиваются сероцветные песчаники и алевролиты. Породы обеих свит содержат примесь туфогенного материала среднего и кислого состава. У восточного подножия горы Семизбугу (см. рис. 3, 4), в 10 м выше подошвы разреза, соответствующей подошве тектонического покрова, в кремнистых алевролитах обнаружены конодонты *Pygodus serra* (Hadding), *Phragmodus* sp., *Periodon aculeatus* Hadding, *Phragmodus* cf. *flexuosus* Moskalenko, *Protopanderodus* sp., *Drepanodus arcuatus* Pander, принадлежащие интервалу от верхней части лланвирна до нижней части лландейло¹. К северу и к югу от горы Семизбугу мощность аллохтонной пластины, сложенной ержанской свитой, уменьшается с 345 м до 20–40 м. Перекрывается ержанская свита базальным олистоострововым го-

¹ Здесь и далее определения конодентов Л.А. Курковской.

ризонтом нижекарадокской флишевой еркебиданкской свиты. Примесь туфогенного материала и связь с флишоидной еркебиданкской свитой позволяют считать, что кремнистая формация накопилась у подножия дуги, в основании преддугового флишевого прогиба.

В центральной части зоны распространены метааркозы и метаграувакки (кемерская свита) [Хромых Б., Хромых Л., 1986], сходные с рифейскими отложениями Акдымской зоны, но испытавшие метаморфизм амфиболитовой фации. Это – кристаллические сланцы, исходными породами для которых служили кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники. Они слагают оконтуренные телами серпентинитов аллохтоны в структуре среднеордовикского покровно-олистоостровового комплекса. В районе горы Семизбугу (см. рис. 3) глыбы метааркозов и метаграувакк включены в серпентинитовый меланж, слагающий среднеордовикский тектонический покров. Формирование метаморфитов может быть связано с коллизией дуги и края континента.

Венд-нижнекембрийские образования коррелируются с ерементausкой серией Восточно-Ерементausкой зоны, описанной ниже, и представлены нижней желтауской и верхней тиесской свитами. Они широко развиты в центральной части зоны. В районе гор Семизбугу и Коянды (см. рис. 3, 4) ерементausкая серия приурочена к ядру антиформы, занимая самый низкий структурный уровень, а также слагает тектонический покров, конформный перекрывающим отложениям эйфеля и дискордантный по отношению к структуре подстилающих нижнепалеозойских образований. Тиесская свита сложена базальтами, а в разрезе желтауской свиты чередуются базальты, известняки и кремни. Состав базальтоидов ерементausкой серии изменяется снизу вверх по разрезу от субщелочных оливиновых к толеитовым. Возраст ее условно принимается как венд-раннекембрийский, но, возможно, охватывает и среднекембрийский интервал. Ерементausкая серия представляет, по-видимому, окраинно-морской бассейн, располагавшийся между островной дугой и пассивным краем континента. Подробнее эти выводы будут освещены при описании Восточно-Ерементausкой зоны.

Возрастным аналогом терригенно-карбонатного чехла (торткудукская серия) является олентинский (астаховский, акшийский) комплекс расслоенных субщелочных габброидов [Щебуняев и др., 1980; Магретова, 1999; Дегтярев, Рязанцев, 1993б; Дегтярев, 1992]. Массивы этого комплекса прослеживаются с севера на юг в полосе протяженностью 200 км. В разрезе отмечаются флогопитсодержащие аподунитовые серпентиниты (преобладают в нижней части разреза), шрисгеймиты, биотит-роговообманковые пироксениты, горнблендиты, роговообманковые габбро, альбититы. Породы комплекса слагают тектонические покровы и не имеют интрузивных контактов. Для основных пород на севере зоны имеются радиологические датировки 495 ± 15 – 510 ± 15 млн лет [Щебуняев и др., 1980]. Аллохтоны, сложенные породами этого комплекса, распространены также в Акдымской зоне, описанной ниже. Геодинамическая интерпретация этого комплекса неоднозначная. Синхронность этого комплекса маломощному чехлу, свидетельствующему об отмирании сегмента дуги, и состав пород позволяют предполагать его связь с системой трансформных разломов. Активизация разломов произошла с изменением геодинамической обстановки и, возможно, связана с

рифтогенезом, проявленным во многих зонах каледонид Казахстана. Не исключено, что эти породы характеризуют завершение доколлизийного этапа развития дуги.

Породы Божекульской зоны испытали метаморфизм низких давлений вплоть до амфиболитовой фации с частичным плавлением. Метаморфиты прерывисто прослеживаются на отрезке в 150 км от гор Аманкөныр и Тасчеку на юге, в горах Семизбугу, Тиес и Аманкөныр и далее на север, к оз. Божекуль. Метаморфизованы дотремадокские образования. Первичные зональные ореолы нарушены движениями карадокских (?) тектонических покровов. Блоки и глыбы метаморфитов обнаруживаются и в зонах серпентинитового меланжа. Выше отмечалось, что здесь присутствуют рифейские метааркозы и метаграувакки, испытавшие метаморфизм амфиболитовой фации. Фрагмент ореола, наложенного на образования ерементавской серии, плутонические породы олентинского, ажейского и бозшакольского комплексов фиксируется в горах Семизбугу, Коянды и Тиес (см. рис. 3–5). По-видимому, аналоги этих метаморфитов в районе оз. Божекуль выделяются как булакская свита [Хромых Б., Хромых Л., 1986]. Некоторые метаморфиты – амфиболиты и гнейсы – не обнаруживают по составу аналогов с описанными стратиграфическими и плутоническими комплексами и объединяются нами в нерасчлененный северокояндинский метаморфический комплекс. В горах Коянды (см. рис. 3, 4) к нему отнесены амфиболиты – метабазальты с линзами кварцитов – метаяшм, – слагающие тектонический покров, который залегает на образованиях ерементавской серии, метаморфизованных в фации зеленых сланцев. Амфиболиты по составу отвечают субщелочным базальтам и содержат послойные, реже секущие мигматиты сиенитового состава. В районе горы Тиес в составе серпентинитового меланжа присутствуют блоки амфиболитов, расслоенные гранатовыми гнейсами с ярко выраженным натриевым типом щелочности. Гнейсы с калиевым типом щелочности присутствуют в глыбах меланжа в районе горы Аманкөныр.

Кендыктинская зона

Кендыктинская зона находится на восточном продолжении Божекульской и также представлена комплексами островодужной системы. Кендыктинская и сарыбидаикская свиты образуют непрерывную серию, связанную с проявлением островодужного вулканизма. В кендыктинской свите (2050 м) преобладают андезиты, андезибазальты и их туфы. В сарыбидаикской (3000 м) переслаиваются туфогенные, кремнистые породы, лавы и туфы основного и среднего состава. В верхней части разреза преобладают известковые песчаники и рифогенные известняки. Выше согласно залегает карадокский флиш или с несогласием располагаются вулканогенные отложения верхнего ордовика. Возраст сарыбидаикской свиты оценивается интервалом от верхнего аренига до лландейло на основании комплекса органических остатков [Никитин, 1972]. Возраст кендыктинской свиты принимается как аренигский [Тенякова, Калинин, 1980]. По данным В.Г. Степанца (1988 г.), вулканы этого уровня отвечают низкотитанистым калий-натриевым вы-

сокоглиноземистым андезитам и андезибазальтам островных дуг. По составу ассоциаций, характеризующих основание островодужной системы, мы предполагаем, что в кембрии она развивалась как энсиматическая или, возможно, с гетерогенным основанием. В пользу последнего свидетельствует молибден-меднопорфировое оруденение, которое более типично для структур с сиалическим основанием.

Восточно-Ерементауская зона

Восточно-Ерементауская зона протягивается меридионально, выклиниваясь на юге под среднепалеозойской Оленты-Шидертинской впадиной. В структуре зоны, в районе гор Тобежал, Калмыккожа (рис. 6), наблюдается пакет смятых в складки раннесилурийских тектонических покровов. В основании каждого покрова находится ерементауская серия, на которую параллельно налегает верхнеордовикский олистостромовый комплекс [Рязанцев и др., 1987]. В разрезе серии нижняя – желтауская – свита (600–700 м) сложена прерывистыми, хаотически сочетающимися телами известняков, кремнистых пород, красных афировых базальтов, перекрывающихся пачкой (100–120 м) яшм, фтанитов и туфоалевролитов. Тиесская свита (180–400 м) сложена афировыми и вариолитовыми базальтами и гиалокластитам. По микрофитолитам принимается венд-раннекембрийский возраст свиты [Геология..., 1987]. С ерементауской серией сопоставляется ащисуйская свита Джалаир-Найманской и смежных с ней зон [Чу-Илийский рудный пояс..., 1980]. Там возраст ащисуйской свиты оценивается как ранне-среднекембрийский. Состав вулканитов желтауской свиты отвечает субщелочным оливиновым базальтам (см. таблицу). По ассоциации этих базальтов с известняками свита может сравниваться с комплексами вулканических островов на поднятиях в современных океанах. Толейтовые базальты тиесской свиты по соотношениям микроэлементов сходны с MORB. Серия интерпретируется нами как элемент океанического бассейна, располагавшегося между вулканической дугой и пассивным краем континента.

Проблематично решение вопроса о первичных чехлах вулканогенного комплекса. Помимо прочих, в перекрывающий олистостром помещены пластовые отторженцы красноцветных песчаников и известняков с верхнекембрийскими фоссилиями (аналог торткудукской серии Бошекульской зоны). К югу от гор Калмыккожа на крыльях антиформы, сложенной в ядре породами ерементауской серии, линзовидно прерывисто протягивается пачка кремнистых пород, содержащих лланвирн-лландельский комплекс конодонтов. К северу и к югу мощные (до 150 м) и протяженные пластовые отторженцы кремней, содержащих конодонты интервала арениг–лландейло, включены в разрез верхнеордовикского олистострома. С долей условности можно предполагать, что терригенно-карбонатные и кремнистые отложения слагали чехол этой зоны, разрушенный и переотложенный в виде олистолитов в позднем ордовике.

Фациальные аналоги ерементауской серии широко распространены в Алтае-Саянской области и там они рассматриваются как образования океа-

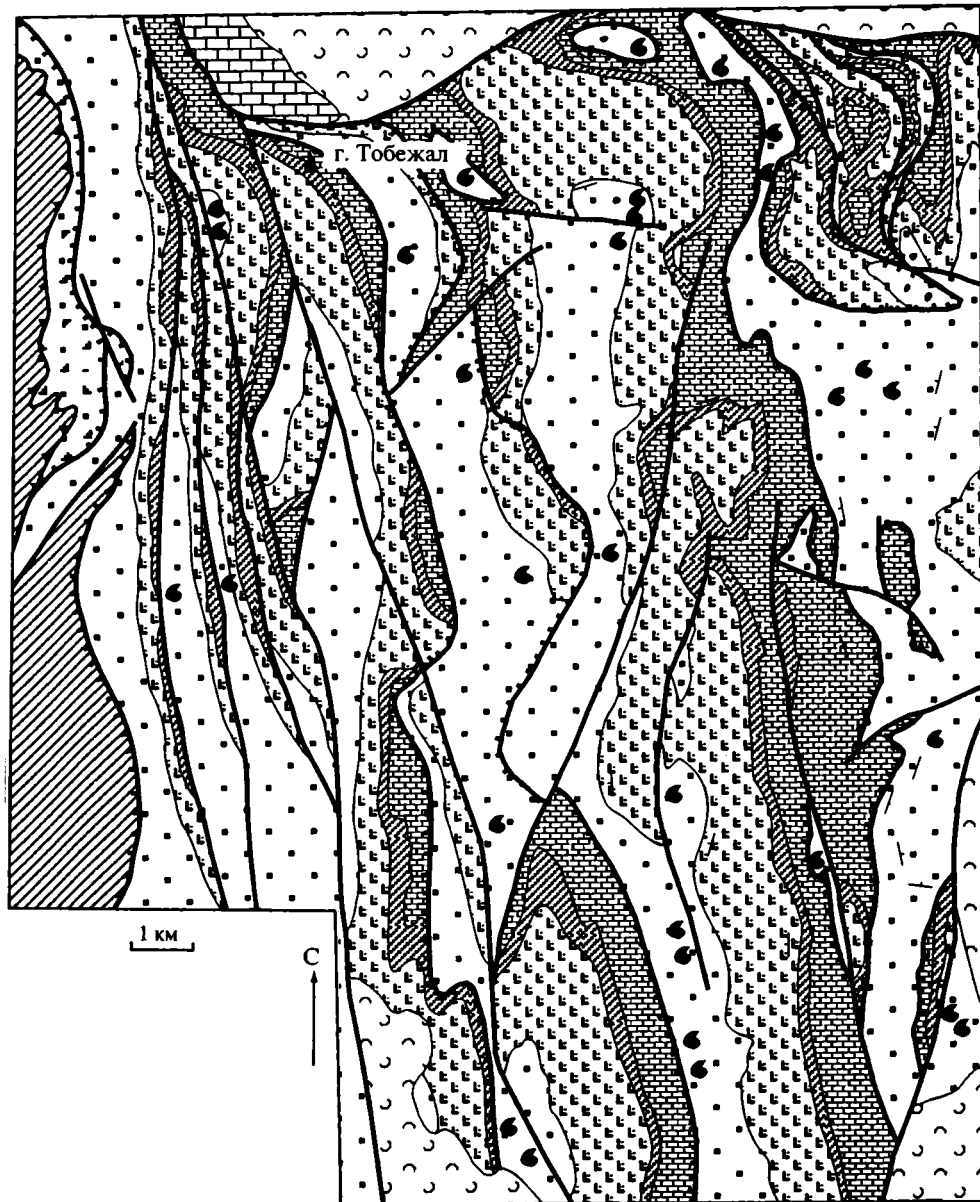


Рис. 6. Схема распространения нижнепалеозойских образований в районе горы Тобежал (Восточно-Еремантауская зона)

Условные обозначения см. на рис. 2 и 3

нических поднятий и островов. В частности, в островодужной системе Катунской и Курайской зон описаны аналогичные аккретированные венд-нижекембрийские образования (Бийско-Катунская, Кадринская и Баратальская структуры) [Буслов, 1998].

Акдымская зона

В Акдымской зоне (рис. 7–9) в ядрах антиформ вскрыты метаморфические породы. Относящиеся к нижнему протерозою или архею породы фундамента обнажены локально [Герман, 1985]. Широко распространены слабометаморфизованные черные сланцы, известняки, доломиты и кварцевые арениты с маркирующими уровнями циркон-рутиловых россыпей, представляющие собой рифейский внутриконтинентальный чехол. Выше несогласно залегает терригенная толща нижнего ордовика и олистостромовые комплексы среднего и верхнего ордовика. В структуру последних в виде аллохтонных пластин помещены кембрийские и ниже-среднеордовикские образования, а также метаморфиты докембрия.

На севере гор Нияз (рис. 10; см. рис. 8 и 9), а также в горах Ерементая, на разных по стратиграфическому уровню и степени метаморфизма породах докембрия залегает маломощная, менее 100 м, пачка мелкозернистых полимиктовых песчаников с обильной примесью слюды. Ранее она рассматривалась как базальный горизонт залегающей выше кремнистой акдымской свиты или как элемент более молодого олистостромового комплекса. Действительно, она находится в сложных соотношениях с распространенным на этом уровне олистостромом полимиктового или олигомиктового (кремнеобломочного состава). На севере гор Нияз фрагмент разреза (60 м) содержит полимиктовые песчаники с линзами разногалечных полимиктовых конгломератов и линзовидными телами катаклазированных фтанитов и базальтов. Среди песчаников содержатся обособления с карбонатным цементом (точка Б-78, см. рис. 9 и 10), в которых найдены замковые брахиоподы и трилобиты, в том числе *Apatocephalus* sp., *Schumardia* sp., *Leiostegidae*, характерные для верхнего тремадока – нижнего аренига [Борисёнок и др., 1985].

Выше залегают кремнеобломочные породы олистостромового уровня, подстилающего тектонический покров, сложенный кремнистыми породами акдымской серии. Полимиктовые или аркозовые песчаники известны в аналогах Акдымской зоны на юге Центрального Казахстана, где также структурно или стратиграфически связаны с докембрием и кремнистой формацией верхнего кембрия – среднего ордовика. Кроме того, близкий состав и возраст на юге Центрального Казахстана имеют джамбульская и теренкольская свиты и торткудукская серия на севере и северо-востоке Центрального Казахстана, стратиграфический объем которых тоже охватывает верхний кембрий – нижний ордовик. Нельзя не отметить сходство состава и возраста с кидрясовской серией Южного Урала. Все эти образования, имея фациальное сходство, отмечают изменение геодинамического режима континентальной окраины. При этом резкие вариации мощностей характеризуют переход от чехлов пассивных блоков к краям рифтогенных впадин.

Наиболее широко в Акдымской зоне распространены аллохтоны, сложенные кремнистой формацией верхнего кембрия – среднего ордовика. В полосе

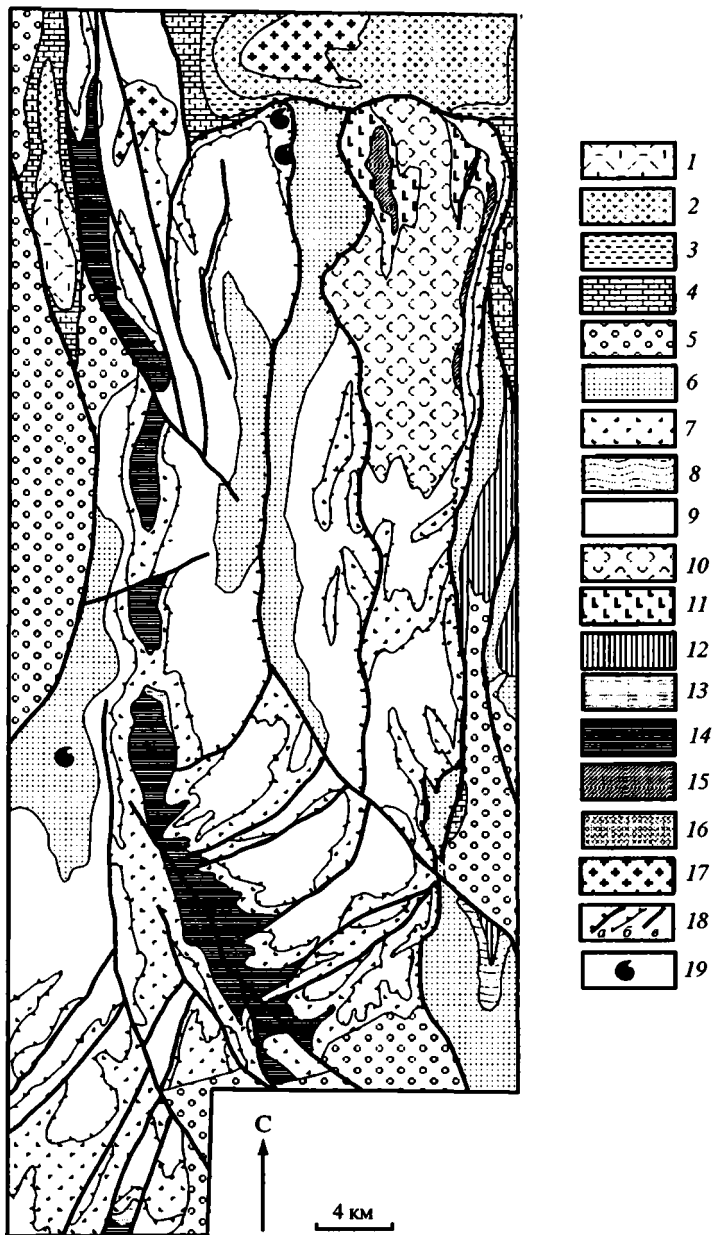


Рис. 7. Схема распространения палеозойских комплексов в горах Ерементау

Условные обозначения к рис. 7 и 8

1 – щелочные вулканиды (T_1); 2, 3 – угленосные отложения: 2 – C_{2-3} , 3 – C_1 ; 4 – терригенно-карбонатные отложения ($D_{3fm}-C_{1l}$); 5 – терригенные отложения (D_{2-3}); 6 – флиш и олистостромы (O_3); 7 – олистостромы (O_2) и терригенная толща, нерасчлененные; 8 – кремнистая формация, ержанская свита (O_2); 9 – кремнистая формация, акдымская серия (ϵ_3-O_2); 10 – риолиты, андезиты и базальты телескольской свиты (ϵ_1); 11 – базальты ордабайской свиты (ϵ_1); 12 – кремни, карбонаты, базальты желтауской свиты ($V-\epsilon_1?$); 13 – кварциты святогорской свиты (R); 14 – углеродистые сланцы ниязской свиты (R); 15 – базит-ультрабазитовый коржункульский комплекс ($\epsilon_1?$); 16 – гранат-мусковит-кварц-полевошпатовые сланцы, шингаревская свита ($AR?$); 17 – гранитоиды (P_2); 18 – разрывные нарушения: надвига (a), границы тектонических покровов ($б$), прочие ($в$); 19 – места находок органических остатков



Рис. 8. Схема распространения палеозойских комплексов в горах Нияз (1) и Жаманнияз (2)
Условные обозначения см. на рис. 7

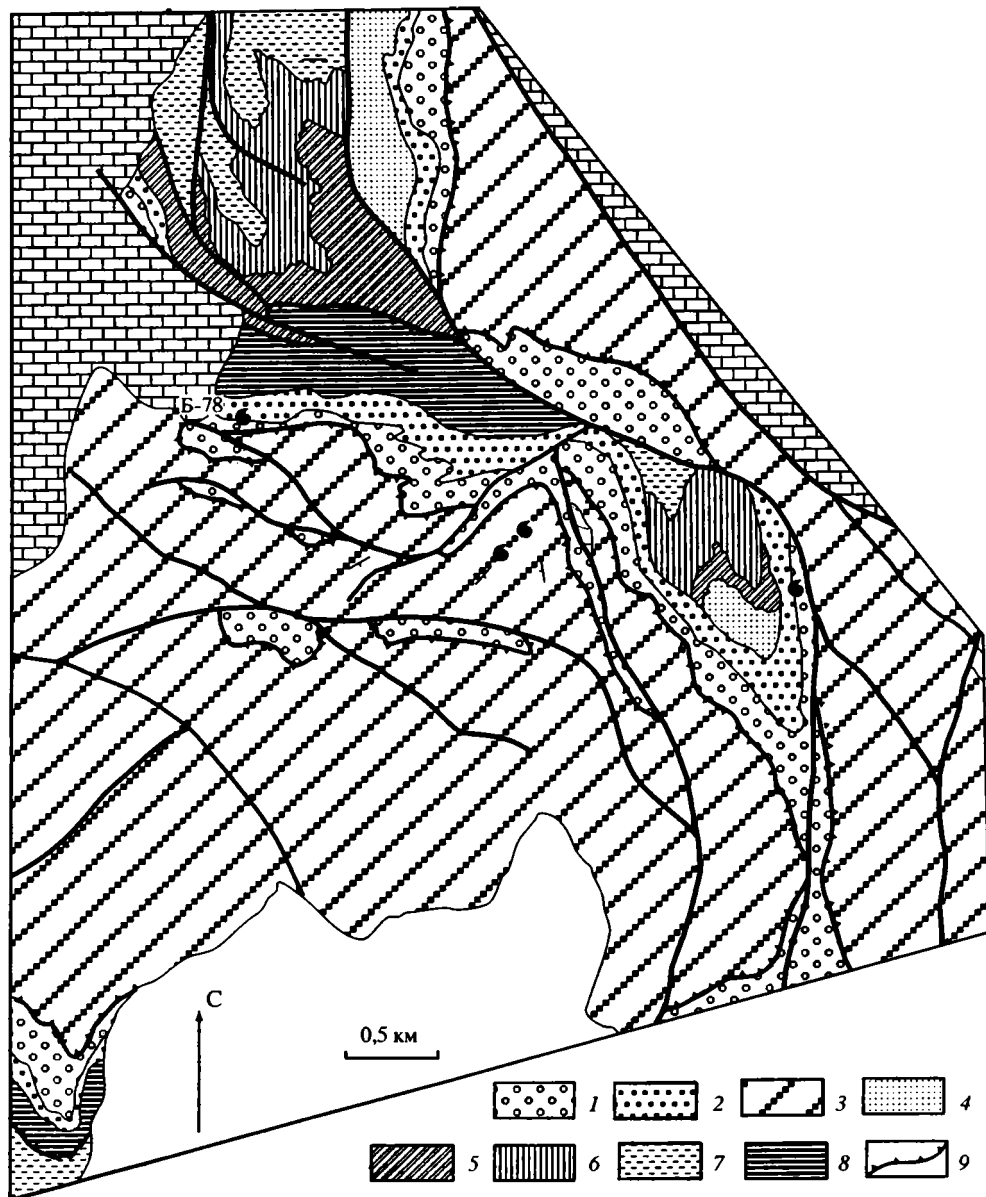


Рис. 9. Структура допалеозойских и палеозойских комплексов на северном окончании гор Нияз

1 – олистостром (мыншокурская свита $O_2?$), кремнеобломочные конгломерато-брекчии, песчаники; 2 – полимиктовые песчаники, конгломерато-брекчии ($E_3?$ – O_1); 3 – акдымская серия (E_3 – O_2), кремнистые породы; 4 – святогоровская свита (R), кварциты, аркозы; 5–7 – ниязская свита (R): 5 – аркозы, углеродистые сланцы, 6 – известняки, доломиты, 7 – филлиты, углеродистые сланцы; 8 – мусковит-кварц-полевошпатовые кристаллические сланцы (шингаревская серия AR?); 9 – границы тектонических покровов

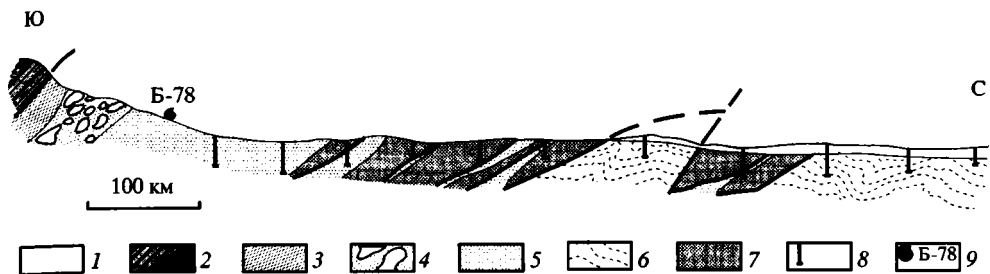


Рис. 10. Геологический разрез северного подножия гор Нияз по данным картировочного бурения

1 – рыхлые кайнозойские отложения; 2 – акдымская серия, кремни; 3, 4 мыншокурская свита: 3 – кремнеобломочные песчаники и алевролиты, 4 – кремнеобломочные глыбовые конгломерато-брекчии; 5 – терригенная толща ($C_3?$ – O_1i), полимиктовые песчаники с редкими глыбами базальтов и кремней; 6 – ниязская свита, аркозы, углеродистые сланцы; 7 – шингаревская серия, кристаллические сланцы; 8 – картировочные скважины; 9 – точка с ракушняковой фауной тремадока

протяженностью 150 км они пространственно связаны с докембрием параавтохтона и первично, по-видимому, представляли его чехол. Как правило, аллохтон отделен среднеордовикским тектонизированным олистостромом (раннее олистостром рассматривался, как нижняя – мыншокурская свита акдымской серии [Борисёнок и др., 1985; Новикова и др., 1978, 1980; Геология..., 1987]). В разрезе кремнистой формации ритмично переслаиваются кремни, фтаниты, яшмы (акдымская серия – алгабасская свита). Неясные, возможно стратиграфические, соотношения кремнистая формация имеет на севере зоны с эффузивами, отвечающими по составу субщелочным оливиновым базальтам [Магретова, 1999], а на юге зоны – с вулканоплутоническим комплексом, включающим платиноносные пикриты [Котляр и др., 1983; Дегтярев, 1992].

Структура покрова кремнистых пород сложная, с элементами дисгармонии. Мощность его оценивается в 400–600 м. Перекрыт он флишево-олистостромовым комплексом среднего(?) – верхнего ордовика. Доаренигские конодонты отмечаются в двух точках. Первая обнаружена Н.К. Двойченко в горах Айдарлы [Геология ..., 1987]. Вторая точка была обнаружена Т.М. Менгазетдиновой (Рязанцев и др., 1986 г.) в горах Жаксы-Нияз. В последней точке после дополнительных сборов Л.А. Курковской описан комплекс *Phakelodus tenius*, *Vanwamelodus* sp., *Eoconodontus* sp. Комплексы обеих точек принадлежат интервалу верхний кембрий – нижний тремадок. Большинство других точек относится к зонам *Prioniodus evae*, *P. originalis*, *Microzarkodina parva* аренига [Борисёнок и др., 1985; Новикова и др., 1980]. На юге гор Жаман-Нияз в кремнях обнаружены “*Cordylodus*” *horridus* Barnes, Poplavski, *Periodon* cf. *aculeatus* Had. и другие формы, характерные для раннего лланвиерна [Новикова и др., 1980].

Как отмечалось выше, кремнистые породы на севере зоны тесно ассоциируют с базальтоидами и, возможно, имеют с ними стратиграфические соотношения. На юге Акдымской зоны выделяются аллохтоны, сложенные базит-ультрабазитовыми плутоническими комплексами двух типов [Дегтярев, 1992]. Первый – нормальной щелочности – имеет сходство с офиолитами. Второй – субщелочной – комплекс идентичен описанному в Бощекульской зоне олентинскому комплексу. С ним, вероятно, ассоциируют распро-

страненные здесь же субщелочные базальты и пикриты [Котляр и др., 1983]. Возможно, эти образования первично, как и докембрий, подстилали кремнистый чехол.

К другим палеозонам относятся аллохтоны, сложенные плутоническими и островодужными вулканогенными породами, сходными с описанными в Божекульской зоне. В районе оз. Телесколь выше кремнистых пород акдымской серии залегает пакет тектонических покровов. В нижнем покрове блоки габброидов с кумулятивными структурами погружены в серпентиниты (коржункульский комплекс). Преобладают габбро-нориты, габбро и вебстериты, прорванные дайками долеритов и плагиогранитов. Верхний покров, сложенный вулканитами байпакской серии, налегает на верхнеордовикский олистостром, кремнистую формацию и породы коржункульского комплекса, отделяясь от них серпентинитовым меланжем. В разрезе серии базальты ордабайской свиты (200 м) сменяются туфами риодацитов, туфогенно-осадочными породами с горизонтами базальтов, андезибазальтов и андезитов (телескольская свита, 130 м). Серия коррелируется с фаунистически датированными нижнекембрийскими образованиями Селетинского района [Ившин и др., 1993]. Вулканиты принадлежат к дифференцированной серии с ограниченным объемом андезитов. Породы основного и среднего составов относятся к нормальному и субщелочному рядам, преобладают высокоглиноземистые низкотитанистые разновидности натриевой специализации. Среди габброидов присутствуют низкотитанистые разновидности. Об отличии от типичной офиолитовой ассоциации может свидетельствовать приуроченность к коржункульскому комплексу платиноносных россыпей. Магматические комплексы в районе оз. Телесколь первично принадлежали к единой островодужной системе вместе с Божекульским, Селетинским и другими поясами синхронных образований.

Акдымская зона является северной частью протяженной Ерементау-Чуилийской зоны [Борисёнок и др., 1985; Герасимова и др., 1988; Никитин, 2002]. В Атасуйском районе кремнистая формация имеет тектонические контакты с подстилающими среднеордовикскими толщами преимущественно зеленоцветных терригенных пород, среди которых отмечаются горизонты кислых туфов [Герасимова и др., 1988]. Центральный и южный сегменты Ерементау-Чуилийской зоны располагаются перед фронтом Степнякского вулканического пояса, маркирующего положение активной континентальной окраины в позднем ордовике. Таким образом, комплексы Ерементау-Чуилийской зоны занимают положение аккреционной призмы. Этому не противоречит широкое распространение здесь базит-ультрабазитовых комплексов, аллохтонов кремней, верхний возраст которых включает средний ордовик, и послесреднеордовикских олистостромов. Несмотря на доказанные тектонические контакты кремней и метаморфитов докембрия, мы не исключаем их первичных стратиграфических соотношений. Докембрийские образования, на наш взгляд, представляют собой отколовшиеся в результате рифтогенеза в позднем кембрии пассивные погруженные блоки с утоненной континентальной корой. Современным примером таких структур могут служить плато Роколл, микроконтинент Ян-Майен в Северной Атлантике и др. Северный сегмент Ерементау-Чуилийской зоны – Акдымская зона – занимает тыловое положение по отношению к комплексам раннепалеозойской активной окраины вследствие перемещений по молодым сдвигам.

Майкаин-Экибастузский офиолитовый пояс маркирует зону сочленения Бошекульского и Байдаулет-Александровского сегментов раннепалеозойской островодужной системы. В структуре пояса выделяются три зоны. Западные – Майкаин-Кызылтасская и Караайгырская – представляют собой комплексы аккреционной призмы Бошекуль-Кедыктинской дуги. Восточная – Сатпаевская – комплексы основания Байдаулет-Александровской дуги. Вблизи границы этих зон, возможно, происходит сближение и перемешивание их комплексов в тектонических покровах (гора Толпак).

В составе Майкаин-Кызылтасской и Караайгырской зон объединены несколько подзон или пакетов тектонических покровов, в которых присутствуют фрагменты разрезов ордовикских офиолитов различного состава и возраста (по кремнисто-базальтовому комплексу), детально описанные в ряде работ [Ившин, 1978; Кузнецов и др., 1990; Новикова, Герасимова и др., 1993; Новикова, Якубчук и др., 1993; Степанец, 1992; Степанец и др., 1998]. Эти две зоны объединяет особенность соотношения нижнего и среднего палеозоя. В отличие от вышеописанных зон, здесь широко распространен нижний силур, который связан постепенным переходом с верхним ордовиком [Дегтярев, Рязанцев, 1993а; Бандалетов, 1969] (рис. 11). Латерально молассы и олистостромы верхнего ордовика и молассы нижнего силура в юго-восточном направлении сменяются флишем [Мазарович, Рязанцев, 1983]. Вулканогенный нижний девон согласно наращивает эту последовательность. В Караайгырской зоне доверхнеордовикские образования не обнажены, но присутствие в ее основании офиолитов подтверждается данными геофизики.

Майкаин-Кызылтасская зона

Офиолиты в виде аллохтонных тел принимают участие в строении средне-позднеордовикских покровно-олистостромовых комплексов (горы Агырек, Косгомбай). Местами они слагают тектонические покровы, сформированные в раннем эйфеле и полого залегающие на дислоцированных образованиях ордовика и нижнего силура (массивы Жаманбукумбай, Одак, Кызылтумсек, Толпак). В целом, структура осложнена серией чешуйчатых надвигов, на западе перекрывающих и фаменские отложения. Наиболее полные данные по строению аккреционного комплекса получены по юго-западной части Майкаин-Кызылтасской зоны – району гор Агырек, Косгомбай и Толпак (рис. 12) [Якубчук и др., 1988, 1989; Степанец, 1992; Новикова, Якубчук и др., 1993; Кузнецов и др., 1990; Степанец и др., 1998].

Здесь развит покровно-олистостромовый комплекс, в котором в перемещенном положении (в тектонических покровах, олистоплаках, глыбах и гальках) располагаются породы, охватывающие возрастной интервал от раннего кембрия до среднего ордовика. Формирование пород аллохтонов происходило в океаническом бассейне. В районе горы Толпак описан пакет тектонических покровов, в разрез которых включены дунит-гарцбургитовый, дунит-пироксенитовый, расслоенный верлит-габбро-норитовый

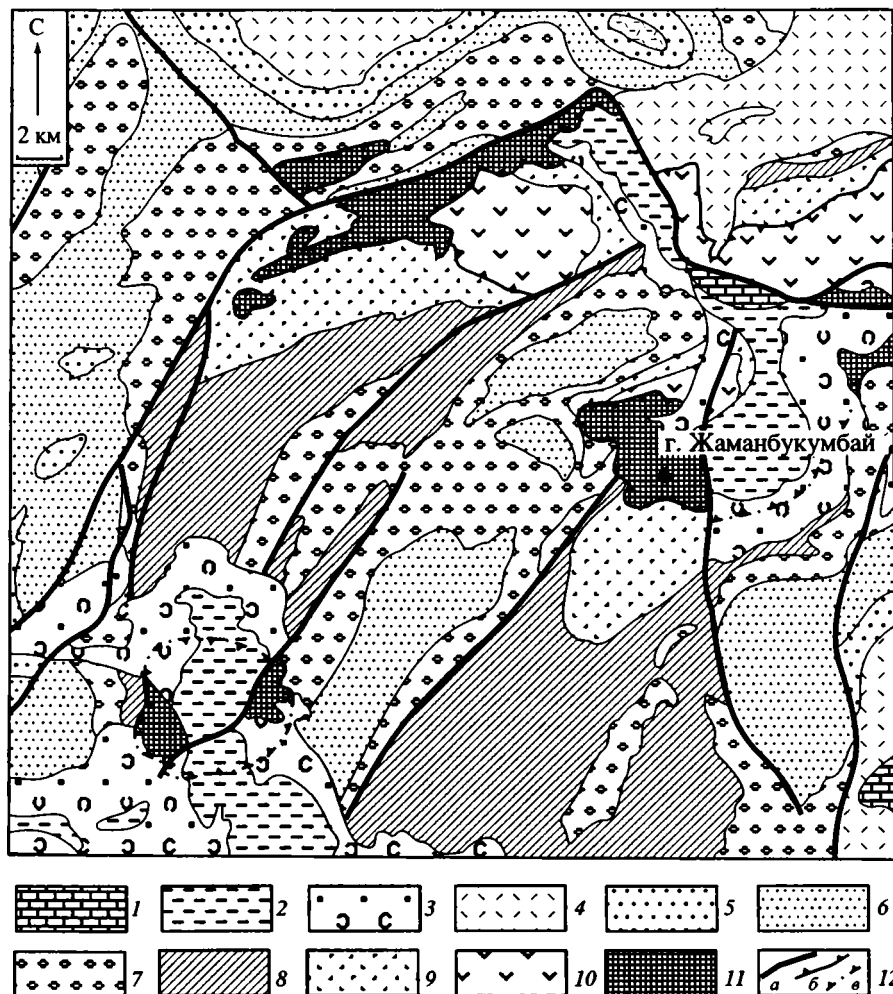
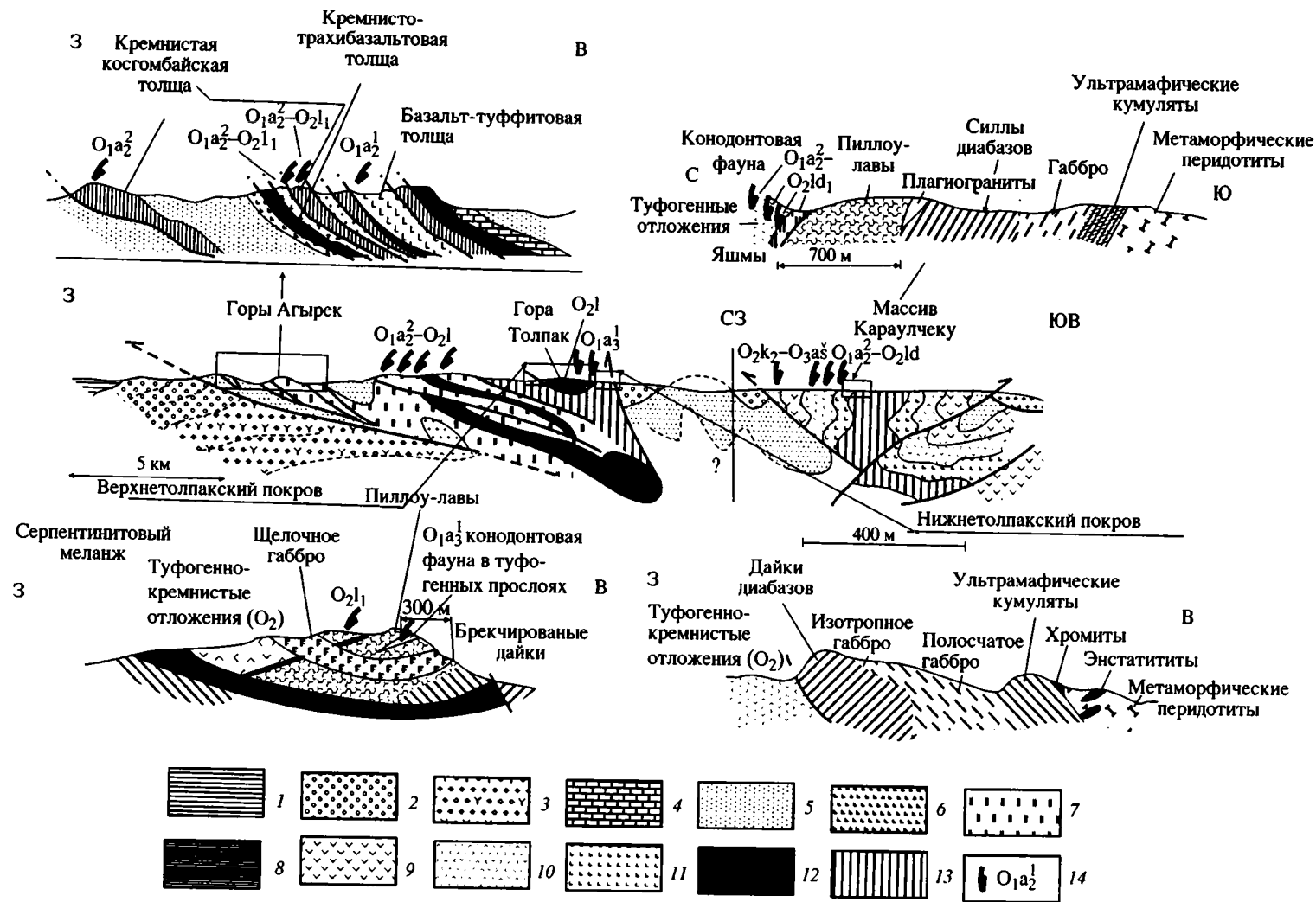


Рис. 11. Офиолитовые покровы в структуре палеозойских комплексов в районе оз. Бараншоки и гор Жаманбукумбай. Составлено по данным А.Д. Гидасова и др. (1986 г.), В.Г. Степанца (1988 г.) и автора

1 – терригенно-карбонатная толща (D_3fm-C_1t); 2 – углеродистые алевролиты ($D_2 \text{ žv}$); 3 – туфогенно-базальтовая толща (D_2ef); 4 – туфогенная толща ($S_1ln_2-S_2$); 5–7 – караагырская свита (S_1ln_{1-2}); 5 – красноцветные туфогенные песчаники, 6 – сероцветные алевролиты, 7 – красноцветные конгломераты; 8 – оройская свита ($O_3 a\delta$), терригенно-карбонатный флиш; 9 – ангресурская свита ($O_3 k-a\delta$), терригенный флиш и олистостромы; 10 – сарыбиджаикская свита (?) (O_2), вулканиты смешанного состава; 11 – офиолиты и ассоциирующие кремни в структуре меланжа; 12 – разрывные нарушения: сбросы и сдвиги (а), границы тектонических покровов (б), то же, предполагаемые (в)

Рис. 12. Офиолитовые покровы в структуре гор Агырек, Косгомбай, Караулчеку. Составлено по данным А.С. Якубчука [1989], В.Г. Степанца и др. [1998], М.З. Новиковой, Н.А. Герасимовой и др. [1993], М.З. Новиковой и А.С. Якубчука и др. [1993]

1 – терригенно-карбонатная толща (D_3fm-C_1t); 2 – углеродистые алевролиты и пестроцветные конгломераты и песчаники (D_{2-3}); 3 – вулканиты смешанного состава (D_{1-2}); 4 – рифогенные известняки (O_3); 5 – флиш (O_{2-3}); 6 – олистостромы (O_3); 7 – кремнистые и вулканогенно-кремнистые породы гор Агырек и Косгомбай; 8 – кремнисто-вулканогенные толщи гор Толпак; 9 – вулканогенно-кремнистая толща (O_{2-3}), 10 – кремнистая акозская свита ($O_{1a}-O_{2ld}$); 11 – базальтовая караулчинская свита (O_{1a}); 12 – серпентинитовый меланж; 13 – относительно ненарушенные разрезы офиолитов; 14 – конодонты и их возраст



комплексы; комплекс параллельных диабазовых даек, чередующихся с дайками кварцевых диоритов; комплексы малых тел кварцевых диоритов и плагиогранитов. Венчается разрез кремнисто-базальтовыми толщами различного состава. Из пегматоидных габбро-норитов имеются датировки по циркону 477–480 млн лет [Степанец, 1992]. В меланжах отмечаются блоки серпентинитовых брекчий [Новикова, Якубчук и др., 1993]. Неравномерно распространены уровни метаморфизованных меланжей и блоки глаукофановых сланцев.

Самые древние образования в аллохтонных телах – это базальты, туфы и туфоконгломераты с линзами известняков нижнего кембрия и известняки с органическими остатками всех отделов кембрия. Самые древние кремнистые породы (косгомбайская серия) отмечаются в горах Жаманбукумбай (см. рис. 11), где по данным А.Д. Гидаспова и др. (1985 г.) обнаружены верхнекембрийские конодонты *Phakelodus tenuis* (Müller), *Prooneotodus gallatini* (Müller), *P. rotundatus* (Druce et Jones), *Eoconodontus* (*Eoconodontus*) *notchpeakensis* (Müller). Верхний возраст серии определяется конодонтами лландейло. Кроме того, выделяются покровы с кремнисто-базальтовыми комплексами, охарактеризованными конодонтами аренига–лланвирна, существенно отличающиеся составом базальтоидов и примесью туфогенного материала в кремнях. Отмечается присутствие конденсированных кремнистых разрезов [Степанец и др., 1998]. Самые молодые (аренигские) базальты обнаружены в районе горы Толпак, где они перекрываются кремнистыми породами, содержащими фауну конодентов интервала лланвирн–лландело.

Породы базит-гипербазитовых комплексов зоны принадлежат разным по петрохимическому составу группам. В частности, одни отвечают низкотитанистым резко недосыщенным фосфором, другие – высокотитанистым, пересыщенным фосфором офиолитам [Степанец, 1992]. Отмечаются разновозрастность и разноформационность базальтов, слагающих аллохтоны. Базальты нижнего кембрия близки к базальтам О-типа СОХ [Якубчук, 1989]. Среди ордовикских базальтов в некоторых покровах преобладают щелочные трахибазальты, которым подчинены толеиты. В других покровах базальты отвечают толеитовой и известково-щелочным сериям. В Толпакском покрове базальты принадлежат шошонитовой серии. В.Г. Степанец [Степанец, 1992; Степанец и др., 1998] подчеркивает, что по основным петрогенным компонентам вулканы гор Агырек и Косгомбай некомплементарны габброидам и диабазам.

Пестрота составов вулкаников обусловлена сближением в структуре аккреционной призмы различных элементов океанического бассейна. Блоки серпентинитовых кластитов в меланже рассматриваются нами как внутриплитные образования вблизи зон трансформных разломов. К комплексам подводных гор можно отнести щелочные базальты с известняками кембрия. Широкое распространение щелочных базальтоидов на ордовикском уровне также предполагает их образование в структуре подводных гор над мантийными плюмами. Вероятно, структура аккреционной призмы осложнена и здесь происходит перемешивание покровов, сложенных комплексами Майкаин-Кызылтасской зоны и смежной Сатпаевской.

В горах Караулчеку (см. рис. 12) разрез офиолитов представлен серпентинизированными породами дунит-гарцбургитового комплекса и дунит-перидотит-габбровым комплексом (1000 м), диабазами и кератофирами силлового комплекса (700–900 м), плагиогранитами (120 м), базальтами и андезибазальтами караулчекинской свиты (500 м). Последние относятся к аренигу, так как они согласно перекрываются охарактеризованной конодонтами кремнистой акозекской свитой верхов среднего аренига – нижнего лландейло [Степанец, 1992; Якубчук, 1989]. Выше согласно залегает вулканогенно-кремнистая толща, охарактеризованная конодонтами карадока–ашгилла. По содержаниям петрогенных окислов породы расслоенного базит-гипербазитового комплекса принадлежат низкотитанистым, недосыщенным фосфором. В силловом комплексе присутствуют высокомагнезиальные андезиты бонинитовой серии. Вулканы низов разреза отвечают островодужным толеитам, а верхов – магнезиальным вулканитам известково-щелочной серии. Северо-восточнее, за пределами описываемой территории, в разрезе Майкаинской зоны (часть Байдаулет-Александровского пояса известково-щелочных вулканитов) на уровне аренига–лланвирна выделяется одноименная серия известково-щелочных вулканитов натриевого, реже калий-натриевого типа с дифференциатами среднего и основного, в ограниченном объеме – дацитового состава [Щебуняев, 1983]. Таким образом, офиолиты Сатпаевской зоны являются основанием Байдаулет-Александровского пояса островодужных вулканитов. По характеру фундамента и присутствию колчеданного оруденения эти образования можно рассматривать как реликт энсиматической дуги.

ФЛИШ, ОЛИСТОСТРОМЫ И ЭФФУЗИВЫ СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ОРДОВИКА

Во всех зонах широко распространены флиш и олистостомы. В Божекульской и Акдымской зонах олистостомы подстилают тектонические покровы, сложенные кремнистыми формациями. Эти олистостомы, как правило, неравномерно тектонизированы – содержат линзы рассланцованных, катаклазированных и милонитизированных пород. В Акдымской зоне олистостромовый комплекс (мыншокурская свита, 100–600 м) несогласно залегает на метаморфическом докембрии (см. рис. 7–9). Линзы песчаников, алевролитов и брекчий содержат блоки и пластовые отторженцы зеленых сланцев, кварцитов, кристаллических сланцев, гнейсов, мраморов, базальтов, ультрамафитов и кремнистых пород. В верхней части обособляется пачка олигомиктовых кремнеобломочных пород. К северу от гор Нияз (см. рис. 8, 9) в глыбе кремней полимиктовой части разреза обнаружены аренигские конодонты *Prioniodus cf. evae*, *Paracordylodus gracilis*, *Periodon flabellum*, характерные для верхов латорпского горизонта аренига. Аналогичные находки известны в окрестностях гор Акдым, Тшань и Шуна (Рязанцев и др., 1987 г.). Олистостром моложе перекрывающих его в виде тектонического покрова кремнистых пород, так как в разрезе последних, помимо аренигских, известны конодонты уровня верхнего кембрия – тремадока.

В Бошекульской зоне акшагыльская свита (20–255 м) “запечатывает” тектонические покровы, сложенные доаренигскими образованиями и подстилает аллохтон, сложенный кремнями среднего ордовика – ержанской свитой (см. рис. 3, 4). В разрезе присутствуют брекчии, конгломерато-брекчии, песчаники и алевролиты с примесью туфогенного материала среднего и кислого составов. Разрез неравномерно насыщен глыбами и олистоплаками различных пород, часто катаклазированных. Состав обломков и олистоплаков обычно соответствует составу подстилающих пород, но всегда присутствуют олистолиты кремнистых пород, образовавшиеся за счет разрушения перекрывающего покрова. У восточного подножия горы Семизбугу в средней части разреза линзовидная глыба кремнистых алевролитов мощностью 0,5 м и протяженностью 6–7 м содержит конодонты *Periodon aculeatus*, *Periodon cf. flabellum*, *Oulodus sp.*, *Pygodus sp.*, *Prioniodus sp.*, характерные для верхов лланвирна и, возможно, низов лландейло. Этот комплекс характерен и для тектонически перекрывающей ержанской свиты. Возраст этих олистостромов по остаткам в глыбах и возрасту кремней перекрывающих аллохтонов может оцениваться как послелландейльский.

Еркебиданская свита (300–1200 м) [Никитин, 1972; Рязанцев, Румянцева, 1987] распространена в Бошекульской, Кендыктинской и, возможно, Майкаин-Кызылтасской и Акдымской зонах. В центральной части Бошекульской зоны она несогласно залегает на ержанской свите. Выше базального олистострома (25–50 м) разрез ее представлен флишем – ритмично чередующимися серо-зелеными песчаниками и алевролитами с примесью туфогенного материала среднего и кислого составов. Свита с несогласием перекрывается тынкудукской свитой верхнего ордовика. Раннекарадокский возраст ее доказывается находками граптолитов [Никитин, 1972]. На севере зоны стратиграфическим аналогом еркебиданской свиты является коскольская свита [Хромых, 1986]. В разрезе ее увеличивается содержание туфогенного материала. В средней и верхней частях разреза присутствуют прослои туфов, тефроидов трахитового, трахиандезитового, реже трахибазальтового состава [Хромых, 1986].

В разрезе тынкудукской свиты Бошекульской и Караайгырской зон псефитовые уровни чередуются с флишевыми, в которых местами присутствуют горизонты карбонатов. Псефитовые уровни представлены олистостромами, конгломерато-брекчиями и валунными конгломератами, которые латерально замещаются пакетами тектонических покровов [Рязанцев, Румянцева, 1987]. На разных стратиграфических уровнях появляются потоки вулканитов основного и среднего состава. В Караайгырской зоне тынкудукская свита в верхней части разреза приобретает облик грубообломочной пестроцветной молассы и согласно перекрывается молассами нижнего силура. Разрез содержит органические остатки верхнего ордовика [Никитин, 1972; Рязанцев, Румянцева, 1987]. На севере Бошекульской зоны разрез верхнего ордовика целиком представлен вулканической серией (балшикбайская свита) [Хромых, 1986], согласно залегающей на коскольской свите. В разрезе преобладают туфы, тефроиды, реже лавы трахитового состава. В южной части Бошекульской и в Караайгырской зонах вулканиты в разрезе тынкудукской свиты имеют сходный состав с вулканитами балшикбайской свиты. В тынкудукской свите отмечаются пикриты и пикробазальты.

В Майкаин-Кызылтасской зоне граувакковый флиш принимает участие в строении покровно-олистоостровового комплекса и условно сопоставляется с еркебидаикской свитой карадока [Степанец и др., 1998]. С флишем ассоциирует тектонизированный олистоостром, в обломках которого наблюдаются лишь породы океанского бассейна – фрагменты разреза ордовикской офиолитовой ассоциации, кремни, а также базальты с органогенными известняками и известняки кембрия. Более высокий структурный уровень занимает олистоостром, содержащий верхнеордовикские биогермы. Такие же известняки расслаивают верхнеордовикскую флишоидную толщу (оройская свита) [Никитин, 1972], в которой отмечаются протяженные олистоплаки вулканитов, принадлежащих дифференцированной от андезитов до риодацитов серии (аналоги балшикбайской и тынкудукской свит).

В Акдымской и Восточно-Ерементауской зонах олистоострововая тынкудукская свита и ее аналоги конформно залегает на различных стратиграфических уровнях акдымской и ерементауской серий и вместе с ними повторяется в пакете тектонических покровов. Последнее особенно отчетливо проявлено по данным картирования в Восточном Ерементау [Рязанцев, Герман и др., 1987] и подтверждено данными разведочного бурения Степногогорской геолого-разведочной экспедиции. Формирование этих покровов могло проходить только в раннем силуре.

Представляется, что последовательный латеральный ряд карадок-ашгиллских комплексов восстанавливается с севера Бошекульской зоны до Майкаин-Кызылтасской зоны. В первой предстален вулканогенный комплекс активной окраины, который сменяется флишем и олистоостровами преддугового прогиба и далее – покровно-олистоострововым комплексом аккреционной призмы и комплексом проградировавшего в сторону палеобассейна в позднем ордовике флишевого прогиба. В позднем ордовике в сторону палеобассейна проградирует также фронт вулканического пояса. Поднятия в структуре аккреционной призмы служили основанием для позднеордовикских биогермов, которые расслаивают и разрез флишевого прогиба. Структуры средне-верхнеордовикского вулканического пояса и преддугового прогиба располагаются структурно выше дислоцированных доаренигских комплексов Бошекульской островодужной системы. Возможно, это результат тектонического совмещения в раннем силуре. Синхронным совмещению является тектонизированный олистоостром (акшагыльская свита) в основании тектонического покрова, сложенного кремнистой формацией ордовика.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

В Караайгырской зоне и далее на юго-восток широко распространены отложения нижнего–среднего лландовери. С запада на восток, наращивая мощность от 400 до 2200 м на востоке Караайгырской зоны и до 1700 м в Майкаин-Кызылтасской зоне, пестроцветные молассы сменяются флишем [Мазарович, Рязанцев, 1983; Бандалетов, 1969]. Расширяя ореол и в пределы Бошекульской зоны, широко распространена сулысорская свита (570–1200 м), охватывающая интервал от верхнего лландовери до верхнего силура включительно [Дегтярев, Рязанцев, 1993а]. Свита представлена чередую-

щимися туфами, лавобрекчиями и туфогенно-осадочными породами, состав которых изменяется от андезибазальтового до риодацитового с натриевым типом щелочности. Располагающиеся выше вулканогенные и терригенные толщи формировались в тыловых прогибах девонского вулканического пояса [Мазарович, Рязанцев, 1983; Мазарович и др., 1988; Рязанцев и др., 1988; Рязанцев, 1999, 2001]. Проградация латеральных рядов активной окраины в сторону палеобассейна обусловила, начиная с фамена, появление в тыловых частях задуговых прогибов терригенно-карбонатного чехла платформенного типа.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Тектоническая зональность нижнего палеозоя на северо-востоке Центрального Казахстана отражает развитие конвергентной окраины. Как и в других районах центральноазиатской части Урало-Монгольского пояса, нижнепалеозойские комплексы активной окраины располагаются в фундаменте или в тыловых частях окраинно-континентальных вулканических поясов среднего и верхнего палеозоя. Эти комплексы образуют сложный структурный рисунок, основными элементами которого являются петлеобразные горизонтальные складки – Казахстанский и Монгольский ороклины. Ороклины и осложняющие крупноамплитудные сдвиги образованы на позднеколлизийном и постколлизийном этапах [Рязанцев, 2001]. Во многих работах [Моссаковский и др., 1993; Курчавов, 2001; Никитин, Никитина, 2000; Аполлонов, 2000] палеозойды Казахстана считаются образованными в процессе эволюции окраин композитного Казахстанского палеоконтинента. Корреляция комплексов и структур Урало-Монгольского пояса позволяет предположить, что палеозойды Казахстана являются частью единой активной палеоокраины вместе с палеозойдами Алтае-Саянской области, Монголии и Забайкалья. Вместе эти структуры маркируют палеозойскую окраину Сибирского кратона. Это предположение, отчасти, согласуется с представлениями о развитии единой островной дуги А. Шенгира и Б.А. Натальина [Sengör, Natal'in, 1996]. В отличие от этих авторов, мы предполагаем существование мелких пассивных континентальных блоков, аккрецированных на разных этапах к активной окраине, а главное, что ороклины являются более поздними по отношению к комплексам активной окраины.

Развитие окраины в активном режиме фиксируется с раннего кембрия появлением вулканогенных серий островодужного типа (рис. 13). По типу фундамента, дуга, вероятно, энсиматическая. Хотя не исключено, что фундамент гетерогенный. Для раннего кембрия можно восстановить латеральную связь островодужных вулканитов с океанскими комплексами ерементавской серии. Комплексы, располагавшиеся по другую сторону дуги, представлены блоками в олистостромах и меланже гор Агырек. В позднем кембрии – раннем тремадоке во многих структурах Урало-Монгольского пояса отмечается изменение геодинамической обстановки. На северо-востоке Казахстана оно проявлено в отмирании сегмента островной дуги и накоплении маломощного верхнекембрийского–раннетремадокского терригенно-карбонатного чехла, похожего на чехлы платформ. По-видимому, этому предшествовало столкновение островной дуги с краем континента, отмирание зоны субдукции и прекращение вул-

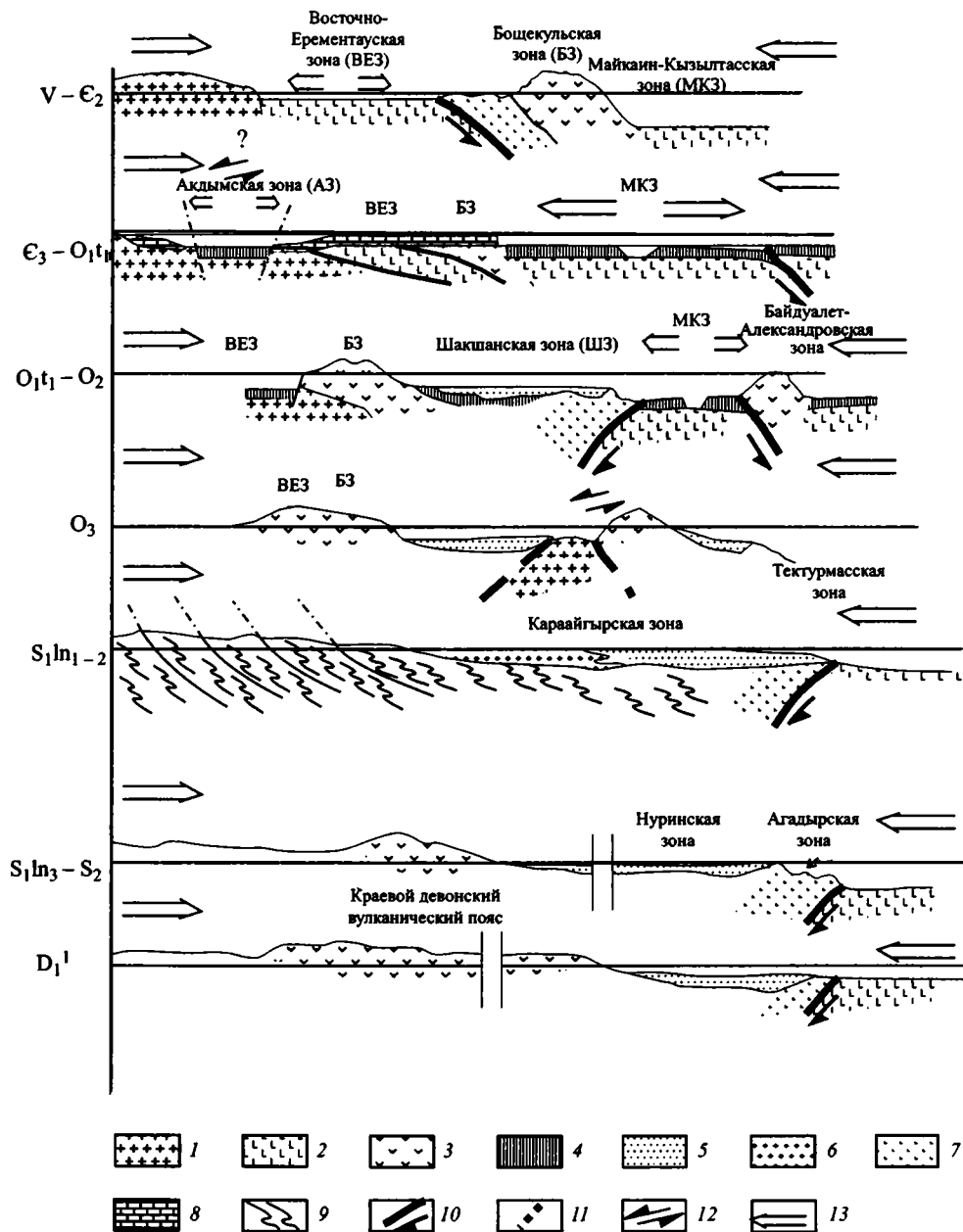


Рис. 13. Геодинамические профили для венд-нижнедевонских комплексов на северо-востоке Центрального Казахстана

1 – континентальная кора; 2 – океаническая кора; 3 – вулканогенные комплексы активных окраин; 4 – кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы; 5 – флиш и олистостромы; 6 – молассы; 7 – комплексы аккреционных призм; 8 – терригенно-карбонатный чешол; 9 – новообразованная континентальная кора; 10, 11 – зоны субдукции: 10 – активные, 11 – отмершие; 12 – трансформы и сдвиги; 13 – направление относительного перемещения плит

канизма. Эти процессы сопровождал зональный метаморфизм. В данном районе он представлен фациями низких давлений. В Северном Казахстане этот коллизионный этап сопровождается образованием высокобарических комплексов и их эксгумацией [Добрецов и др., 1998; Maquyama et al., 2002]. Тогда же происходит отщепление, погружение и перемещение континентальных блоков, располагающихся в основании Акдымской зоны.

В палеозоидах Алтае-Саянской складчатой области в позднем кембрии – раннем ордовике происходит коллизия Кузнецко-Алтайской дуги с Сибирским кратоном. Она зафиксирована складчатостью, метаморфизмом и внедрением гранитоидов [Буслов, 1998].

Причиной коллизии, возможно, является возникновение новых спрединговых центров и энсиматических дуг – Байдаулет-Александровской, ее продолжения в Предчингизье – Акбастауской [Дегтярев, 1999] и на востоке – Ишкеольмесской [Спиридонов, Сигачев, 1988].

В Божекульской дуге с позднего тремадока возобновляется вулканизм. Вероятно, ему соответствует изменение полярности зоны субдукции. Островодужным комплексам раннего–среднего ордовика соответствуют синхронные офиолиты и ассоциирующие кремнистые толщи. В Майкаин-Кызылтасской зоне они помещены в более молодую аккреционную призму. Для карадока–ашгилла в направлении от Божекульской зоны к Майкаин-Кызылтасской реконструируется фрагмент латерального ряда, включающий вулканическую дугу, преддуговой флишевый прогиб и аккреционную призму. Продолжением средне-верхнеордовикского вулканического пояса Божекульской зоны на западе является Степнякский вулканический пояс. В позднем девоне к аккреционной призме этого пояса причленяется погруженный блок с утоненной континентальной корой, представленный на северо-востоке Казахстана Акдымской зоной. В конце позднего ордовика происходит коллизия дуг. Коллизионная структура “запечатывается” средним палеозоем, начиная с верхнего лландовери (чингизская фаза складчатости). С этого времени сближенные сегменты являются основанием для среднепалеозойского вулканического пояса и его тыловых частей. Перед фронтом вулканического пояса в среднем палеозое продолжают свое развитие преддуговой флишевый прогиб и аккреционная призма [Рязанцев, 1999, 2001].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса: от палеоокеана к континенту”.

ЛИТЕРАТУРА

- Аполлонов М.К. Геодинамическая эволюция Казахстана в раннем палеозое (с позиций классической тектоники плит) // Геодинамика и минерагения Казахстана. Ч. 1. Алматы: РИО ВАК РК, 2000. С. 46–63.
- Бандалетов С.М. Силур Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1969. 152 с.
- Борисёнок В.И. Нижний палеозой западного сегмента Центрального Казахстана – структурно-формационная зональность // Геология Казахстана и проблемы Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 35–43.
- Борисёнок В.И., Герасимова Н.А., Зайцев Ю.А. и др. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Ерементау-Ниязского антиклинория // Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1985. С. 10–53.

- Борисёнок В.И., Рязанцев А.В., Дегтярев К.Е. и др. Палеозойская геодинамика Центрального Казахстана // Тектонические исследования в связи со средне- и крупномасштабным геокартированием. М.: Наука, 1989. С. 81–95.
- Буслов М.М. Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозаично-блокового типа (на примере Алтае-Саянского и Восточно-Казахстанского регионов): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск, 1998. 44 с.
- Геология Северного Казахстана (стратиграфия). Алма-Ата: Наука, 1987. 222 с.
- Герасимова Н.А., Зайцев Ю.А., Курковская Л.А., Новикова М.З. Проблемы стратиграфии нижнего палеозоя Центрального Казахстана // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1988. С. 30–43.
- Герман Л.Л. Докембрий Ерементау-Ниязского антиклинория (Центральный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 4. С. 22–30.
- Герман Л.Л., Рязанцев А.В. Микрогаббровая зона офиолитовых массивов и проблема родоначальной магмы // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1985. № 5. С. 71–74.
- Дегтярев К.Е. Ультрамафиты Южного Ерементау (Центральный Казахстан) // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1992. № 3. С. 74–78.
- Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. М.: Наука, 1999. 123 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 513).
- Дегтярев К.Е., Иткис С.Е., Кузнецов Н.Б. Строение и особенности состава Астаховского массива раннепалеозойских субщелочных ультрамафитов (Центральный Казахстан) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71, вып. 1. С. 3–14.
- Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Проблемы геологии орогенного силура и структуры с непрерывными разрезами в каледонидах Казахстана // Геология и металлогения Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1993а. С. 64–82.
- Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Раннепалеозойские расслоенные массивы субщелочных габброидов и их место в структурно-формационной зональности каледонид Казахстана // Геология и металлогения Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1993б. С. 57–64.
- Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В. Тектоника и геодинамика Кокчетавского массива в кембрии–ордовике // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 12. С. 1645–1666.
- Ившин И.К. Биостратиграфия и трилобиты нижнего кембрия Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1978. 127 с.
- Ившин И.К., Булыго Л.В., Гридина Н.М. и др. Стратиграфия и фаунистическое обоснование возраста осадочно-вулканогенных толщ нижнего кембрия Селетинского района северо-востока Центрального Казахстана // Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана. М.: Наука. 1993 С. 33–39.
- Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
- Котляр А.Л., Борисёнок В.И., Сухин В.В. Платиноиды в офиолитах Ерементау-Ниязского антиклинория (Центральный Казахстан) // ДАН СССР. 1983. Т. 272, № 3. С. 667–670.
- Кузнецов И.Е., Якубчук А.С., Новикова М.З. Офиолиты района гор Толпак (северо-восток Центрального Казахстана) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 85, вып. 6. С. 86–100.
- Курчатов А.М. Геодинамическая обстановка проявления девонского континентального магматизма Казахстана и юга Западной Сибири // Геология Казахстана и проблемы Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 65–72.
- Лучицкая М.В. Тоналит-граноидитовые комплексы Корякско-Камчатского региона (геология, геодинамика). М.: ГЕОС, 2001. 124 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 522).
- Магретова Л.И. Магматизм и минерагения зоны сочленения Ерементауского и Бозшакольского антиклинориев (северо-восток Центрального Казахстана): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Алматы, 1999. 24 с.
- Мазарович О.А., Малиновская С.П., Юрина А.Л. и др. К стратиграфической схеме девона Центрального Казахстана // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1988. С. 72–86.
- Мазарович О.А., Рязанцев А.В. Молассовый комплекс палеозоя северо-востока Центрального Казахстана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58, вып. 3. С. 96–106.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника 1993. № 6. С. 3–32.
- Никитин И.Ф. Ордовик Казахстана. Ч. 1: Стратиграфия. Алма-Ата, 1972. 244 с.

- Никитин И.Ф. Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 6. С. 512–527.
- Никитин И.Ф., Никитина О.И. К геодинамике Казахстана в раннем палеозое (гипотетические реконструкции) // Геодинамика и минерагения Казахстана. Ч. 1. Алматы: РИО ВАК РК, 2000. С. 64–72.
- Новикова М.З., Борисёнок В.И., Буяковская К. и др. Новые данные по стратиграфии раннегеосинклинальных вулканогенно-кремнистых толщ нижнего палеозоя Ишкеольмесского и Ерементау-Ниязского антиклинориев // Проблемы геологии Центрального Казахстана. Кн. 1. М.: Изд-во МГУ, 1980. С. 85–102.
- Новикова М.З., Герасимова Н.А., Курковская Л.А. и др. Стратиграфия нижнепалеозойских вулканогенно-кремнистых толщ Майкаин-Кызылтасского офиолитового пояса (Центральный Казахстан) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 6. С. 47–63.
- Новикова М.З., Рязанцев А.В., Дубинина С.В. О возрасте акдымской серии Ерементау-Ниязского антиклинория (Центральный Казахстан) // ДАН СССР. 1978. Т. 241, № 2. С. 453–455.
- Новикова М.З., Якубчук А.С., Кузнецов И.Е., Рязанцев А.В. Тектоническая позиция и типы офиолитовых ассоциаций Центрального Казахстана // Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана. М.: Наука, 1993. С. 48–57.
- Рязанцев А.В. Структуры среднепалеозойской активной окраины в Казахстане: латеральные ряды, миграция // ДАН. 1999. Т. 369, № 5. С. 659–664.
- Рязанцев А.В. Структурный план среднего и верхнего палеозоя Урало-Монгольского пояса, проблема поздних деформаций // Геология Казахстана и проблемы Урало-Монгольского пояса. М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 51–64.
- Рязанцев А.В., Герман Л.П., Дегтярев К.Е. и др. Нижнепалеозойские хаотические комплексы в Восточном Ерементау (Центральный Казахстан) // ДАН СССР. 1987. Т. 296, № 2. С. 406–409.
- Рязанцев А.В., Малиновская С.П., Щеголева Л.А. и др. Девон северо-востока Центрального Казахстана // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1988. С. 87–101.
- Рязанцев А.В., Румянцева Г.Ю. Ордовикские олистостромы Оленти-Шидертинского района (северо-восток Центрального Казахстана) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62, вып. 4. С. 42–52.
- Спиридонов Э.М., Сизачёв С.П., Ившин Н.К. и др. Специфика островодужного комплекса тремадока Северного Казахстана // ДАН СССР. 1988. Т. 301, № 2. С. 415–420.
- Степанец В.Г. Петрология и геологическая позиция офиолитов северо-востока Центрального Казахстана: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Алма-Ата, 1992. 20 с.
- Степанец В.Г., Гридина Н.М., Коник В.Е. Верхнеордовикские олистостромы и стратиграфия вулканогенно-кремнистых комплексов гор Агырек и Косгомбай (Центральный Казахстан) // Геология Казахстана. 1998. № 1. С. 13–23.
- Тенякова Р.Г., Калинин И.Ф. О стратиграфии нижнеордовикских отложений Кендыктинского синклинория (северо-восток Центрального Казахстана) // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1980. № 6. С. 18–24.
- Ушатинская Г.Т., Гидаспов А.Д., Рязанцев А.В. Находки среднекембрийских беззамковых брахиопод в Центральном Казахстане // Палеонтол. журн. 1986. № 3. С. 35–39.
- Хромых Б.Ф. Новые данные о венд-раннепалеозойском развитии и металлогении Бошекульского рудного района // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1986. № 6. С. 20–34.
- Хромых Б.Ф., Хромых Л.С. Довендские метаморфические толщи и интрузии Бозшакольского антиклинория // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1986. № 1. С. 11–18.
- Чу-Илийский рудный пояс. Геология Чу-Илийского региона. Алма-Ата: Наука, 1980. 504 с.
- Шебуняев М.П. Геологические условия локализации колчеданного оруденения в Майкаинском рудном районе: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1983. 20 с.
- Шебуняев М.П., Аракелянц М.М., Ляпичева А.А., Найденов Б.М. Первая находка раннепалеозойских щелочных ультрамафитов на северо-востоке Центрального Казахстана // ДАН СССР. 1980. Т. 254, № 6. С. 1440–1441.
- Якубчук А.С. Тектоническая позиция и строение офиолитов Центрального Казахстана на примере Тектурмасской и юго-западной части Майкаин-Кызылтасской зон. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1989. 19 с.

- Якубчук А.С., Степанец В.Г., Герман Л.Л. Рои пластинчатых даек, субпараллельных расчлененности в офиолитовых массивах, – свидетели спрединга // ДАН СССР. 1988. Т. 298, № 5. С. 1193–1197.
- Якубчук А.С., Степанец В.Г., Новикова М.З. и др. О выявлении осевой палеоспрединговой зоны в ордовикских офиолитах Центрального Казахстана // ДАН СССР. 1989. Т. 307, № 5. С. 1197–1202.
- Maruyama S., Parkinson C.D., Liou J.G. Overview of the tectonic evolution of the Kokchetav Massif, Kazakhstan. Tokio: Univ. acad. press, 2002. P. 427–443.
- Sengör A.M.C., Natal' in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // The tectonic evolution of Asia. Cambridge: Univ. press, 1996. P. 486–639.

**КОСЫЕ СДВИГИ И ИХ РОЛЬ В НАРУШЕНИИ
ЛАТЕРАЛЬНОГО РЯДА СТРУКТУР
РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ЧИНГИЗСКОЙ
ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ
(ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)**

В строении складчатых сооружений Центрально-Азиатского пояса значительную роль играют комплексы, формирование которых происходило в пределах палеозойских активных континентальных окраин. Наиболее характерными образованиями палеоокраин, сохранившимися в современной структуре, являются вулканоплутонические ассоциации островодужных систем и окраинно-континентальных поясов, комплексы аккреционных призм, а также флишевые серии задуговых и преддуговых бассейнов. В конце палеозоя при коллизии Восточно-Европейского, Сибирского и Таримского континентов эти комплексы были подвергнуты крупномасштабным деформациям, наиболее ярким выражением которых явилось образование горизонтальных складок (Казахстанский и Монгольский ороклины) и систем крупных сдвигов [Рязанцев, 2001].

Однако сложное сочетание в пространстве островодужных, аккреционных и других комплексов, характерное для Казахстанского сегмента Центрально-Азиатского пояса, нельзя объяснить только поздними дислокациями первично прямолинейных или слабо изогнутых окраинно-континентальных структур. Поэтому высказывались предположения о значительных деформациях в активных окраинах на ранних этапах их развития – в раннем и среднем палеозое [Sengor, Natal'in, 1993, 1996]. Одним из типов дислокаций в течение этого времени, вероятно, могли быть сдвиги, ориентированные к простиранию структурно-формационных зон под достаточно острым углом (косые сдвиги). По таким сдвигам в результате неоднократного сдвигания одних и тех же комплексов происходило увеличение площади и усложнение структуры активной окраины. Косые сдвиги, возникшие на ранних этапах эволюции активных окраин, могут быть затушеваны последующими деформациями. Поэтому для выявления такого типа структур необходимо проведение детальных работ по изучению строения и стратиграфии палеозойских и более древних комплексов нескольких соседних структурно-формационных зон.

Подобные исследования в западной части Центрального Казахстана показали, что современное положение Актау-Джунгарского микроконтинента перед фронтом энсиалической Степняк-Северотяньшаньской ост-

ровной дуги может быть объяснено нарушением структуры активной окраины серией косых правых сдвигов. По этим сдвигам микроконтинент был перемещен из тыловых частей дуги во фронтальные. В результате в структуре западной части Центрального Казахстана комплексы тыловых зон Степняк-Северотяньшаньской дуги оказались повторенными дважды [Дегтярев, 2003]. Благоприятным объектом для обнаружения косых сдвигов является раннепалеозойская Чингизская островодужная система, где широко распространены и детально изучены вулканогенно-осадочные толщи кембрия–ордовика и сопровождающие их гранитоиды [Геология ..., 1962; Лялин и др., 1964; Геология и металлогения..., 1977; Самыгин, 1982, 1990; Самыгин, Хераскова, 1994]. В последние годы эти данные были дополнены новыми материалами по возрасту и строению кремнисто-туфогенно-терригенных комплексов. Были установлены их кембрийско-среднеордовикский возраст, синхронный ранее датированным вулканогенно-осадочным толщам, а также приуроченность близких по строению и возрасту разрезов к нескольким субпараллельным зонам [Дегтярев и др., 1999; Дегтярев, 1999].

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ

В структуре Чингизской системы выделяется ряд продольных зон северо-западного простираения, в строении которых участвуют разновозрастные, но близкие по составу комплексы [Самыгин, 1982; Дегтярев, 1999]. С северо-востока на юго-запад выделяются следующие зоны (рис. 1).

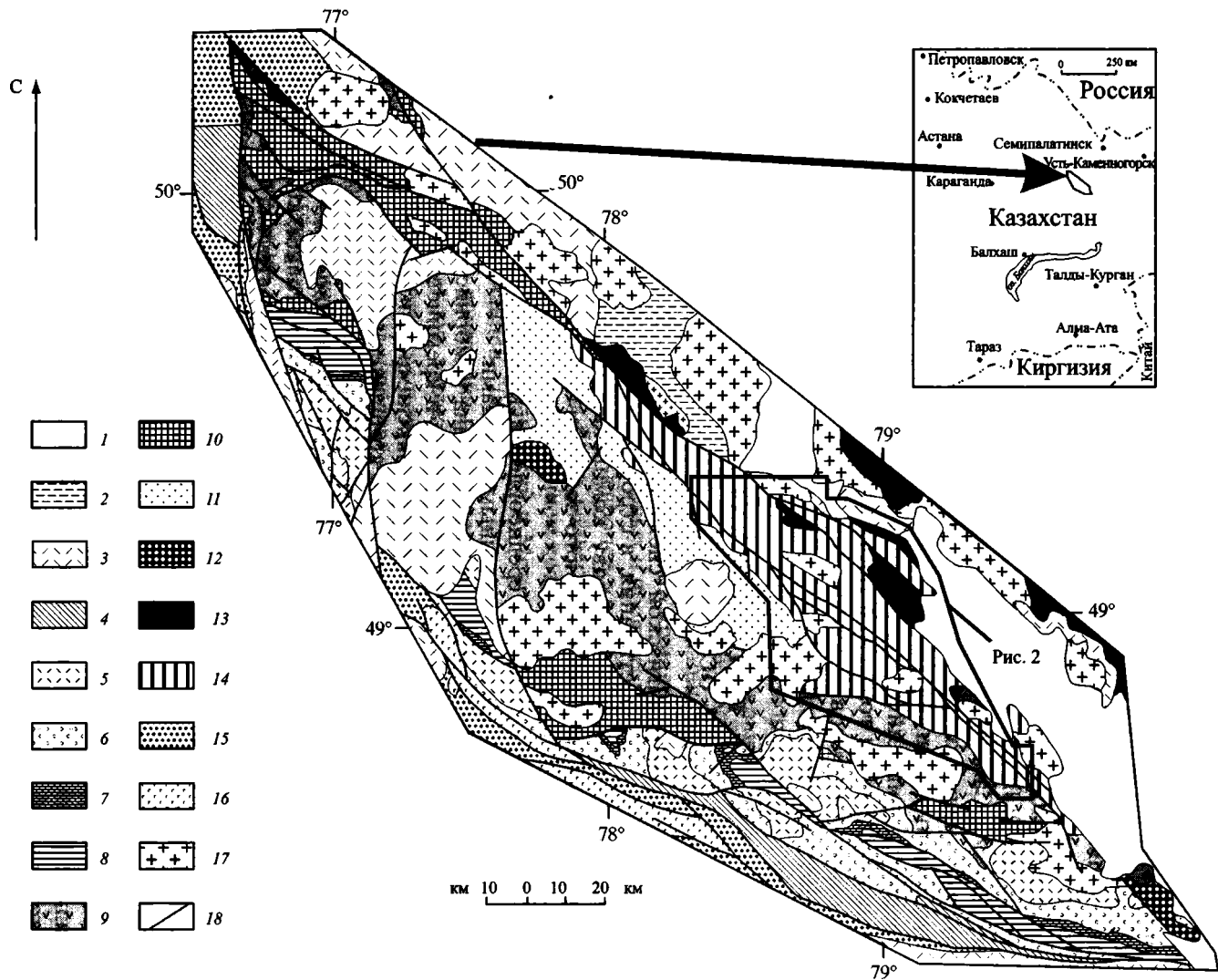
Чунайская зона сложена среднеордовикскими островодужными вулканическими и вулканогенно-осадочными толщами.

Центрально-Чингизская зона образована кембрийско-нижнелланвирнскими дифференцированными вулканитами и кремнисто-туфогенно-терригенными толщами, а также среднеордовикскими вулканогенными и обломочными породами. С островодужными комплексами тесно связаны среднекембрийские и раннеордовикские гранитоидные интрузии.

Бестамак-Окпектинскую зону слагают лландейло-нижнекарадокские терригенно-карбонатные, тефрогенные и флишевые толщи, которые несогласно перекрывают кембрийско-нижнеордовикские островодужные образования Центрально-Чингизской зоны (северо-восточный борт) и долландейльские аккреционные комплексы (юго-западный борт).

Аркалык-Абралинская зона образована средне-верхнекарадокскими зеленоцветными терригенными толщами и верхнеордовикскими островодужными вулканитами, которые на юго-западе зоны залегают на досреднекарадокских аккреционных комплексах, а на северо-востоке – на островодужных и флишевых толщах Бестамак-Окпектинской и Центрально-Чингизской зон.

Токайско-Акчатаускую зону слагают верхнеордовикские рифовые известняки, флишодные толщи низов лландовери и островодужные вулканиты среднего лландовери – венлока, которые перекрывают доверхнеордовикские аккреционные комплексы.



Маялжен-Балкыбекскую зону образуют верхнеордовикские и нижнесилурийские аккреционные комплексы.

Аккреционные комплексы во всех зонах включают интенсивно дислоцированные кремнистые и кремнисто-базальтовые толщи кембрийско-среднеордовикского (в Маялжен-Балкыбекской зоне и позднеордовикского) возраста, фрагменты которых в виде крупных пластин отторженцев и глыб входят в состав разнообразных олистостромовых толщ. Возраст последних с северо-востока на юго-запад от зоны к зоне изменяется от аренига–ланвирна до раннего силура.

В эволюции Чингизской островодужной системы выделяются два крупных этапа: позднеланвирнско-раннесилурийский и среднекембрийско-раннеланвирнский.

Для позднеланвирнско-силурийского этапа возможна реконструкция полного латерального ряда структур активной окраины, включающих задуговой прогиб, вулканическую дугу, преддуговой флишевый прогиб, аккреционную призму и бассейн с корой океанического типа. В течение этого этапа перед фронтом Чингизской островной дуги происходило формирование мощных аккреционных комплексов, возраст которых омолаживается в юго-западном направлении (современные координаты). В этом же направлении в течение среднего ордовика – силура происходила миграция фронта островодужного вулканизма и за счет причленившихся аккреционных комплексов увеличивалась площадь дуги. Таким образом, на протяжении среднего ордовика – раннего силура Чингизская дуга была фронтально обращена на юго-запад (современные координаты) – в сторону Джунгаро-Балхашского океанического бассейна [Дегтярев, 1999, 2001].

Реконструкция латерального ряда структур активной окраины для кембрийско-раннеланвирнского этапа является значительно более трудной задачей, что связано с тектоническими взаимоотношениями между большинством комплексов этого возраста. Среди образований кембрия–ланвирна известны вулканические и кремнисто-туфогенные островодужные комплексы (Центрально-Чингизская), а также базальтовые и кремнисто-базальтовые толщи, формировавшиеся в бассейне с корой океанического типа (другие зоны), в то время как аккреционные и флишевые комплексы не обнаружены.

Многие проблемы кембрийско-раннеланвирнского этапа эволюции Чингизской дуги, а также особенности процессов формирования конти-

Рис. 1. Схема тектонического районирования Чингизской палеоостроводужной системы

1 – кайнозойские отложения; 2 – фаменско-каменноугольные терригенно-вулканогенные толщи; 3 – нижне-среднедевонские эффузивы и туфы риолитового состава; 4 – верхнеордовикские и нижнесилурийские аккреционные комплексы Маялжен-Балкыбекской зоны; 5–8 – комплексы Токайско-Акчатауской зоны: 5 – андезиты и андезизбазальты нижнего силура (жумакская свита), 6 – терригенно-вулканогенные породы нижнего силура (альпеиская свита), 7 – рифовые известняки верхнего ордовика (акдомбакская свита), 8 – доверхнеордовикские аккреционные комплексы; 9, 10 – комплексы Аркалык-Абралинской зоны: 9 – терригенно-вулканогенные толщи среднего карадока – верхнего ордовика (талдыбойская и намасская свиты), 10 – досреднекарадокские аккреционные комплексы; 11, 12 – комплексы Бестамак-Окпектинской зоны: 11 – тефрогенные и флишевые толщи лландейло – нижнего карадока (бестамакская и саргалдакская свиты), 12 – долландейльские аккреционные комплексы; 13, 14 – комплексы Центрально-Чингизской и Чунайской зон: 13 – эффузивы среднего состава и терригенные толщи среднего ордовика (абасовская свита), 14 – вулканогенно-осадочные комплексы кембрия – низов ланвирна; 15, 16 – комплексы Джунгаро-Балхашской области: 15 – силурийские терригенные толщи, 16 – ордовикские вулканогенные образования; 17 – палеозойские гранитоиды; 18 – разрывные нарушения

нентальной коры в этой долгоживущей островодужной системе могут быть решены при детальном анализе строения Центрально-Чингизской зоны.

ТИПИЗАЦИЯ И ПРОСТРАНСТВЕННОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КЕМБРИЙСКО-СРЕДНЕОРДОВИКСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНО-ЧИНГИЗСКОЙ ЗОНЫ

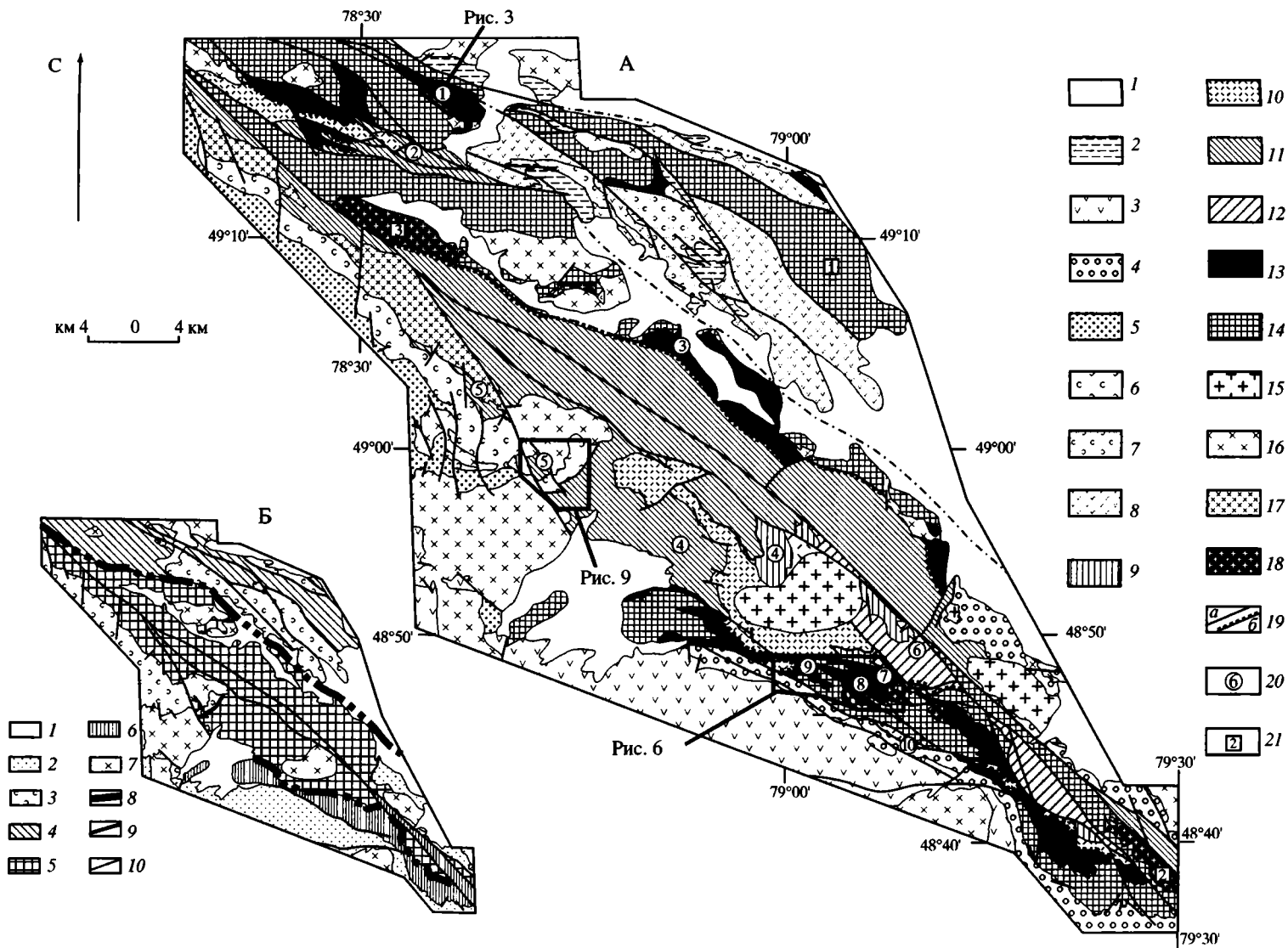
Среди образований, участвующих в строении Центрально-Чингизской зоны, выделяются близкие по составу и строению разрезов среднекембрийско-лланвирнский и верхнекембрийско-лланвирнский комплексы. Разрез каждого из них начинается с островодужных известково-щелочных вулканических серий и ассоциирующих с ними интрузивов гранодиоритового состава, а завершается терригенно-карбонатными и кремнисто-туфогенными толщами.

В Центрально-Чингизской зоне выходы этих комплексов образуют несколько полос северо-западного простираения, имеющих сходное строение. В каждой из этих полос параавтохтоном являются вулканогенные и кремнисто-туфогенные толщи среднего кембрия – нижнего лланвирна, на которые надвинуты верхнекембрийско-лланвирские вулканогенно-осадочные породы. Границы между полосами в современной структуре представлены разрывными нарушениями различного типа и возраста, что позволяет считать эти полосы крупными пластинами. Выделяется три пластины (с северо-востока на юго-запад): Зербкызыл-Кадырская, Кан-Чингизская, Кольдененская (рис. 2). Рассмотрим подробнее особенности состава и строение комплексов, слагающих каждую пластину.

Рис. 2. Схема геологического строения Центрально-Чингизской зоны (А) и сдвиговые пластины Центрально-Чингизской зоны (Б). Положение рис. 2 см. на рис. 1

На А: 1 – кайнозойские отложения; 2 – фамсско-каменноугольные карбонатные толщи; 3, 4 – комплексы северо-восточной части Аркалык-Абралинской зоны: 3 – эффузивы среднего состава верхнего ордовика (намасская свита), 4 – песчаники и конгломераты среднего-верхнего карадока (талдыбойская свита); 5, 6 – комплексы Бестамак-Окпектинской зоны: 5 – песчаники и алевриты нижнего карадока (саргалдакская свита), 6 – известняки, тефроиды и терригенные породы лландейло – нижнего карадока (бестамакская свита и ее аналоги); 7–14 – комплексы Центрально-Чингизской зоны: 7 – терригенные породы лландейло – нижнего карадока, 8 – эффузивы среднего состава верхнего лланвирна (абасевская свита), 9–12 – верхнекембрийско-лланвирский комплекс (9 – кремнисто-терригенная толща верхнего арсника – нижнего лланвирна (найманская свита), 10 – эффузивы и туфы среднего состава нижнего арсника (сарышюкинская свита), 11 – эффузивы, туфы среднего и кислого состава верхнего кембрия – тремадока (тортукулдуская серия), 12 – эффузивы, туфы, тефроиды среднего состава, песчаники и алевриты верхнего кембрия – нижнего ордовика), 13, 14 – среднекембрийско-лланвирский комплекс: 13 – карбонатно-кремнисто-туфогенная толща майского яруса – нижнего лланвирна, 14 – эффузивы среднего и кислого состава амгинского яруса (коксенгирская и зербкызыльская свиты); 15–18 – интрузивные образования: 15 – позднелазовские граниты, 16 – позднесилурийские гранодиориты, 17 – ранне-среднеордовикские гранодиориты, 18 – среднекембрийские граниты и гранодиориты; 19 – разрывные нарушения: а – крутопадающие, б – надвиги на границах между комплексами Центрально-Чингизской зоны; 20 – цифры в кружках – положение разрезов, показанных на рис. 4; 21 – цифры в квадратах: 1 – горы Кадыр, 2 – Мукурский гранитоидный массив, 3 – Канчингизский гранитоидный массив

На Б: 1 – кайнозойские отложения; 2 – верхнеордовикские толщи; 3 – среднеордовикские комплексы; 4–6 – среднекембрийско-нижнелланвирские комплексы сдвиговых пластин: 4 – Зербкызыл-Кадырской, 5 – Кан-Чингизской, 6 – Кольдененской; 7 – средне-позднелазовские гранитоиды; 8, 9 – раннелазовские сдвиги, трансформированные более поздними деформациями в надвиги и взбросы; 8 – среднекембрийские, 9 – среднекарадокские; 10 – прочие разрывные нарушения



Комплексы, образующие эту пластину, располагаются на северо-востоке Центрально-Чингизской зоны. Здесь в основном распространены толщи среднекембрийско-лланвирнского комплекса, протягивающиеся в северо-восточной части пластины от гор Зербкызыл до гор Кадыр (см. рис. 2). Нижнеамгинские образования представлены эффузивами и туфотерригенными породами средне-кислого состава с линзами известняков. В горах Кадыр в известняках собраны трилобиты низов амгинского яруса [Лялин и др., 1964; Геология..., 1972]. В составе верхнеамгинских толщ (зербкызыльская свита) преобладают эффузивы дацитового и риолитового состава, которые вверх по разрезу замещаются пестроцветными терригенно-глинисто-кремнистыми породами с прослоями туфосилицитов, содержащих линзы известняков с трилобитами второй половины амгинского яруса [Геология..., 1972; Самыгин, 1982].

Более молодая карбонатно-кремнисто-туфогенная толща распространена в восточной части гор Зербкызыл, где слагает юго-западное крыло и замыкание синклинальной складки (рис. 3). Значительную роль в структуре здесь играют сдвиги и взбросы северо-западного простирания, вблизи которых наблюдается интенсивный кливаж и рассланцевание пород. Поэтому составление сводного разреза толщи (рис. 4, разрез 1) возможно только по отдельным, наименее тектонизированным и хорошо обнаженным фрагментам. В разрезе карбонатно-кремнисто-туфогенной толщи может быть выделено несколько различающихся по составу пачек. В основании залегает терригенно-карбонатная пачка. Малоомощный (30–50 м) фрагмент ее нижней части, содержащий остатки трилобитов средней части майского яруса (М.А. Оренбургский и др., 1966 г.), сложен известковистыми песчаниками и алевролитами с линзами конгломератов и песчаных известняков и имеет тектонические взаимоотношения с вышележащими породами. Верхи терригенно-карбонатной и большая часть кремнисто-терригенной пачек изучены в двух пересечениях (рис. 5).

В первом (ZK02) обнажены рассланцованные табачно-зеленые алевролиты и мелкозернистые песчаники с линзами и тонкими (до 0.2 м) горизонтами серых известняков мощностью 25 м. Известняки содержат конодонтов (ZK02-1) *Phakelodus tenuis* (Müller). Выше, после небольшого не обнаженного интервала, разрез наращивается кремнисто-терригенной пачкой, состоящей из серых и желтых кремней, фтанитов с прослоями табачно-зеленых алевролитов и линзами (до 0.5 м) серых известняков. В одной из линз присутствуют конодонты (ZK02-5) *Variabiliconus* sp., *Phakelodus tenuis* (Müller), *Coelocerodontus bicostatus* van Wamel. Венчает этот фрагмент пласт (до 1 м) серых известняков с конодонтами (ZK02-3) *Coelocerodontus bicostatus* van Wamel, *Phakelodus tenuis* (Müller), *Variabiliconus* sp. Выше залегают зеленые алевролиты. Мощность кремнисто-терригенной пачки в описанном разрезе составляет 45 м. На основании находок конодонтов устанавливается тремадокский возраст верхов терригенно-карбонатной и всей кремнисто-терригенной пачек.

Во втором пересечении (ZK01), расположенном в 1.5 км северо-западнее, хорошо обнажена только кремнисто-терригенная пачка. Здесь в ее

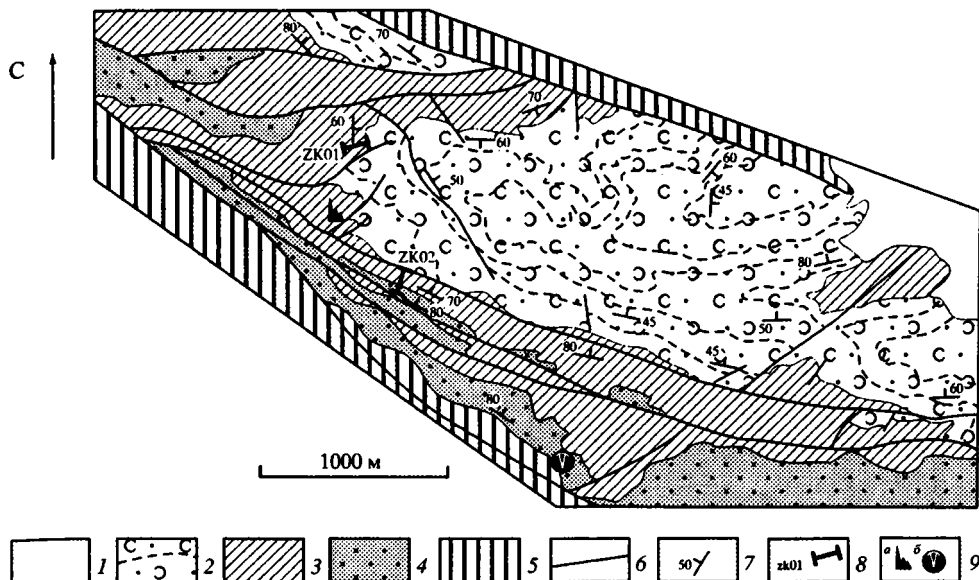


Рис. 3. Схема геологического строения северо-восточной части гор Зербкызыл. Составлена с использованием данных С.Г. Самыгина и М.А. Оренбургского. Положение рис. 3 см. на рис. 2

1 – кайнозойские отложения; 2–5 – среднескембрийско-лланвирийский комплекс: 2–4 – карбонатно-кремнисто-туфогенная толща, пачки (2 – туфогенная, 3 – кремнисто-терригенная, 4 – терригенно-карбонатная), 5 – вулканогенно-осадочные толщи амгинского яруса; 6 – разрывные нарушения; 7 – элементы залегания; 8 – изученные разрезы кремнисто-терригенной пачки; 9 – местонахождения органических остатков: а – конодонтов, б – трилобитов (по данным М.А. Оренбургского и др., 1966 г.)

нижней части присутствуют тонко переслаивающиеся серые кремни и фтаниты с линзами и тонкими (до 0.3 м) горизонтами серых известняков и алевролитов, в верхах известняки исчезают. Далее разрез наращивается зеленовато-бурыми тонкослоистыми алевролитами мощностью 25 м. Общая мощность этого фрагмента составляет 70 м. В нижней части разреза из кремней собраны спикулы губок и конодонты (ZK01-4) *Phakelodus tenuis* (Müller), *Coelocerodontus bicostatus* van Wamel, *Variabiliconus* sp. тремадокского возраста; в средней части, как из линз известняков, так и из кремней, выделены разнообразные беззамковые брахиоподы, остракоды, спикулы губок, конодонты (ZK01-2, ZK01-08) *Coelocerodontus bicostatus* van Wamel, *Phakelodus tenuis* (Müller), *Phakelodus elongatus* (An), *Rossodus* cf. *R. manitouensis* Repetski & Ethington, *Variabiliconus bassleri* (Furnish), *Mamillodus* sp., *Viirodus* sp. зоны *Cordylodus angulatus* – *Rossodus manitouensis* верхов тремадокского яруса; в самом верхнем горизонте фтанитов собраны спикулы губок, обломки беззамковых брахиопод и конодонты (ZK01-11) *Drepanodus arcuatus* Pander, *Prioniodus* cf. *P. gilberti* Stouge & Bagnoli, *Variabiliconus* sp., *Coelocerodontus bicostatus* van Wamel, *Drepanoistodus* sp., *Gapparodus* sp. зоны *Paroistodus proteus* самых верхов тремадокского яруса.

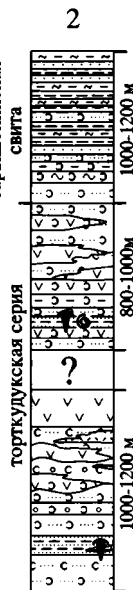
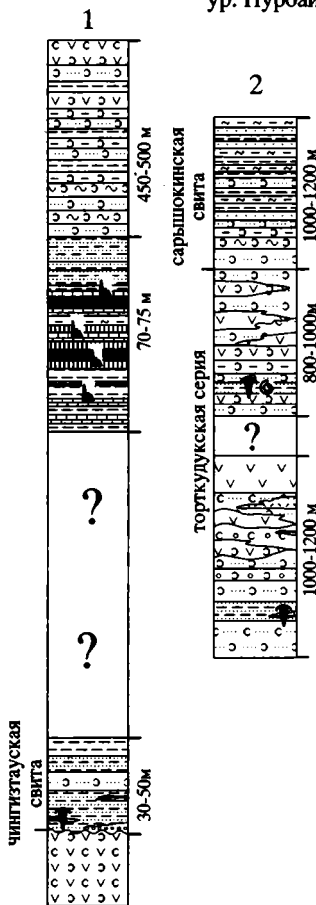
Кремнисто-терригенный разрез наращивается пачкой зеленых слабослоистых алевролитов мощностью 150–200 м, выше которых залегают переслаивающиеся зеленые и красные туфоалевролиты, туфопесчаники, ту-

ордовикская			система	
нижний		средний	отдел	
трематокский		аренинский	ярус	
кембрийская				
средний	верхний			
амгинский	майский			

Зербкызыл-Кадырская

северо-восток
гор Зербкызыл

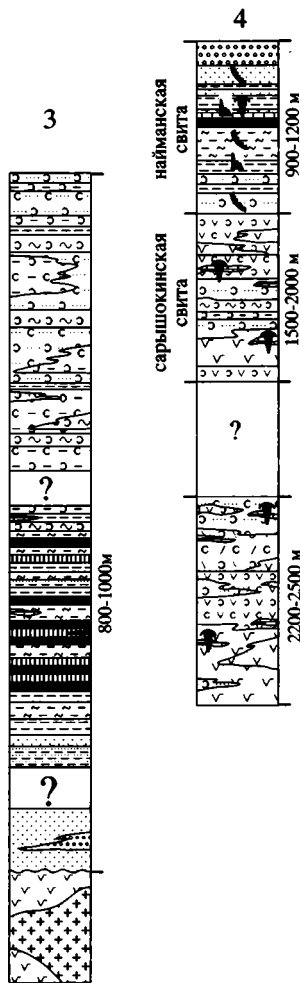
окрестности
горы Атей и
ур. Нурбай



Кан-Чингизская

северо-восточные
предгорья
хр. Кан-Чингиз

район гор
Карагутуй,
Сарышоки,
ур. Найман



руч. Карлыбулак,
гора Мамат

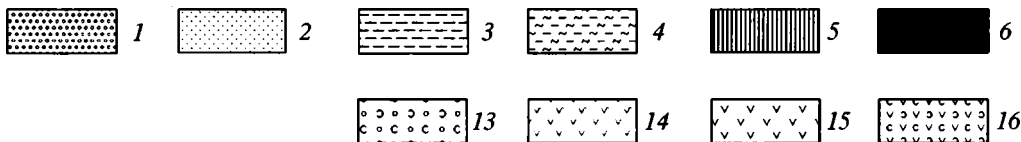
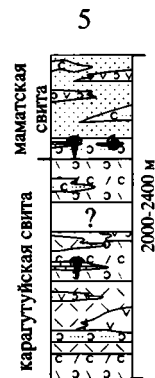
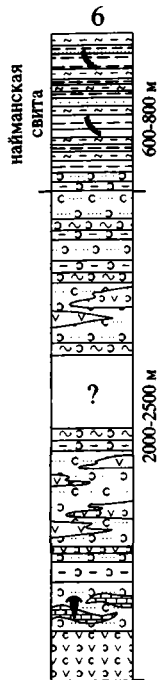


Рис. 4. Схема сопоставления разрезов среднего кембрия – лланвирна в различных пластинах Центрально-Чингизской зоны. Положение разрезов см. на рис. 2

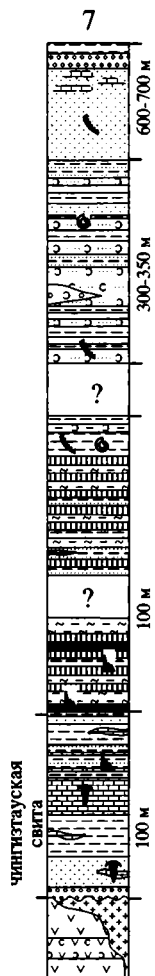
1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – кремнистые алевролиты; 5 – кремни; 6 – фтаниты; 7 – яшмы; 8 – глинистые яшмы; 9 – известняки; 10 – туфоалевролиты; 11 – кремнистые туффиты; 12 – туфо-песчаники; 13 – туфоконгломераты; 14 – андезибазальты; 15 – андезиты; 16 – туфы андезитового состава;

Кольдененская

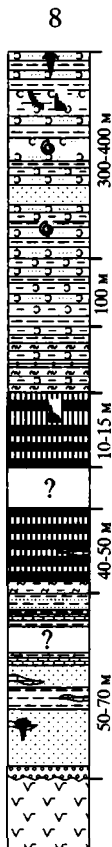
междуречье
Кольденен - Мукур



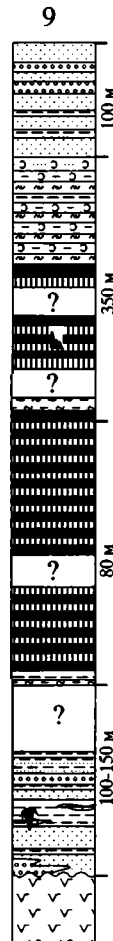
правобережье
р. Копа



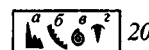
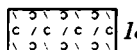
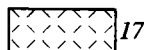
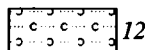
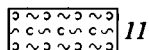
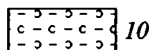
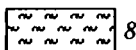
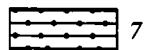
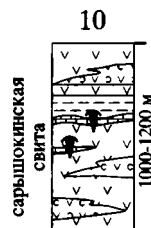
междуречье
Копа-Томараш



левобережье
р. Томараш



междуречье
Копа-Намас



17 – риолиты; 18 – туфы риолитового состава; 19 – гранитоиды; 20 – местонахождения органических остатков: а – конодонтов, б – граптолитов, в – брахиопод, г – трилобитов

Разрезы составлены: 1 – по данным авторов; 2 – по: [Лялин и др., 1964; Самыгин и др., 1969]; 3 – по материалам авторов, А.Г. Денисюка и др., 1970 г.; 4, 5 – по: [Самыгин и др., 1969; Никитин, 1972]; 6 – по: [Самыгин и др., 1969]; 7–9 по данным авторов и по: [Дегтярев и др., 1999]; 10 – по данным М.А. Оренбургского и др., 1966 г.

система	ордовикская		
отдел	нижний		
ярус	тремадокский		
кондонтовые зоны	<i>Cordylodus angulatus</i>	<i>Rossodus manitouensis</i>	<i>Prioniodus</i> cf. <i>P. gilberti</i>

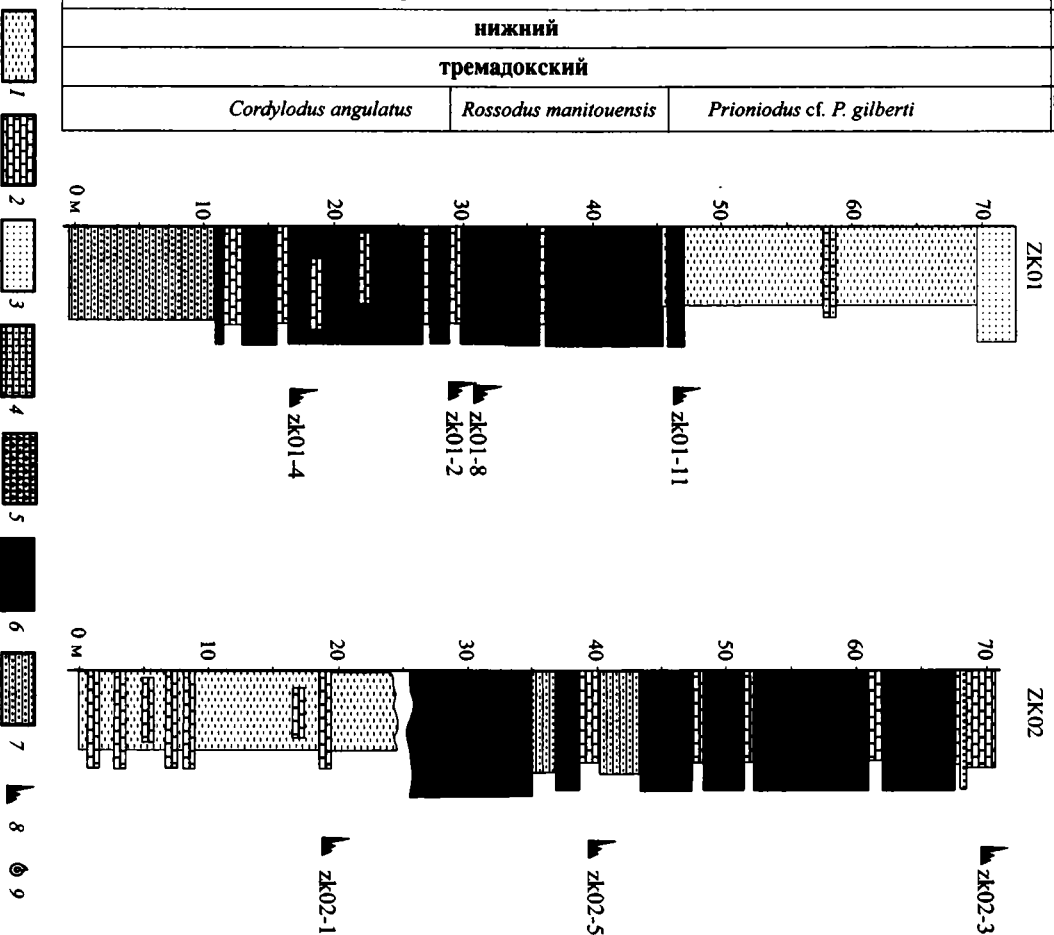


Рис. 5. Детальные разрезы карбонатно-кремнисто-туфогенной толщи в северо-восточной части гор Зербыкзыл. Положение разрезов см. на рис. 3

Условные обозначения к рис. 5 и 7

1 – алевролиты; 2 – известняки; 3 – песчаники с известкоистым туфогенной толли в северо-восточной части гор Зербыкзыл. Положени известковистым цементом; 4 – известковистые известняки; 5 – карбонатные брекчи с известковистым цементом; 6 – кремни и фтаниты; 7 – кремнистые алевролиты; 8, 9 – местонахождения органических остатков: 8 – конодонтов, 9 – брахиопод

фы и туфобрекчии среднего состава мощностью до 300 м (см. рис. 4). Характерной особенностью этой пачки, слагающей ядро синклинальной складки, является присутствие в туфогенных породах градационной слоистости и подводно-оползневых текстур. Породы кремнисто-терригенной и туфогенной пачек широко распространены в западной части гор Зербкызыл, где они, наряду с вулканитами среднего кембрия и образованиями верхнекембрийско-лланвирнского комплекса, образуют сложную чешуйчато-надвиговую структуру (см. рис. 2).

Таким образом, в карбонатно-кремнисто-туфогенном разрезе гор Зербкызыл фаунистически охарактеризованы только карбонатно-терригенная и кремнисто-терригенная пачки. В первой содержатся трилобиты майского яруса (низы разреза) и конодонты тремадока, а во второй – конодонты второй половины тремадока. При этом не обнаружено пород, содержащих позднекембрийские органические остатки, что может объясняться слабой обнаженностью и сильной тектонизацией терригенно-карбонатной пачки, не позволивших выделить из линз известняков в верхнекембрийской части разреза каких-либо органических остатков. Верхняя туфогенная пачка не имеет фаунистической характеристики и по положению в разрезе может относиться к аренигу – раннему лланвирну(?). Общая мощность карбонатно-кремнисто-туфогенной толщи в горах Зербкызыл не превышает 500 м.

Вулканогенно-туфогенный комплекс верхнего кембрия – нижнего ордовика распространен в юго-западной части рассматриваемой пластины – в окрестностях гор Атей и урочища Нурбай (см. рис. 2). Для верхнекембрийско-тремадокской части разреза (торткудукская серия) характерно преобладание эффузивов и туфов андезитового и андезибазальтового состава с прослоями и линзами вулканогенно-обломочных пород и известняков, содержащих трилобитов и брахиопод [Лялин и др., 1964; Самыгин и др., 1969]. Эти образования с постепенным переходом сменяются преимущественно осадочным разрезом (полимиктовые песчаники и кремнистые алевролиты с редкими прослоями туфов и потоками эффузивов андезитового состава), который по стратиграфическому положению относится к аренигскому ярусу (см. рис. 4, разрез 2). Общая мощность верхнекембрийско-нижнеордовикского вулканогенно-осадочного комплекса Зербкызыл-Кадырской пластины составляет 2500–3000 м.

Значительная часть Зербкызыл-Кадырской пластины перекрыта среднеордовикскими образованиями. Разрез среднего ордовика начинается толщей эффузивов андезитового и андезибазальтового состава, содержащих линзы известняков с органическими остатками позднего лланвирна (абаевская свита) [Никитин, 1972]. Выше залегает зеленоцветная флишоидная толща, содержащая редкие линзы известняков с брахиоподами раннего карadoка (А.Г.Денисюк и др., 1970 г.).

Кан-Чингизская пластина

Комплексы, слагающие эту пластину, занимают большую часть Центрально-Чингизской зоны и распространены в хребте Кан-Чингиз, его северо-восточных предгорьях, а также в окрестностях гор Карагутуй, Мамат, Сарышоки (см. рис. 2). Среднекембрийско-лланвирнский комплекс обна-

жен в северо-западной части хребта Кан-Чингиз и его северо-восточных предгорьях и изучен еще недостаточно. Здесь к образованиям амгинского возраста относятся эффузивы, туфы и вулканогенно-осадочные породы андезитового и андезибазальтового состава с редкими линзами известняков, содержащих остатки трилобитов [Геология..., 1962]. Эти породы прорваны среднекембрийским Кан-Чингизским гранодиорит-гранитным массивом [Геология и металлогения ..., 1977].

Более молодые образования рассматриваемого комплекса обнажены в северо-восточных предгорьях хребта Кан-Чингиз, где широко распространена кремнисто-туфогенно-терригенная толща, залегающая на эффузивах среднего кембрия (см. рис. 2 и 4, разрез 3). В низах ее разреза выделяется терригенная пачка, которая сложена известковистыми песчаниками, алевролитами и вулканомиктовыми конгломератами с известковистым цементом. Породы этой пачки, мощность которой составляет более 100 м, интенсивно ожелезнены и прорваны многочисленными дайками среднего состава. Выше залегает кремнисто-терригенная пачка, состоящая из тонкослоистых фтанитов и темно-серых кремнистых алевролитов, среди которых присутствуют небольшие (до 0.5 м) линзы серых слоистых песчаных известняков. Мощность пачки составляет 50–70 м. Основные площади в северо-восточных предгорьях хребта Кан-Чингиз занимает туфогенно-терригенная пачка. Ее разрез начинается с серых и зеленовато-серых кремнистых алевролитов, известковистых алевролитов и туффитов, среди которых присутствуют редкие маломощные (0.5–0.7 м) прослои серых слоистых известняков с обломками эффузивов среднего состава. Далее разрез пачки наращивается часто переслаивающимися кремнистыми алевролитами, туффитами, вулканомиктовыми и туфогенными песчаниками, составляющими основную часть разреза пачки, мощность которой достигает нескольких сот метров. Поиски органических остатков в различных породах кремнисто-туфогенно-терригенной толщи в этом районе пока не привели к положительным результатам. Однако сходство ее структурного положения и строения с аналогичными разрезами в других пластинах позволяет предположить, что и в Кан-Чингизской пластине возраст этой толщи охватывает широкий возрастной диапазон от конца среднего кембрия до раннего ордовика.

Верхнекембрийско-лланвирнский комплекс представлен разнообразными вулканогенно-осадочными толщами, стратотипические разрезы которых описаны именно в пределах Кан-Чингизской пластины [Геология ..., 1972; Никитин, 1972]. Верхнекембрийско-тремадокские образования представлены разрезами нескольких типов. В центральной части пластины (окрестности гор Карагутуй, Сарышоки) разрез верхнего кембрия (карагутуйская свита) начинается с эффузивов, туфов и вулканогенно-осадочных пород андезитового состава с прослоями и линзами известняков с трилобитами и брахиоподами средней части позднего кембрия. Далее разрез наращивается эффузивами и туфами риолитового состава и вулканогенно-обломочными породами с отдельными прослоями туфов и потоками лав андезитового состава, а также редкими линзами известняков с трилобитами верхней части позднего кембрия (см. рис. 4, разрез 4) [Геология ..., 1962; Самыгин и др., 1969].

Северо-восточнее – в среднем течении руч. Карлыбулак и в окрестностях горы Мамат – в разрезе верхнего кембрия преобладают риолиты, лавобрек-

чий и туфы кислого состава, содержащие прослои туфов андезитового состава, вулканогенно-обломочных пород и известняков с трилобитами верхней части позднего кембрия [Геология ..., 1962; Самыгин и др., 1969]. В этом районе верхнекембрийский разрез наращивается толщей полимиктовых и туфогенных песчаников с отдельными потоками эффузивов и прослоями туфов андезитового состава (маматская свита). В основании этой толщи встречаются линзы известняков с трилобитами и брахиоподами раннего тремадока (см. рис. 4, разрез 5) [Геология ..., 1962; Никитин, 1972]. Общая мощность разреза верхнего кембрия – тремадока достигает 2000–2500 м.

Нижний ордовик в рассматриваемом районе представлен толщей эффузивов, туфов и лавобрекчий андезитового состава с прослоями и линзами вулканогенно-обломочных пород, песчаников, кремнистых алевролитов и известняков, содержащих остатки трилобитов раннего аренига (сарышокинская свита) [Никитин, 1972]. Мощность нижнеордовикской вулканогенно-осадочной толщи достигает 1500–2000 м (см. рис. 4, разрез 4).

В юго-восточной части пластины (междуречье Кольденен и Мукур) верхнекембрийско-нижнеордовикский разрез образован мощной вулканогенно-осадочной толщей, в составе которой, наряду с эффузивами и туфами андезитового и андезибазальтового состава, широко распространены мелкообломочные туфотерригенные и туфогенно-кремнистые породы (см. рис. 4, разрез 6). В низах разреза здесь присутствуют мощные линзы известняков с трилобитами позднего кембрия [Лялин и др., 1964; Самыгин, 1982]. Мощность этого типа разреза достигает 2200–2500 м.

В северо-западной части Кан-Чингизской пластины вулканогенные толщи верхнего кембрия – нижнего ордовика прорваны диорит-гранодиоритовыми массивами раннеордовикского чаганского комплекса (см. рис. 2) [Геология и металлогения ..., 1977].

Разнофациальные нижнеордовикские образования согласно перекрываются кремнисто-терригенной толщей (найманская свита). Она сложена тонкослоистыми тефроидами, туффитами, полевошпатовыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками (низы разреза), кремнистыми туфопелитами, известковистыми туффитами, известняками и радиоляриевыми фтанитами (середина разреза). Верхи найманской свиты образованы грубозернистыми песчаниками и крупногалечными конгломератами (рис. 4, разрез 4). Ее мощность составляет 900–1200 м. По всему разрезу свиты собраны граптолиты, конодонты и трилобиты позднего аренига и раннего лланвирна [Никитин, 1972; Орлова, 1993].

Вулканогенно-осадочные толщи верхнего кембрия – нижнего лланвирна имеют сложную чешуйчато-надвиговую структуру, элементы которой наиболее четко установлены в обрамлении Сарышокинского гранитного массива [Самыгин, 1990].

В северо-западной части Кан-Чингизской пластины верхнекембрийские вулканогенно-осадочные породы и гранитоиды чаганского комплекса трансгрессивно перекрываются тефрогенными и флишоидными толщами лландейло – нижнего карадока, содержащими вблизи основания мощный горизонт водорослевых известняков (бестамакская и саргалдакская свиты) [Никитин, 1972].

Комплексы этой пластины занимают южную и юго-восточную части Центрально-Чингизской зоны. Здесь широко распространены и детально изучены толщи среднекембрийско-лланвирнского комплекса, а верхнекембрийско-лланвирнские образования представлены только нижнеордовикскими вулканогенными породами, слагающими небольшие тектонические чешуи (см. рис. 2).

Вулканогенно-осадочные толщи амгинского возраста слагают ядра нескольких антиклиналей (см. рис. 2). В низах разреза здесь преобладают андезиты с прослоями их туфов и отдельными потоками дацитов, выше залегают эффузивы и туфы риолитового и риодацитового состава с редкими прослоями туфов андезитов и линзами известняков с трилобитами раннеамгинского возраста [Геология ..., 1972]. Верхнеамгинские фаунистически охарактеризованные разрезы образованы риолитовыми, риодацитовыми и дацитовыми лавами, туфами, лавобрекчиями и туфоконгломератами с прослоями кремнистых алевролитов, туффитов, туфосилицитов и линзами песчанистых известняков с трилобитами и акритархами [Геология ..., 1972; Гришина, Кленина, 1983]. Мощность среднекембрийского вулканогенного разреза достигает 1500 м. С вулканическими сериями тесно связаны прорывающие их среднекембрийские Кольдененский и Мукурский гранодиорит-плагиогранитные массивы [Геология ..., 1962; Геология и металлогения ..., 1977].

Амгинские вулканогенно-осадочные породы и прорывающие их гранитоиды несогласно перекрываются карбонатно-кремнисто-туфогенной толщей. Ее изучение по правым притокам р. Кольденен – рекам Копа и Томараш позволило выделить в разрезе толщи карбонатно-терригенную, кремнисто-терригенную, туфогенно-терригенную и терригенную пачки и обосновать их возраст [Дегтярев и др., 1999]. В 2003 г. были получены новые данные о возрасте и особенностях строения нескольких пачек, которые значительно уточняют более ранние построения.

В этом районе карбонатно-кремнисто-туфогенная толща слагает восточное и южное крылья синклинальной складки (рис. 6). Большую роль в структуре здесь играют продольные и поперечные малоамплитудные, преимущественно субвертикальные разрывные нарушения, которые не позволяют описать непрерывный разрез всей толщи. Поэтому сводный разрез был составлен по отдельным, хорошо обнаженным фрагментам.

На правом берегу р. Копа по фрагментам можно реконструировать весь разрез карбонатно-кремнисто-туфогенной толщи, которая с несогласием залегает на гранитах Кольдененского массива (рис. 7; см. рис. 4, разрез 7). В низах разреза выделяется терригенно-карбонатная пачка, низы которой сложены кварц-полевошпатовыми песчаниками и гравелитами. Выше залегают зеленые известковистые алевролиты с тонкими линзами и горизонтами серых известняков, мощностью около 30 м. Далее разрез пачки нарастается серыми слоистыми пелитоморфными известняками (10 м), выше которых залегают зеленые и бордовые известковистые алевролиты и мелкозернистые песчаники с прослоями карбонатных конкреций мощностью 20 м, а еще выше – розовые и серые органогенные и органогенно-обломочные известняки мощностью 15 м.

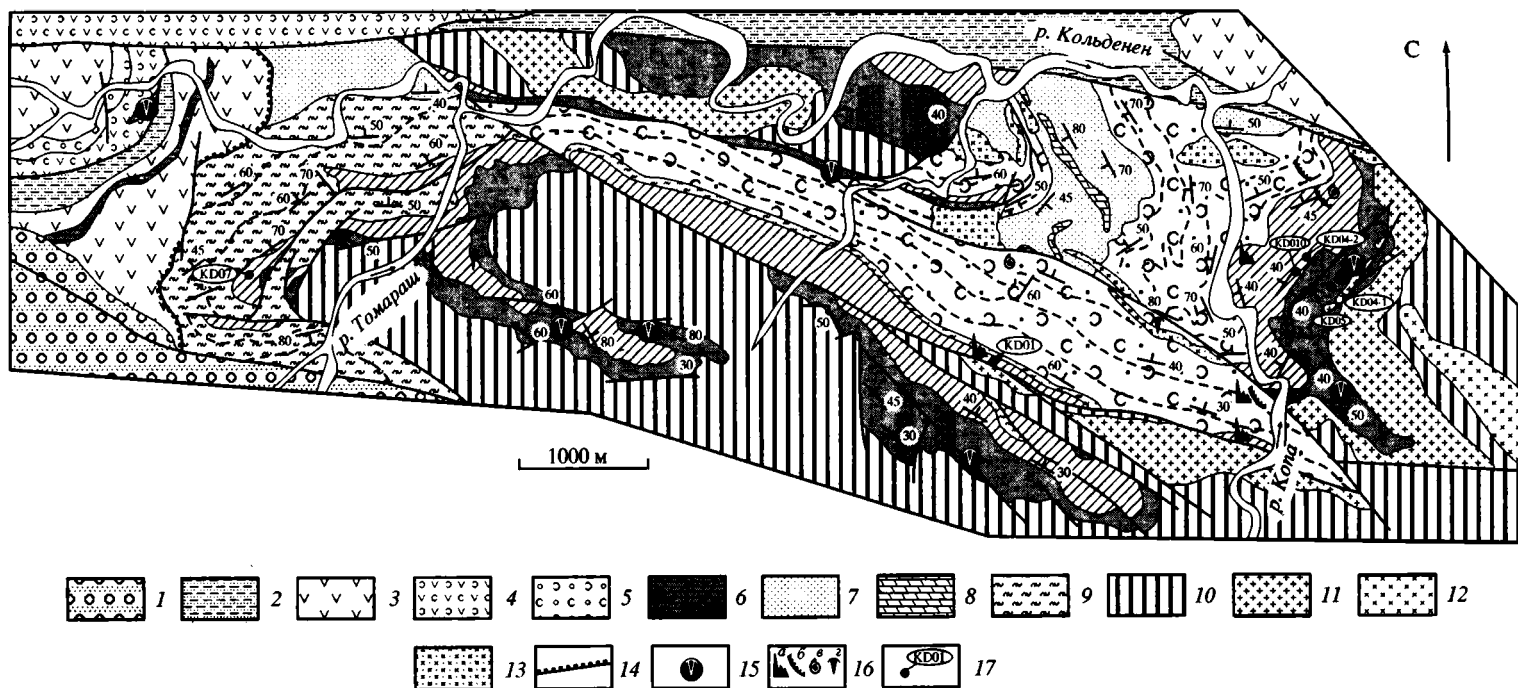
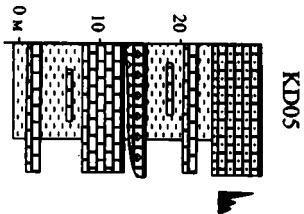
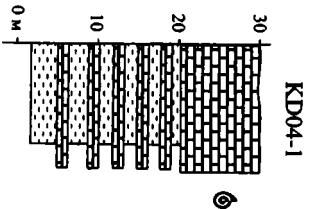
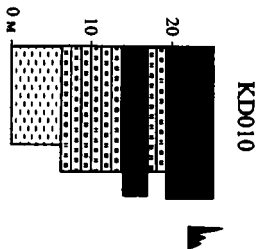
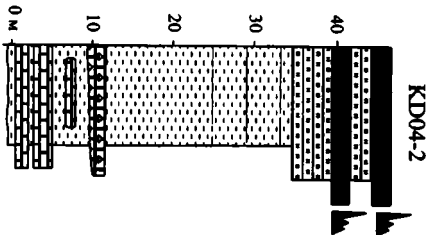
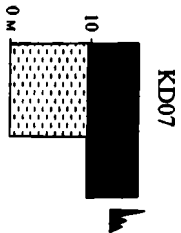


Рис. 6. Схема геологического строения среднего течения р. Кольденен. Составлена с использованием данных: [Дегтярев и др., 1999]. Положение рис. 6 см. на рис. 2

1 – песчаники и конгломераты верхнего ордовика; 2–6 – верхнекембрийско-лланвирский комплекс: 2 – кремнистые алевролиты и песчаники найманской свиты, 3–6 – сарыпокинская свита (3 – андезиты, 4 – туфы андезитов, 5 – туфоконгломераты, 6 – известняки); 7–10 – среднекембрийско-лланвирский комплекс: 7 – терригенная пачка, 8 – глыбы и отторженцы известняков в терригенной пачке, 9 – вишневы и зеленые кремнистые алевролиты и туффиты, 10 – вулканогенно-осадочные толщи среднего кембрия; 11, 12 – Кольдененский массив: 11 – граниты, 12 – гранодиориты; 13 – позднеордовикские (?) диориты; 14 – надвиги; 15 – местонахождения трилобитов (по М.А. Оренбургскому и др., 1966 г.); 16 – местонахождения органических остатков (по: [Дегтярев и др., 1999]); а – конодонтов, б – граптолитов, в – брахиопод, г – трилобитов; 17 – положение изученных разрезов терригенно-карбонатной и кремнисто-терригенной пачек. Остальные условные обозначения см. на рис. 3

кембрийская		ордовикская	система
средний	верхний	нижний	отдел
майский		тремадокский	ярус
	<i>Eoconodonthus notchpeakensis</i>		конодонтовые зоны



В известняках собраны беззамковые брахиоподы и трилобиты майского яруса среднего кембрия [Геология..., 1972; Дегтярев и др., 1999]. Известняки перекрываются горизонтом осадочных брекчий изменчивой (до 0.2 м) мощности, состоящим из слабо окатанных обломков серых пелитоморфных известняков, выше которых залегают зеленые известковистые алевролиты и мелкозернистые песчаники с тонкими (до 0.1 м) линзами и прослоями серых известняков, мощностью 25–30 м. В известняках собраны спикулы губок и конодонты (KD05) *Phakelodus tenuis* (Müller), *Prooneotodus gallatini* (Müller), *P. rotundatus* (Druce & Jones), *Phakelodus elongatus* (An), "*Proacontiodus*" *sagittalis* Dubinina, *Furnishina primitiva* Müller, *Coelocerodontus bicostatus* van Wamel позднего кембрия.

За небольшим продольным разломом обнажается верхняя часть карбонатно-терригенной пачки, в строении которой участвуют зеленые известковистые алевролиты и мелкозернистые песчаники с тонкими прослоями и линзами серых пелитоморфных известняков и горизонтами карбонатных брекчий, выше количество карбонатных прослоев постепенно сокращается, а затем они исчезают из разреза. Мощность этого фрагмента составляет 35–40 м. В верхних 10 м этого разреза среди алевролитов появляются линзы и прослои фтанитов, количество и мощность которых постепенно возрастают к границе с кремнисто-терригенной пачкой. Во многих пересечениях хорошо обнажен контакт карбонатно-терригенной и кремнисто-терригенной пачек. Породы последней широко распространены на правом берегу р. Копа, где они представлены тонко переслаивающимися серыми, серо-зелеными, желтыми, черными кремнями, фтанитами и алевролитами с редкими маломощными (0.3–0.5 м) линзами серых известняков. Мощность кремнисто-терригенной пачки здесь не превышает 100 м. Органические остатки в породах кремнисто-терригенной пачки на правом берегу р. Копа обнаружены только в самых низах разреза, где во фтанитах были собраны спикулы губок и конодонты (KD04-2, KD010) *Phakelodus tenuis* (Müller), *Muellerodus* sp., *Prooneotodus rotundatus* (Druce & Jones), *P. gallatini* (Müller), "*Proacontiodus*" *sagittalis* Dubinina, *Coelocerodontus bicostatus* van Wamel позднего кембрия (предположительно зона *Hirsutodontus ani*).

Контакт кремнисто-терригенной и туфогенно-терригенной пачек также хорошо обнажен на правом берегу р. Копа, где на фтанитах и кремнистых алевролитах залегает маломощный (10 м) горизонт черных листоватых алевролитов и мелкозернистых песчаников, содержащих многочисленные остатки беззамковых брахиопод, примитивных членистоногих (филлокарид и кариокарид), редких граптолитов и конодонтов раннего ордовика [Дегтярев и др., 1999]. Далее разрез пачки наращивается переслаивающимися туфогенными песчаниками, алевролитами, туффитами, кремнистыми туффитами, тефроидами с линзами туфогенных и вулканомиктовых конгломератов. В алевролитах часто присутствуют карбонатные конкреции. Мощность пачки достигает 300–350 м. В низах разреза этой пачки в алевролитах собраны граптолиты аренигского возраста [Дегтярев и др., 1999].

Рис. 7. Детальные разрезы карбонатно-кремнисто-туфогенной толщи в среднем течении р. Кольденен. Положение разрезов см. на рис. 6

Условные обозначения см. на рис. 5

На левом берегу р. Копа строение карбонатно-кремнисто-туфогенной толщи несколько изменяется, а ее сводный разрез также может быть восстановлен только по фрагментам. Здесь толща залегает на эффузивах амгинского возраста (см. рис. 4, разрез 8 и рис. 6). В составе терригенно-карбонатной пачки преобладают различные терригенные породы – вулканомиктовые конгломераты, известковистые песчаники и алевролиты с редкими линзами и прослоями песчаных известняков. Мощность пачки составляет 50–70 м. В разрезе кремнисто-терригенной пачки выделяются две части: низы сложены тонко переслаивающимися серыми и зеленовато-серыми кремнями, фтанитами, кремнистыми алевролитами и алевролитами с редкими тонкими (0.1 м) линзами серых известняков, а верхи образованы чередующимися мощными (до 1 м) горизонтами серых и желтых кремней. Общая мощность пачки достигает 40–50 м. В одном из фрагментов, где обнажена лишь самая верхняя часть кремнисто-терригенной пачки, сложенная серыми и желтыми слоистыми кремнями мощностью не более 10–15 м, собраны конодонты (KD-01) *Coelocerodontus* cf., *C. bicastatus* (van Wamel), *Phakelodus tenuis* (Müller), *Prooneotodus rotundatus* (Druce & Jones), “*Barnesodus*” *planus* Dubinina, *Proconodontus* sp. верхов позднего кембрия. Выше залегают переслаивающиеся зеленые и вишневые алевролиты и туфоалевролиты (7–10 м), которые слагают низы разреза туфогенно-терригенной пачки. Ее основная часть образована туфопесчаниками, тефроидами, кремнистыми алевролитами, туффитами, алевролитами и песчаниками, содержащими карбонатные конкреции. В этих породах на левом берегу р. Копа в нескольких точках собраны беззамковые брахиоподы, трилобиты, граптолиты и конодонты среднего–позднего аренига [Дегтярев и др., 1999]. Мощность туфогенно-терригенной пачки на левом берегу р. Копа превышает 500 м.

Разрез карбонатно-кремнисто-туфогенной толщи завершает терригенная пачка, слагающая ядро синклиальной складки и сложенная кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками и алевролитами. В верхах разреза присутствуют глыбы известняков с крупными остатками криноидей. Органических остатков в породах этой пачки не обнаружено, а ее возраст определяется по положению в разрезе как позднеаренигско-раннелланвирнский. Мощность пачки достигает нескольких сот метров.

Таким образом, в разрезах, расположенных на берегах р. Копа, возраст терригенно-карбонатной пачки устанавливается как майский ярус – первая половина позднего кембрия; кремнисто-терригенной пачки – как вторая половина позднего кембрия; туфогенно-терригенной пачки – как тремадок – верхи аренига; терригенной пачки – как самые верхи аренига – низы лланвирна.

В 5 км западнее долины р. Копа на левом берегу р. Томараш в строении и составе карбонатно-кремнисто-туфогенной толщи происходят некоторые изменения. Здесь она слагает северное крыло и периклинальное замыкание небольшой антиклинали (см. рис. 6). Разрез толщи нарушен серией взбросов, по которым происходит повторение одних и тех пачек, поэтому может быть описан по фрагментам.

Ядро антиклинали сложено эффузивами низов среднего кембрия, выше которых залегает терригенно-карбонатная пачка, обнаженная фрагментарно. В ее составе преобладают крупногалечные конгломераты с карбонат-

ным цементом, в обломках присутствуют эффузивы среднего состава и серые пелитоморфные известняки. Кроме конгломератов, в разрезе пачки значительную роль играют известковистые песчаники и алевролиты. Ее мощность составляет 50–70 м. В 2.5 км юго-восточнее, на правом берегу р. Томараш, в известняках собраны трилобиты майского яруса среднего кембрия (М.А. Оренбургский, 1967 г.).

Контакт терригенных пород с вышележащей кремнисто-терригенной пачкой осложнен взбросами. Эта пачка сложена серыми, желтыми кремнями, фтанитами, кремнистыми алевролитами с редкими прослоями углеродистых алевролитов. В отличие от юго-восточных разрезов (район р. Копа) здесь среди кремнистых пород отсутствуют линзы известняков. Кремнистые породы на замыкании смяты в небольшие дисгармоничные складки, а на северном крыле слагают моноклираль. Мощность кремнисто-терригенной пачки можно оценить лишь приблизительно в 50–80 м (см. рис. 7). В одном из прослоев серых кремней, обнаженных на периклинальном замыкании, собраны конодонты (KD07) *Drepanoistodus* cf. *D. forceps* Lindström, *Cornuodus longibasis* (Lindström), *Coelocerosodontus bicostatus* van Wamel, *Variabiliconus* sp., *Phakelodus tenuis* (Müller) самых верхов тремадока и, возможно, низов аренига.

На основании находок органических остатков и по сопоставлению с разрезами юго-восточной части Кольдененской пластины, можно предположить, что на левом берегу р. Томараш терригенно-карбонатная пачка имеет майско-позднекембрийский возраст, а кремнисто-терригенная – позднекембрийско-тремадоковский.

Таким образом, на левом берегу р. Томараш, по сравнению с разрезами на р. Копа, происходит расширение возрастного интервала кремнисто-терригенной пачки, который здесь включает и тремадок.

Выше с постепенным переходом залегает туфогенно-терригенная пачка, которая сложена зелеными и вишневыми туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами и кремнистыми алевролитами, лишенными карбонатных прослоев и конкреций. Мощность этой пачки более 250 м (см. рис. 4, разрез 9). Разрез завершает терригенная пачка, состоящая из известковистых песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов мощностью около 100 м. Возраст туфогенно-терригенной и терригенной пачек в разрезах на левом берегу р. Томараш по положению в разрезе принимается арениско-раннелланвирнским.

Образования верхнекембрийско-лланвирнского комплекса распространены на небольшой площади в юго-западной части Кольдененской пластины. Здесь выявлены только нижнеордовикские вулканогенные породы, надвинутые на карбонатно-кремнисто-туфогенные разрезы среднекембрийско-лланвирнского комплекса (см. рис. 2). В строении нижнеордовикских разрезов на левом берегу р. Томараш и в междуречье Копа–Намас участвуют эффузивы и туфы андезитового состава с прослоями и линзами вулканогенно-осадочных пород, кремнистых алевролитов и серых пелитоморфных известняков (см. рис. 4, разрез 10). В известняках собраны трилобиты раннего аренига (М.А. Оренбургский, 1966 г.). Мощность нижнеордовикского вулканогенного разреза в Кольдененской пластине не превышает 1000–1200 м. По составу, строению и возрасту он соответствует сарышокинской свите Кан-Чингизской пластины.

КОСЫЕ СДВИГИ В СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНО-ЧИНГИЗСКОЙ ЗОНЫ

Рассмотрение пространственного положения различных типов кембрийско-среднеордовикских образований Центрально-Чингизской зоны показывает, что во всех пластинах толщи обоих комплексов имеют близкое строение, состав и возрастной диапазон. В строении среднекембрийско-лланвирнского комплекса участвуют амгинская вулканогенно-осадочная и майско-лланвирнская карбонатно-кремнисто-туфогенная толщи, в разрезе последней выделяются карбонатно-терригенная (майский ярус – верхний кембрий), кремнисто-терригенная (верхний кембрий – тремадок), туфо-терригенная (тремадок–арениг) и терригенная (верхи аренига – низы лланвирна) пачки. В составе верхнекембрийско-лланвирнского комплекса выделяются вулканогенные и вулканогенно-осадочные (верхний кембрий – низы аренига), туфогенно-терригенные (арениг) и кремнисто-терригенные (верхи аренига – низы лланвирна) толщи (см. рис. 4). Во всех пластинах комплексы имеют только тектонические взаимоотношения друг с другом. При этом верхнекембрийско-лланвирнские вулканогенно-осадочные образования надвинуты на различные толщи среднекембрийско-лланвирнского комплекса.

Анализ общей структуры Центрально-Чингизской зоны показывает, что при ее пересечении с северо-запада на юго-восток трижды повторяются одни и те же комплексы, имеющие друг с другом одинаковые взаимоотношения. Это дает основание предположить, что выделенные в этой зоне Зербкызыл-Кадырская, Кан-Чингизская и Кольдененская пластины являются сдвиговыми, формирование которых связано с нарушением структуры Центрально-Чингизской зоны несколькими косыми правыми сдвигами. Каждая из пластин еще до образования косых сдвигов имела сложную чешуйчато-надвиговую структуру, в которой участвовали среднекембрийско-лланвирнский и верхнекембрийско-лланвирнский комплексы. Косые сдвиги существенно усложнили структуру зоны и привели к неоднократному дублированию на площади одних и тех же кембрийско-раннеордовикских комплексов. В строении сдвиговых пластин участвуют только допозднелланвирнские комплексы Центрально-Чингизской зоны, поэтому наиболее вероятным временем формирования сдвигов является середина лланвирна. В течение последующей эволюции Чингизской палеоостроводужной системы границы сдвиговых пластин в большинстве случаев были трансформированы в надвиги и взбросы, а сами пластины в конце палеозоя расчленены правыми сдвигами [Самыгин, 1974].

Таким образом, до образования косых сдвигов Центрально-Чингизская зона представляла собой более протяженную и узкую структуру. В дальнейшем в результате дублирования одних и тех комплексов по косым сдвигам произошло существенное сокращение длины и увеличение ширины этой зоны.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЧИНГИЗСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ В КЕМБРИИ–ЛЛАНВИРНЕ

Исследования среднеордовикско-силурийской эволюции Чингизской островодужной системы показали, что фронтально она была обращена на юго-запад (современные координаты). В течение этого времени в юго-западном направлении происходила проградация фронта островодужного вулканизма, а площадь дуги постепенно увеличивалась за счет причленившихся аккреционных комплексов.

Кембрийско-лланвирнская эволюция Чингизской системы может быть восстановлена только при учете косых сдвигов, установленных в Центральнo-Чингизской зоне, нарушивших первичное площадное распространение островодужных комплексов. После снятия сдвигового эффекта в структуре Центральнo-Чингизской зоны можно выделить две подзоны, в строении которых участвуют, соответственно, среднекембрийско-лланвирнский и верхнекембрийско-лланвирнский комплексы. Простираия этих подзон, вероятно, были близки северо-западному (современные координаты) простираию всей Центральнo-Чингизской зоны. Подзоны различаются возрастом вулканогенных комплексов: в северо-восточной подзоне – амгинский ярус среднего кембрия, а в юго-западной – верхний кембрий – нижний арениг (рис. 8). Следовательно, до появления сдвиговых дуплексов в Центральнo-Чингизской зоне в юго-западном направлении происходило омоложение возраста островодужных вулканитов от среднего кембрия до позднего кембрия – раннего ордовика. Верхнекембрийско-нижеордовикскому вулканогенному комплексу юго-западной подзоны соответствует одновозрастный кремнисто-туфоженный комплекс северо-восточной.

Среднекембрийский и верхнекембрийско-нижеордовикский вулканогенные комплексы, сложенные эффузивами и туфами среднего и среднекислого состава с линзами органогенных известняков, имеют большие мощности. Они, вероятно, формировались вблизи осевой зоны вулканической островной дуги. Верхнекембрийско-нижеордовикские кремнисто-туфоженные толщи северо-восточной подзоны перекрывают более древние (среднекембрийские) вулканогенные разрезы; их накопление происходило на определенном удалении от вулканических центров в задуговом бассейне. Этот бассейн образовался после смещения фронта островодужного вулканизма из северо-восточной подзоны в юго-западную. В конце аренига – начале лланвирна вулканизм затухает, происходит постепенное погружение осевой зоны дуги и она перекрывается кремнисто-терригенными толщами, аналогичными таковым в задуговом бассейне. В середине лланвирна верхнекембрийско-нижнелланвирские вулканогенно-осадочные и кремнисто-терригенные комплексы осевой зоны были сорваны со своего основания и надвинуты на образования задугового бассейна. Была сформирована довольно сложная структура с расчленением комплексов как аллохтона, так и параавтохтона на серию чешуй. Затем тектонически совмещенные комплексы островной дуги и задугового бассейна по системе косых правых сдвигов расчленены на ряд сдвиговых пластин. В результате одни и те же образования оказались трижды повторены на площади (см. рис. 8).

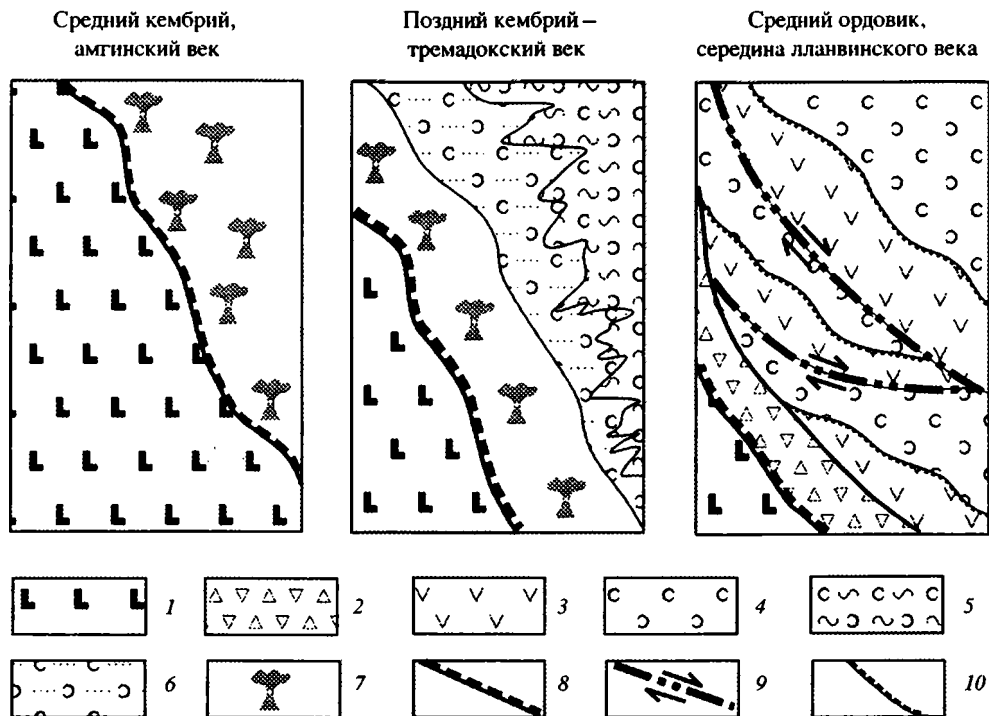


Рис. 8. Схематические реконструкции среднекембрийско-среднеордовикской эволюции Чингизской островодужной системы

1 – Джунгаро-Балхашский океанический бассейн; 2 – комплексы среднеордовикской аккреционной призмы; 3, 4 – комплексы фундамента среднеордовикской островной дуги: 3 – островодужные вулканы верхнего кембрия – нижнего ордовика, 4 – кремнисто-туфогенные комплексы верхнекембрийско-нижнеордовикского задугового бассейна и островодужные вулканы среднего кембрия; 5, 6 – задуговой бассейн позднего кембрия – раннего ордовика: 5 – дистальные кремнисто-туфогенные толщи, 6 – проксимальные туфотерригенные толщи; 7 – среднекембрийская и позднекембрийско-раннеордовикская вулканические островные дуги; 8 – зона субдукции; 9 – правые сдвиги; 10 – надвиги

Таким образом, реконструкция среднекембрийско-лланвирского этапа эволюции Чингизской островодужной системы, после снятия сдвигового эффекта, показывает, что в позднем кембрии фронт островодужного вулканизма, по сравнению со средним кембрием, сместился в юго-западном направлении. Смещение фронта, вероятно, происходило в сторону океанического бассейна, следовательно, Чингизская островная дуга в течение кембрия – раннего ордовика, так же, как и в среднем ордовике – раннем силуре, фронтально была обращена на юго-запад, в сторону Джунгаро-Балхашского океанического бассейна (см. рис. 6). Фрагменты кембрийско-раннеордовикской коры этого бассейна присутствуют в составе ордовикско-силурийских аккреционных комплексов Бестамак-Окпектинской, Аркалык-Абралинской, Токайско-Акчатуской и Маялжен-Балкыбекской зон [Дегтярев, 1999]. Характерной особенностью этого этапа эволюции Чингизской системы является редуцированность латерального ряда структур активной окраины. Выявляются комплексы задуг-

гового бассейна, вулканической дуги и бассейна с океанической корой. В то же время, не установлены образования преддуговых флишевых прогибов, а также аккреционные комплексы.

РОЛЬ КОСЫХ СДВИГОВ В СРЕДНЕ-ПОЗДНЕОРДОВИКСКОЙ СТРУКТУРЕ ЧИНГИЗСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ

В конце среднего – позднем ордовике произошло существенное усложнение структуры Чингизской островодужной системы [Самыгин, 1982; Дегтярев, 1999]. В это время за счет причленившихся аккреционных комплексов площадь островной дуги существенно увеличилась, а фронт островодужного магматизма, относительно среднеордовикского, сместился в юго-западном направлении. Возникла невулканическая дуга (Токайско-Акчатауская зона), маркировавшаяся рифогенными известняками (см. рис. 1). Островодужные вулканогенно-осадочные комплексы этого возраста, приуроченные к Аркалык-Абралинской зоне, перекрывают как более древние аккреционные комплексы, так и среднеордовикские тефрогенные и флишевые толщи Бестамак-Окпектинской зоны. Последние широко распространены в северо-западной части Чингизской системы. Следовательно, здесь происходят закономерное (с северо-востока на юго-запад) омоложение возраста и миграция фронта островодужного вулканизма. Однако в юго-восточном направлении среднеордовикские тефроидные и флишевые толщи прослеживаются только до 49° с.ш. (см. рис. 1). Далее на юго-восток верхнеордовикские вулканогенно-осадочные толщи перекрывают уже кембрийские комплексы Центрально-Чингизской зоны, а закономерности, установленные северо-западнее, нарушаются. Причиной этого также мог являться косой правый сдвиг. По этому сдвигу кембрийско-нижнеордовикские комплексы Центрально-Чингизской зоны в конце среднего ордовика были выведены во фронтальную часть дуги и в дальнейшем попали в фундамент позднеордовикских вулканогенных толщ.

Юго-восточнее Актасского позднесилурийского гранитоидного массива, на крыле небольшой антиклинали, выявлен небольшой фрагмент косого правого сдвига (рис. 9). Ядро складки сложено кислыми эффузивами верхнего кембрия и вулканогенно-осадочными породами с линзами известняков тремадокского возраста. Эти образования с несогласием перекрываются тефрогенно-флишоидной толщей, в основании которой присутствуют мощные линзы известняков с лландейльскими органическими остатками (бестамакская свита). Юго-восточнее, за крутым разломом северо-восточного простирания, среднеордовикский флиш сменяется верхнекембрийско-нижнеордовикскими вулканогенными толщами. Этот разлом, вероятно, представляет собой сохранившийся фрагмент допозднеордовикского косого сдвига. Юго-восточнее этого сдвига флишоидные толщи среднего ордовика не прослеживаются, а сам разлом прорван позднесилурийскими гранитоидами и не нарушен более поздними дислокациями.

Таким образом, увеличение площади Чингизской островодужной системы в позднем ордовике может быть связано не только с причлениением ак-

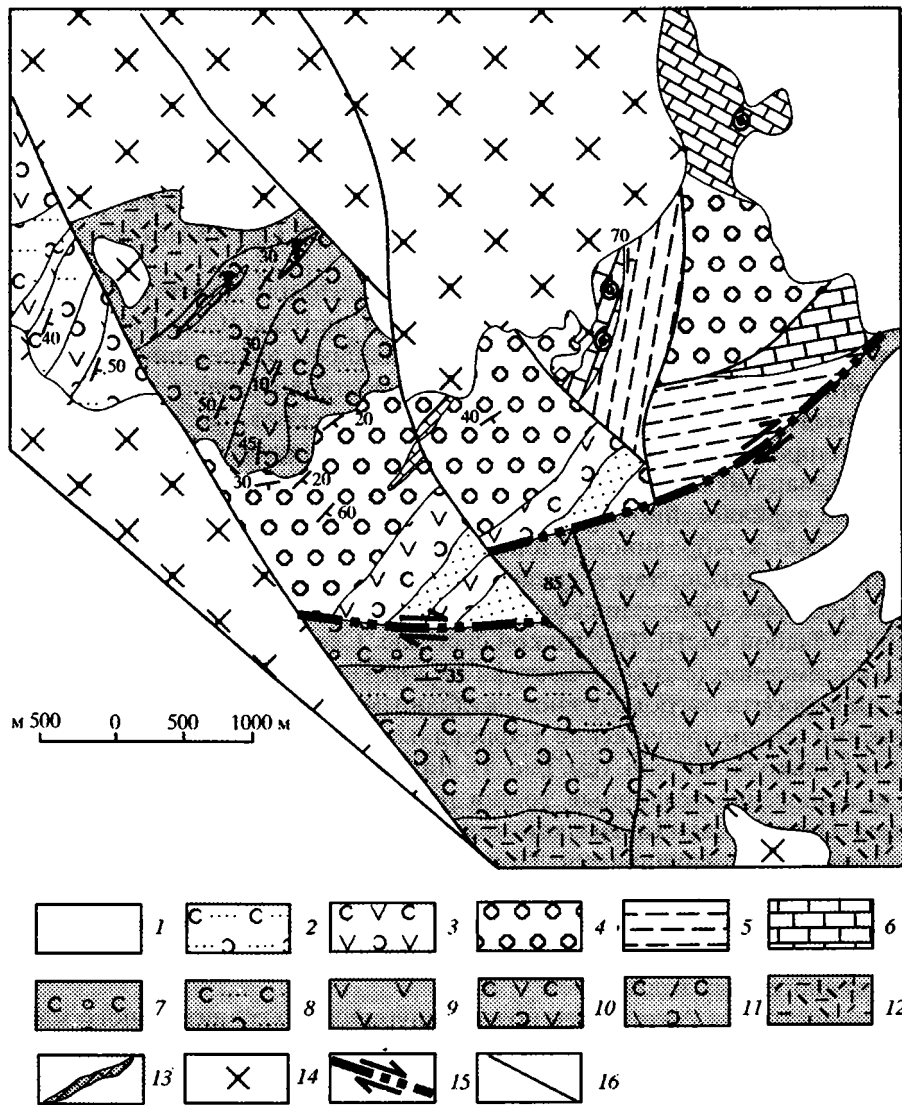


Рис. 9. Схема геологического строения района к востоку от горы Мамат. Составлена по материалам И.Ф. Никитина, Н.В. Полянского и В.Н. Киньшакова. Положение рис. 9 см. на рис. 2

1 – кайнозойские отложения; 2–6 – средний ордовик, бестамакская свита: 2 – туфопесчаники, 3 – туфы среднего состава, 4 – конгломераты, 5 – алевриты и мелкозернистые песчаники, 6 – известняки с брахиоподами среднего ордовика; 7–13 – верхний кембрий – термадокский ярус, торткудукская серия: 7 – конгломераты, 8 – туфопесчаники, 9 – андезиты, 10 – туфы андезитового состава, 11 – туфы риолитового состава, 12 – риолиты, 13 – линзы известняков с трилобитами и брахиоподами раннего тремадока; 14 – позднесилурийские гранодиориты Актаасского массива; 15 – досреднекарадокский правый сдвиг; 16 – прочие разрывные нарушения.

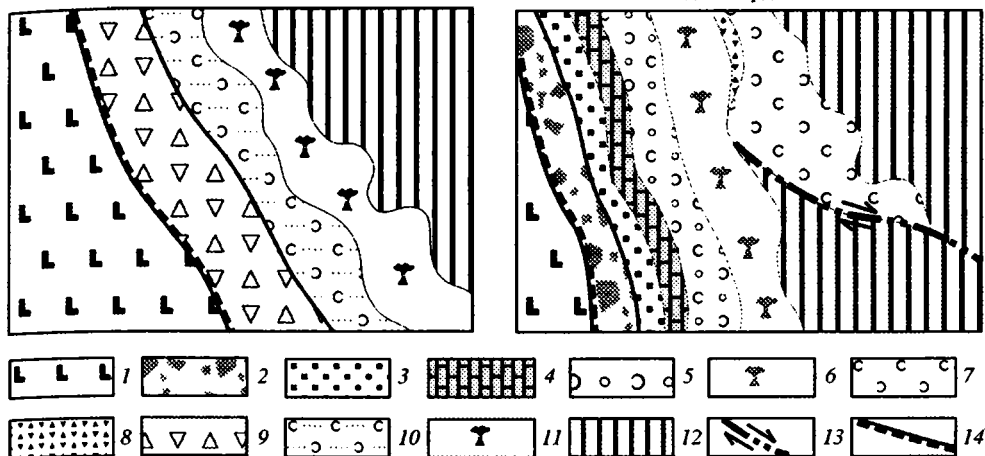


Рис. 10. Схематические реконструкции средне-позднеордовикской эволюции Чингизской островодужной системы

1 – Джунгаро-Балханский океанический бассейн; 2–6 – элементы позднеордовикской островодужной системы: 2 – аккреционная призма, 3 – преддуговой флишевый прогиб, 4 – невулканическая островная дуга с рифовыми коралловыми постройками, 5 – междуговой прогиб, заполненный туфотерригенными осадками, 6 – вулканическая островная дуга; 7, 8 – среднеордовикские образования фундамента позднеордовикской дуги: 7 – туфотерригенные толщи, 8 – аккреционные комплексы; 9–11 – элементы среднеордовикской островодужной системы: 9 – аккреционная призма, 10 – преддуговой флишевый прогиб, 11 – вулканическая дуга; 12 – кембрийско-нижеордовикские комплексы Центрально-Чингизской зоны, являвшиеся частью фундамента средне-позднеордовикских островодужных структур; 13 – правый сдвиг; 14 – зона субдукции

крейнических комплексов, но и с косыми сдвигами, по которым кембрийско-нижеордовикские комплексы, находившиеся в тыловых частях островной дуги, были переведены во фронтальное положение (рис. 10).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На протяжении кембрия–силура в энсиматической Чингизской островодужной системе происходило формирование континентальной коры, которая к началу девона уже имела значительную мощность. Преобразование океанической коры в кору переходного, а затем континентального типа традиционно связывается с надсубдукционным магматизмом. В то же время, значительную роль в увеличении площадей коры переходного типа в островодужных сооружениях играло приращение аккреционных комплексов, которые затем становились составной частью фундамента дуг и перекрывались более молодыми известково-щелочными вулканитами. К увеличению мощности коры приводило совмещение в тектонических пластинах комплексов различных частей островодужной системы (например, комплексов вулканической дуги и задугового прогиба).

Изучение структуры и особенностей площадного распространения вулканогенно-осадочных и кремнисто-туфогенно-терригенных комплексов Чингизской системы показало, что в ее эволюции значительную роль играли косые сдвиги. Такие сдвиги существенно нарушали латеральный ряд

структур островодужной системы и приводили к выведению комплексов тыловых частей дуги и задугового прогиба во фронтальные. Косые сдвиги, по которым происходило неоднократное дублирование на площади одних и тех же комплексов и структур, привели к существенному увеличению площади и ширины островодужной системы. Поэтому процессы дублирования одинаковых комплексов по косым сдвигам могут рассматриваться в качестве еще одного самостоятельного механизма формирования континентальной коры в долгоживущих островодужных системах.

Учет сдвиговых дуплексов при расшифровке эволюции Чингизской островодужной системы позволил показать, что ее полярность на протяжении среднего кембрия – силура не изменялась. В течение этого времени дуга фронтально была обращена на юго-запад (современные координаты), в сторону Джунгаро-Балхашского палеоокеанического бассейна.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 03-05-64782, 02-05-65774) и Программы ОНЗ РАН “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса: от палеоокеана к континенту”.

ЛИТЕРАТУРА

- Геология и металлогения Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Алма-Ата: Наука, 1977. 160 с.
- Геология СССР. Т. 20: Центральный Казахстан. Ч. 1: Геологическое описание. Кн. 1. М.: Недра, 1972. 532 с.
- Геология Чингизской геоантиклинорной зоны (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1962. 168 с.
- Гришина Т.С., Кленина Л.Н. Среднекембрийские микрофоссилии (акритархи) хребта Чингиз // Биостратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия Северной Азии. М.: Наука, 1983. С. 150–158.
- Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. М.: Наука, 1999. 123 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 513).
- Дегтярев К.Е. Эволюция раннепалеозойских островодужных систем востока Казахстана и проблема местоположения палеоокеанического бассейна // Геология Казахстана и проблемы Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 43–50.
- Дегтярев К.Е. Положение Актау-Джунгарского микроконтинента в структуре палеозоида Центрального Казахстана // Геотектоника. 2003. № 4. С. 14–34.
- Дегтярев К. Е., Дубинина С.В., Орлова А.Р. Стратиграфия и особенности строения нижнепалеозойского карбонатно-кремнисто-туфогенного комплекса хребта Чингиз (Восточный Казахстан) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7, № 5. С. 93–99.
- Лялин Ю. И., Миллер Е.Е., Никитина Л.Г. Вулканогенные формации Чингизского геоантиклинория (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1964. 168 с.
- Никитин И.Ф. Ордовик Казахстана. Ч. 1: Стратиграфия. Алма-Ата: Наука, 1972. 244 с.
- Орлова А.Р. Новые данные о граптолитах и конодонтах найманской свиты (нижний ордовик) хребта Чингиз, Центральный Казахстан // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 69, вып. 1. С. 43–47.
- Рязанцев А.В. Структурный план среднего и верхнего палеозоя Урало-Монгольского пояса, проблема поздних деформаций // Геология Казахстана и проблемы Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 51–64.
- Самыгин С.Г. Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана. М.: Наука, 1974. 208 с.
- Самыгин С.Г. Комплексы и структуры переходной стадии // Тектоника Казахстана: Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана. М-б 1 : 2 500 000. М.: Наука, 1982. С. 50–82.

- Самыгин С.Г.* Каледонские шарьяжи хребта Чингиз (Восточный Казахстан) // ДАН СССР. 1984. Т. 275, № 3. С. 709–713.
- Самыгин С.Г.* Центральный и Восточный Казахстан // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 180–188.
- Самыгин С.Г., Титов В.И., Клемина Л.Н.* и др. К вопросу о развитии Чингизского и Аркалыкского антиклинориев (Восточный Казахстан) в позднем кембрии – среднем ордовике // ДАН СССР. 1969. Т. 188, № 2. С. 417–420.
- Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Формации и обстановки седиментации в пределах раннепалеозойской активной окраины (хребет Чингиз, Центральный Казахстан) // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 3. С. 86–102.
- Sengör A.M., Natal'in B.A.* Turkic-type orogeny and its role in the making of the continental crust // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1996. Vol. 24. P. 263–337.
- Sengör A.M., Natal'in B.A., Burtman V.S.* Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. Vol. 364, N 6435. P. 299–307.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ХРЕБТА ЧИНГИЗ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

В палеозойских складчатых сооружениях Центрального и Восточного Казахстана гранитоиды являются одними из наиболее распространенных типов пород. Характерной чертой этой складчатой области является наличие нескольких поколений разновозрастных гранитоидных комплексов. Особенно ярко данная черта проявлена в районе хребта Чингиз, где на небольшой территории присутствуют гранитоиды, формирование которых происходило на протяжении всего палеозоя. Исследование петрогеохимических особенностей гранитов позволяет реконструировать состав недоступных для прямого изучения горизонтов коры, являвшихся источником этих гранитоидов.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В строении хребта Чингиз основную роль играют нижнепалеозойские и силурийские вулканогенные комплексы островодужного типа. В рассматриваемой части хребта Чингиз по возрасту, особенностям строения и состава этих образований выделяются две зоны северо-западного простираения: на северо-востоке – Центрально-Чингизская, на юго-западе – Абралинская [Самыгин, 1982; Дегтярев, 1999].

Центрально-Чингизская зона образована двумя близкими по составу комплексами: среднекембрийско-лланвирнским и верхнекембрийско-лланвирнским. Разрез каждого из них начинается мощными вулканическими сериями, а завершается терригенно-карбонатными и кремнисто-туфогенными толщами. В строении вулканогенных разрезов, мощность которых достигает 2000–3000 м, участвуют лавы, лавобрекчии, туфы и вулканогенно-осадочные породы андезибазальтового, андезитового, андезидацитового и риолитового состава. Преобладающим распространением пользуются породы среднего состава.

Кембрийско-лланвирнские комплексы Центрально-Чингизской зоны с резким несогласием перекрываются вулканогенно-осадочными толщами Абралинской зоны. В строении этой зоны участвуют лландейльско-ранне-

карадокская флишевая толща, верхнеордовикские и нижнесилурийские терригенные и вулканогенные комплексы. Среди вулканитов верхнего ордовика и нижнего силура резко преобладают лавы и лавобрекчии андезитового и андезибазальтового состава, более кислые разности встречаются значительно реже.

Вулканогенные породы Центрально-Чингизской и Абралинской зон относятся к натровой дифференцированной известково-щелочной серии. Формирование нижнепалеозойских и силурийских вулканических комплексов этих зон связывается с развитием на протяжении этого времени крупной Чингизской островодужной системы. Отсутствие выходов метаморфического фундамента и состав вулканогенных комплексов позволяют сделать предположение об энсиматическом характере этой островной дуги [Самыгин, 1982, 1990].

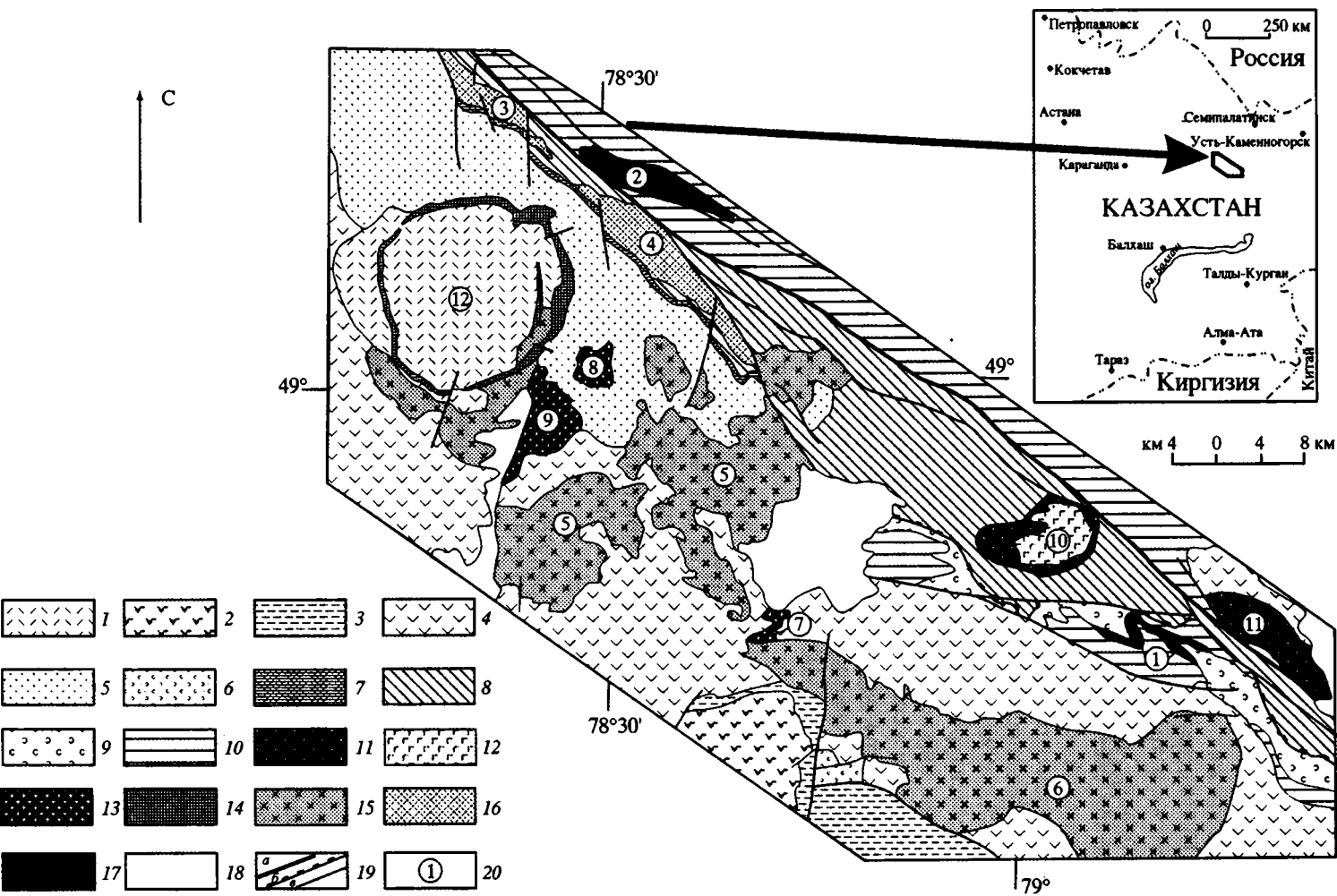
Постсилурийские комплексы хребта Чингиз развиты локально и представлены ниже-среднедевонскими субаэральными эффузивами, субвулканическими и жерловыми образованиями Машанской кольцевой палеовулканической структуры, а также девонскими и позднепалеозойскими гранитоидами. Формирование этих комплексов происходило в пределах активной окраины континента [Рязанцев, 1999].

СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Хребет Чингиз является одним из немногих регионов Центрального Казахстана, где на ограниченной площади сконцентрировано большое количество гранитоидов, образовавшихся в возрастном интервале от среднего кембрия до конца палеозоя. Гранитоидные комплексы района могут быть условно разделены на три группы. К первой относятся гранитоиды среднего кембрия и раннего-среднего ордовика, приуроченные только к Центрально-Чингизской зоне. Они образуют сравнительно небольшие деформированные массивы, которые прорывают вулканогенные толщи и трансгрессивно, с аркозами в основании, перекрываются более молодыми карбонатно-туфогенными образованиями. Во вторую группу объединяются гранитоиды девонского и позднепалеозойского возраста, они слагают небольшие массивы, прорывающие все более древние комплексы. Третью группу образуют позднесилурийские гранитоиды, распространенные как в Центрально-Чингизской, так и в Абралинской зонах и слагающие очень крупные массивы.

На рассматриваемой территории гранитоиды объединены в пять комплексов, различающихся возрастом, особенностями строения и состава слагающих их пород.

Среднекембрийский кан-чингизский комплекс. Этот комплекс распространен в Центрально-Чингизской зоне. Его породы слагают несколько небольших массивов, наиболее крупными из которых являются Кан-Чингизский и Кольдененский (рис. 1). В составе комплекса выделяются две фазы. Породы первой фазы распространены незначительно только в Кан-Чингизском массиве, где слагают до 10% его общей площади, и представлены габ-



бро и габбро-диоритами. Вторая фаза образована гранитами, плагиогранитами, тоналитами и кварцевыми диоритами, которыми полностью сложен Кольдененский массив и около 80% площади Кан-Чингизского массива [Геология и металлогения..., 1977].

Массивы кан-чингизского комплекса имеют силлообразную или неправильную форму. Наиболее отчетливо выявляется форма Кольдененского массива, который представляет собой силлообразное тело мощностью от 100 до 500 м, смятое в складки вместе с вмещающими породами (см. рис. 1).

Наиболее достоверно устанавливается возраст гранитоидов Кольдененского массива. Граниты этого массива прорывают фаунистически охарактеризованные вулканогенно-осадочные толщи амгинского возраста, с образованием на контактах кварц-амфиболовых и амфиболовых роговиков, и трансгрессивно перекрываются аркозовыми гравелитами, песчаниками и органогенными известняками верхов майского яруса среднего кембрия [Геология..., 1962; Дегтярев и др., 1999]. Для Кан-Чингизского массива, прорывающего вулканогенные породы среднего кембрия, имеются К-Аг изотопные данные. Диапазон полученных датировок по биотиту достаточно широк: от 563 до 432 млн лет [Геология и металлогения..., 1977]. Таким образом, среднекембрийский (вторая половина амгинского – низы майского яруса) возраст кан-чингизского комплекса устанавливается в основном по геологическим данным и наиболее достоверно для Кольдененского массива.

Ранне-среднеордовикский чаганский комплекс. Массивы этого комплекса (Карлыбулакский, Бестамакский и Чаганский) образуют протяженный (более 50 км) почти непрерывный пояс в северо-восточной части Центрально-Чингизской зоны. Комплекс имеет двухфазное строение: первая фаза, занимающая 95% площади массивов, образована гранодиоритами, тоналитами, кварцевыми диоритами, диоритами, кварцевые монцодиоритами, монцодиоритами; вторая фаза представлена дайкообразными телами аплитов, лейкократовых граносиенитов, гранодиорит-порфиров.

Массивы чаганского комплекса представляют собой плитообразные или линзовидные тела мощностью 500–1000 м, крутопадающие на юго-запад. Гранодиориты чаганского комплекса прорывают верхнекембрийские вулканогенные толщи, с образованием на экзоконтактах плагиоклаз-амфибо-

Рис. 1. Схематическая геологическая карта центральной части хребта Чингиз

1 – нижне-среднедевонские риолиты и дациты; 2 – нижнесилурийские базальты и андезибазальты; 3 – нижнесилурийские алевролиты и песчаники; 4 – верхнеордовикские андезиты, андезибазальты, песчаники и алевролиты; 5 – среднеордовикские песчаники, алевролиты, туфы и тсфроида среднего состава; 6 – среднеордовикские кремнистые туффиты и песчаники; 7 – среднеордовикские известняки и аркозы; 8 – верхнекембрийско-среднеордовикские андезиты, риолиты, туфы среднего состава, песчаники, алевролиты; 9 – среднекембрийско-среднеордовикские аркозы, кремни, известняки, туффиты, туфо-алевролиты, туфопесчаники; 10 – среднекембрийские андезиты, дациты, туфы среднего состава, туфопесчаники; 11–17 – гранитоиды: 11, 12 – позднекаменноугольно-пермский сарышюкинский комплекс (11 – лейкограниты второй фазы, 12 – габбро и диориты первой фазы), 13 – граниты ранне-среднедевонского саргалдакского комплекса, 14 – среднедевонские граносиениты Машанской палловулканической структуры, 15 – гранодиориты и граниты позднесилурийского сарыкольского комплекса, 16 – гранодиориты ранне-среднеордовикского чаганского комплекса, 17 – граниты и гранодиориты среднекембрийского канчингизского комплекса; 18 – кайнозойские отложения; 19 – разрывные нарушения; а – Чингизский сдвиг, б – тектонические покровы, в – прочие разрывные нарушения; 20 – интрузивные массивы: 1 – Кольдененский, 2 – Кан-Чингизский, 3 – Чаганский, 4 – Бестамакский, 5 – Баимбетский, 6 – Сарыкольский, 7 – Пишпентайский, 8 – Акбинский, 9 – Саргалдакский, 10 – Сарышюкинский, 11 – Бирликийский

ловых роговиков, и трансгрессивно перекрываются аркозовыми гравелитами, песчаниками и известняками лландейльского яруса среднего ордовика [Геология..., 1962; Геология и металлогения..., 1977]. Таким образом, возраст чаганского комплекса может быть ограничен концом раннего – началом среднего ордовика.

Позднесилурийский сарыкольский комплекс. Породы этого комплекса слагают крупные массивы как в Центрально-Чингизской, так и в Абралинской зонах. В рассматриваемом районе изучены северо-западная часть Сарыкольского и центральная – Баимбетского массивов Абралинской зоны (см. рис. 1). Сарыкольский комплекс отличается многофазностью формирования массивов и более широким распространением пород основного состава по сравнению с гранитоидными массивами других возрастных групп. В массивах Абралинской зоны выделяется три фазы: первая фаза образована габбро, габбро-диоритами, диоритами; породы второй фазы, слагающие до 80% площади массивов, представлены гранодиоритами, кварцевыми диоритами и тоналитами; третья фаза сложена биотит-роговообманковыми гранитами.

Площадь рассматриваемых массивов достигает многих десятков и сотен квадратных километров. Для них характерны извилистые и пологие поверхности контактов с многочисленными провесами кровли. По геофизическим данным, интрузивы имеют гарполито- или лополитообразную формы, либо представляют собой плитообразные тела мощностью от 3 до 5 км [Магматические комплексы..., 1982; Геология и металлогения..., 1977].

Гранитоиды сарыкольского комплекса прорывают средне-верхнеордовикские и нижнесилурийские вулканогенно-осадочные толщи и, в свою очередь, прорваны ранне-среднедевонскими гранитами Саргалдакского массива и кольцевой дайкой granoносиенит-порфиров Машанской вулканической структуры (см. рис. 1) [Геология..., 1962; Геология и металлогения..., 1977]. Для рассматриваемых массивов имеются К-Аг изотопные данные (по биотиту); так, средние значения для Сарыкольского массива составляют 401 млн лет, а для Баимбетского – 418 млн лет [Геология и металлогения..., 1977]. Таким образом, как по геологическим, так и по изотопным данным устанавливается позднесилурийский возраст сарыкольского комплекса.

Ранне-среднедевонский саргалдакский комплекс. Этот комплекс объединяет Саргалдакский, Акбиикский и Пишентайский массивы, располагающиеся в центральной части Абралинской зоны (см. рис. 1). Они сложены крупно-, реже среднезернистыми лейкократовыми и биотитовыми гранитами. Жильная серия представлена телами гранит-порфиров, микродиоритов, аплитов и пегматитов. Массивы саргалдакского комплекса представляют собой небольшие (до 35 км²) штокообразные тела с крутопадающими контактами.

Граниты саргалдакского комплекса прорывают средне-верхнеордовикские вулканогенно-осадочные толщи и позднесилурийские гранодиориты Баимбетского массива. К-Аг изотопные датировки имеют большой разброс. Для Саргалдакского массива по валовым пробам получены значения 308–368 млн лет при среднем 343 млн лет. Из гранитов Акбиикского массива возраст двух проб по биотиту составляет 392 и 397 млн лет [Геология и металлогения..., 1977]. Учитывая крайне низкую надежность датировок по валовым пробам, на основании анализа геологических и геохронологических

ких данных наиболее вероятным следует считать раннедевонский возраст саргалдакского комплекса.

Позднекаменноугольно-раннепермский сарышокинский комплекс. Комплекс объединяет Сарышокинский и Бирликский массивы, расположенные в Центрально-Чингизской зоне (см. рис. 1). Комплекс формировался в две фазы. Первая фаза – биотитовые габбро и диориты слагают центральную часть Сарышокинского массива. Вторая фаза – лейкограниты, граниты и редкие гранодиориты образуют внешнее кольцо Сарышокинского массива и полностью слагают Бирликский массив. Массивы прорывают верхнекембрийские и раннеордовикские вулканогенно-осадочные толщи. Среднее значение K/Ar возраста, полученное по пробам биотита, для Сарышокинского массива составляет 303 ± 10 млн лет, а для Бирликского – 262 млн лет [Самыгин, 1974; Геология и металлогения..., 1977]. Таким образом, возраст сарышокинского комплекса определяется как позднекаменноугольно-раннепермский.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Петрогенные элементы

К собственно гранитам ($SiO_2 > 68\%$) из всего проанализированного материала относится около трети образцов, остальные представлены гранодиоритами и породами среднего состава (рис. 2). На диаграммах Харкера для каждого массива наблюдается снижение содержаний TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , P_2O_5 с ростом SiO_2 , поведение Al_2O_3 , Na_2O , K_2O незакономерно (см. рис. 2).

По соотношению SiO_2 и K_2O все исследованные гранитоиды распадаются на две группы, относящиеся к известково-щелочной и высококалиевой известково-щелочной сериям (рис. 3). Это, соответственно, породы раннепалеозойских кан-чигизского¹ и чаганского комплексов и постордовикские гранитоиды сарыкольского, саргалдакского и сарышокинского комплексов. Граниты высококалиевой известково-щелочной серии характеризуются $K_2O/Na_2O > 1$. Все без исключения граниты известково-щелочной серии и породы среднего состава имеют $K_2O/Na_2O < 0.7$.

Гранитоиды обеих серий характеризуются схожей степенью насыщения Al относительно суммы Ca , K и Na (индекс ASI), которая не превышает 1.1, при этом большая часть образцов принадлежит интервалу от 0.9 до 1.1 и довольно равномерно в нем распределена. Породы с содержанием SiO_2 ниже 65% имеют ASI ниже значения 0.9.

Редкие и редкоземельные элементы

Мультиэлементные спектры распределения гранитоидов всех комплексов характеризуются пониженными относительно среднего уровня содержаниями Rb , Th , Nb , Ti (рис. 4, А–Л). В отношении Sr и Ba среди гранитоидов выделяются как обогащенные этими элементами (см. рис. 4, Б–Д, З), так и

¹ Необходимо отметить, что, по-видимому, для части пород пониженные содержания калия являются результатом вторичной альбитизации, поэтому часть образцов попадает в поле толеитовой серии.

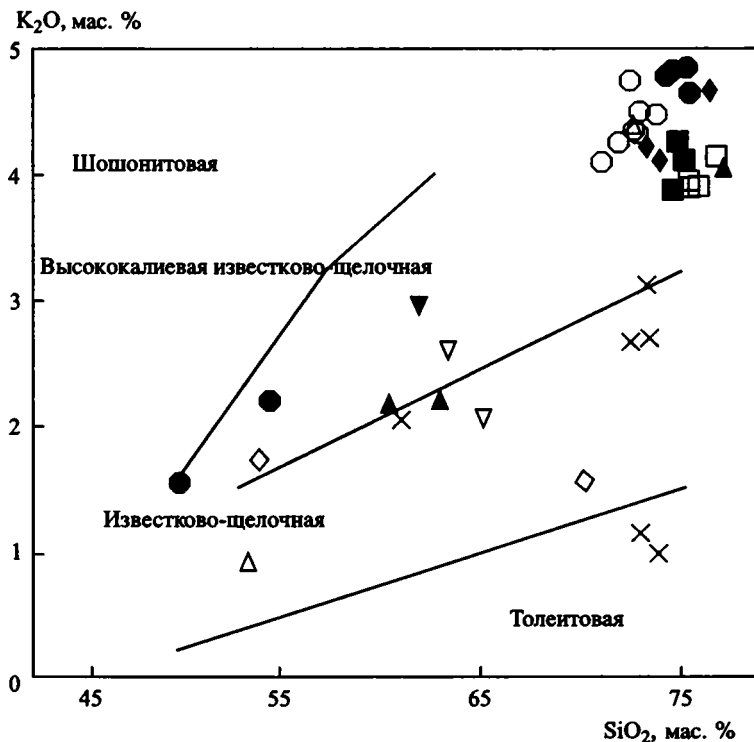


Рис. 3. Диаграмма $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ для гранитоидов хребта Чингиз
Условные обозначения см. на рис. 2

обедненные разности (см. рис. 4, А, К). На фоне довольно широкого разброса данных, характерного для изученных гранитов, гранодиориты и породы среднего состава имеют значительно более выдержанные спектры распределения элементов с более высокими содержаниями “дефицитных” в гранитах Ti, V, Cr.

На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса и др. [Pearce et al., 1984] (рис. 5) точки всех гранитоидов попадают в поле гранитов вулканических дуг. Породы известково-щелочной серии на этой диаграмме отстоят дальше от границы синколлизийные граниты – островодужные граниты в силу того, что имеют более низкие концентрации Rb.

Среди изученных пород выделяются гранитоиды как с низкими отношениями $\text{Rb/Sr} < 0.3$, так и с значительно более высокими – максимально до 21 (таблица). К первому типу относятся гранитоиды среднекембрийского канчингизского комплекса, ранне-среднеордовикского чаганского комплекса; ко второму – ранне-среднедевонского саргалдакского комплекса и пермского сарышокинского комплекса.

Спектры распределения РЗЭ в изученных образцах довольно разнообразны (рис. 6). Общей тенденцией является то, что от более древних к более молодым комплексам в гранитоидах отмечается рост отношения La/Yb . При

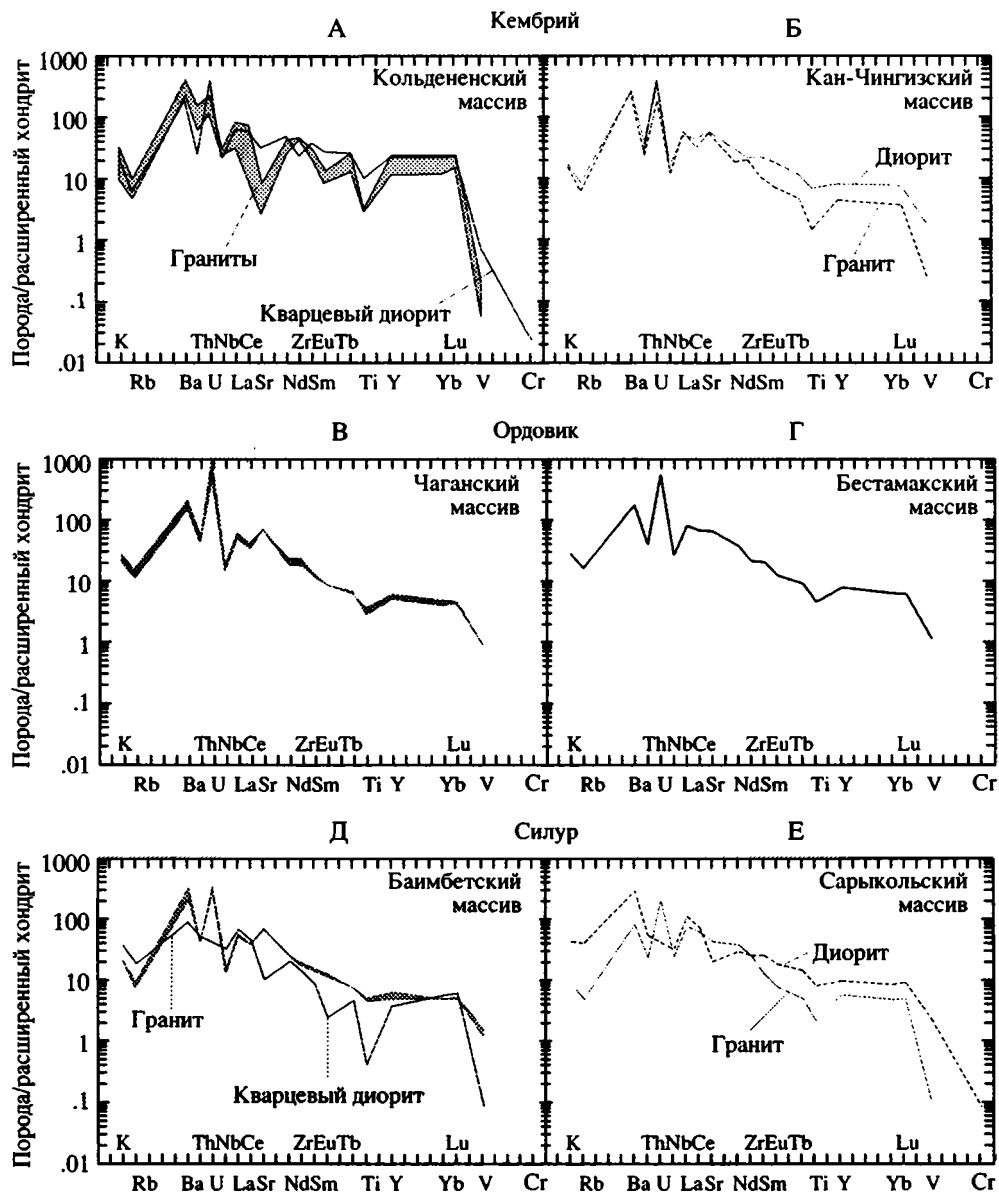


Рис. 4. Мультиэлементные диаграммы для гранитоидов хребта Чингиз

этом породы среднего состава и гранодиориты всех комплексов по характеру спектров распределения РЗЭ очень близки, но различаются суммарными концентрациями.

Кан-чингизский комплекс. Для гранитов и плагиогранитов Кольдененского массива характерны слабофракционированные спектры распределения РЗЭ и хорошо выраженная отрицательная Eu-аномалия (см. рис. 6, А). В диорите из этого массива дефицита европия нет, но в целом линия распре-

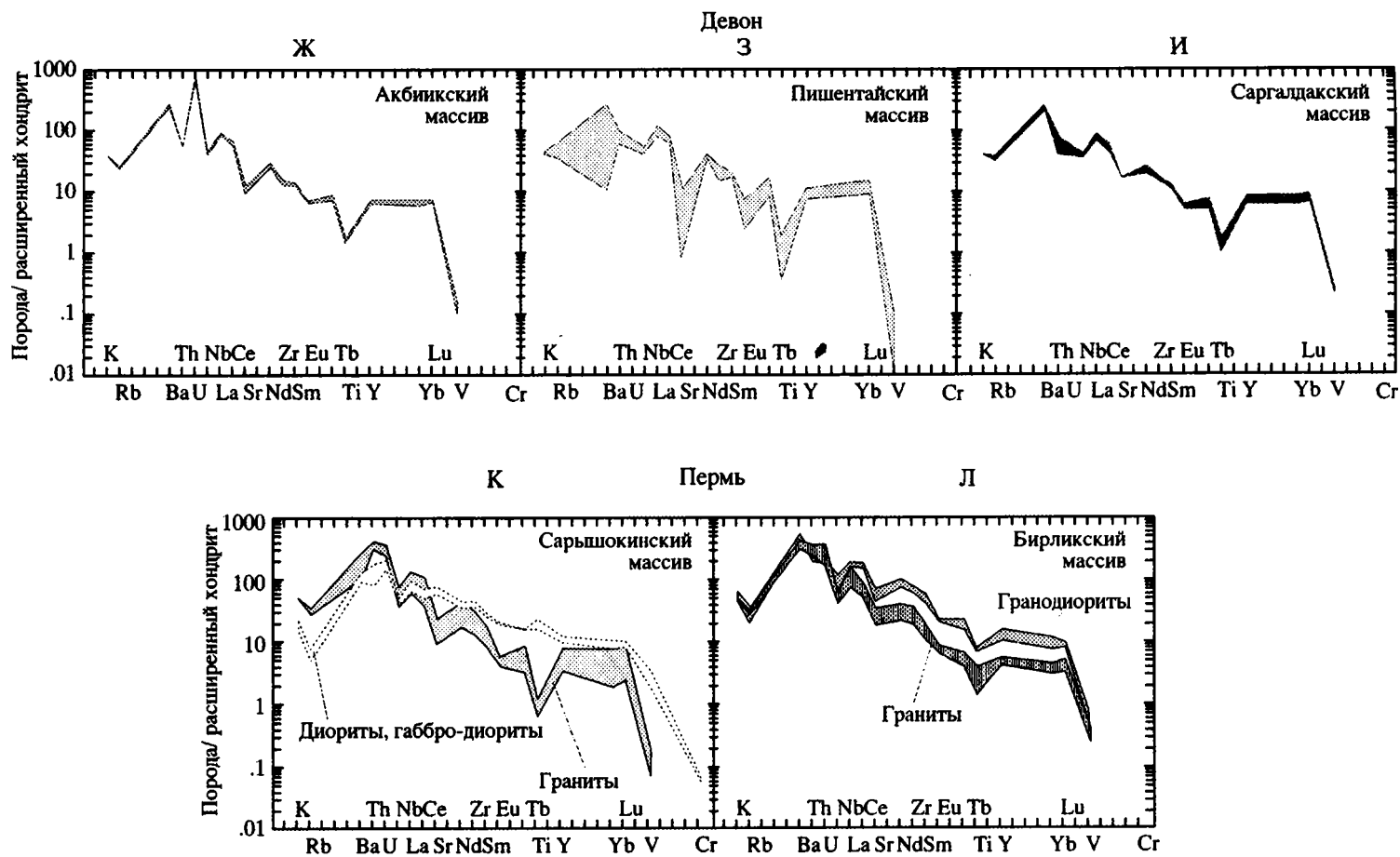


Рис. 4 (окончание)

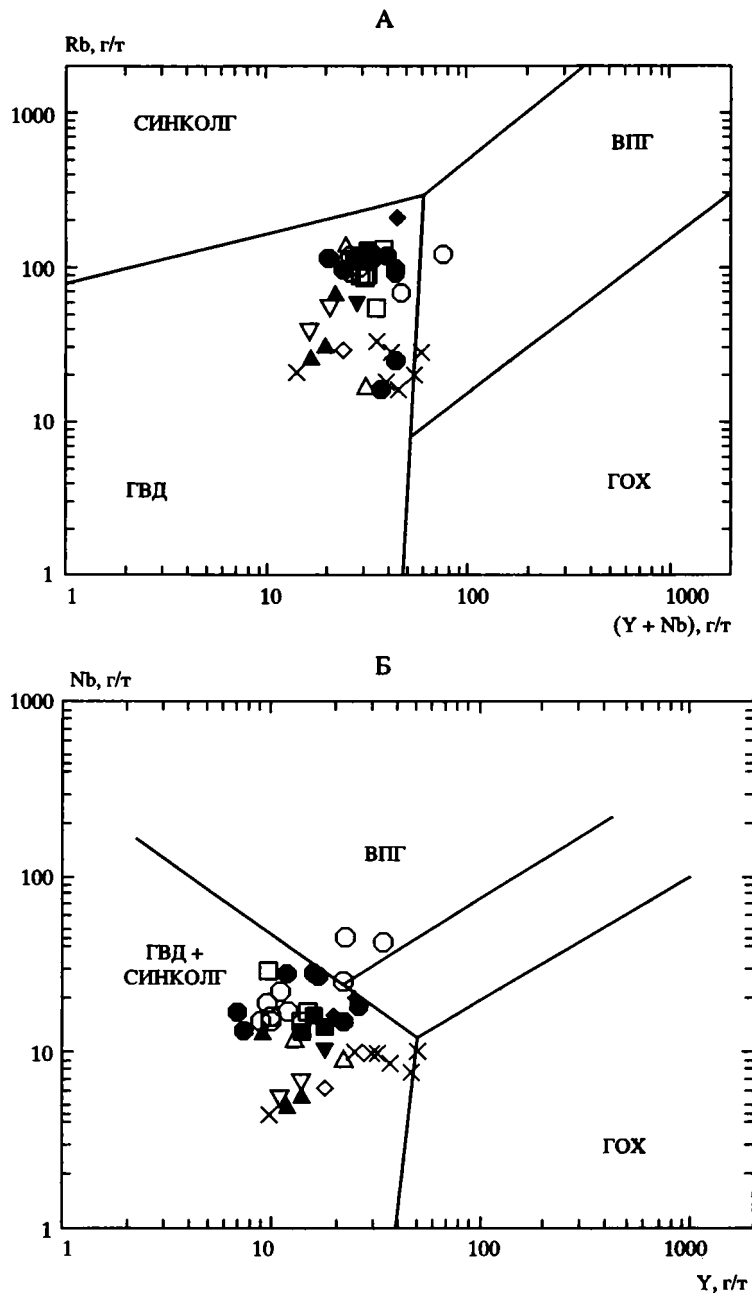


Рис. 5. Диаграммы $(Y + Nb)$ -Rb (А) и Y -Nb (Б) [Pearce et al., 1984] для гранитоидов хребта Чингиз

Граниты: СИНКОЛГ – коллизионные, ГВД – вулканических дуг, ВПГ – внутриплитные, ГОХ – океанических хребтов.

Условные обозначения см. на рис. 2

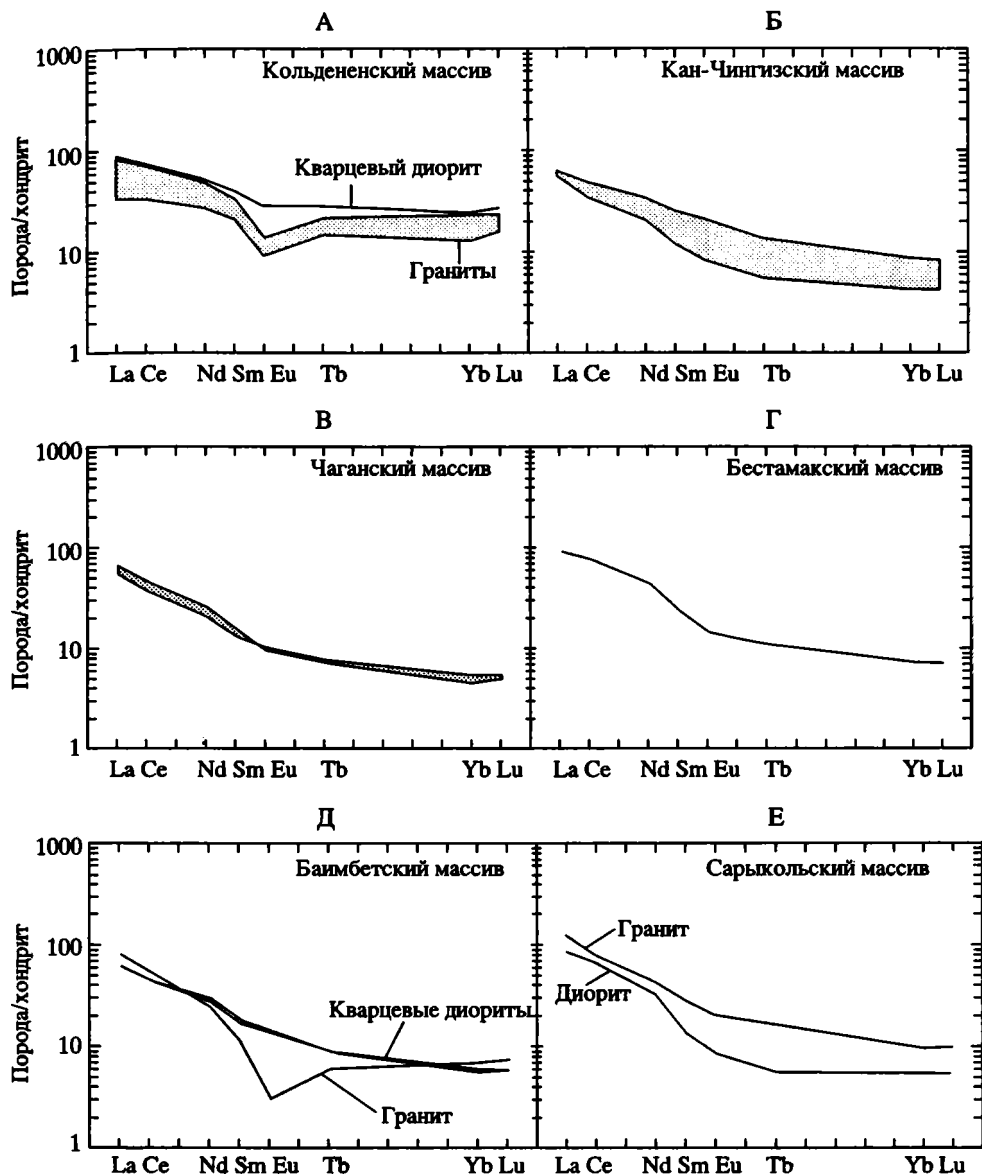


Рис. 6. Хондрит-нормализованные спектры распределения РЗЭ для гранитоидов хребта Чингиз

деления параллельна таковой для гранитов при более высоком общем содержании РЗЭ. Породы Кан-Чингизского массива отличаются от кольдененских пород повышенным La/Yb отношением, обусловленным сравнительно низким содержанием тяжелых РЗЭ (см. рис. 6, Б).

Чаганский комплекс. Гранитоиды Бестамакского и Чаганского массивов по распределению РЗЭ весьма похожи на породы Кан-Чингизского мас-

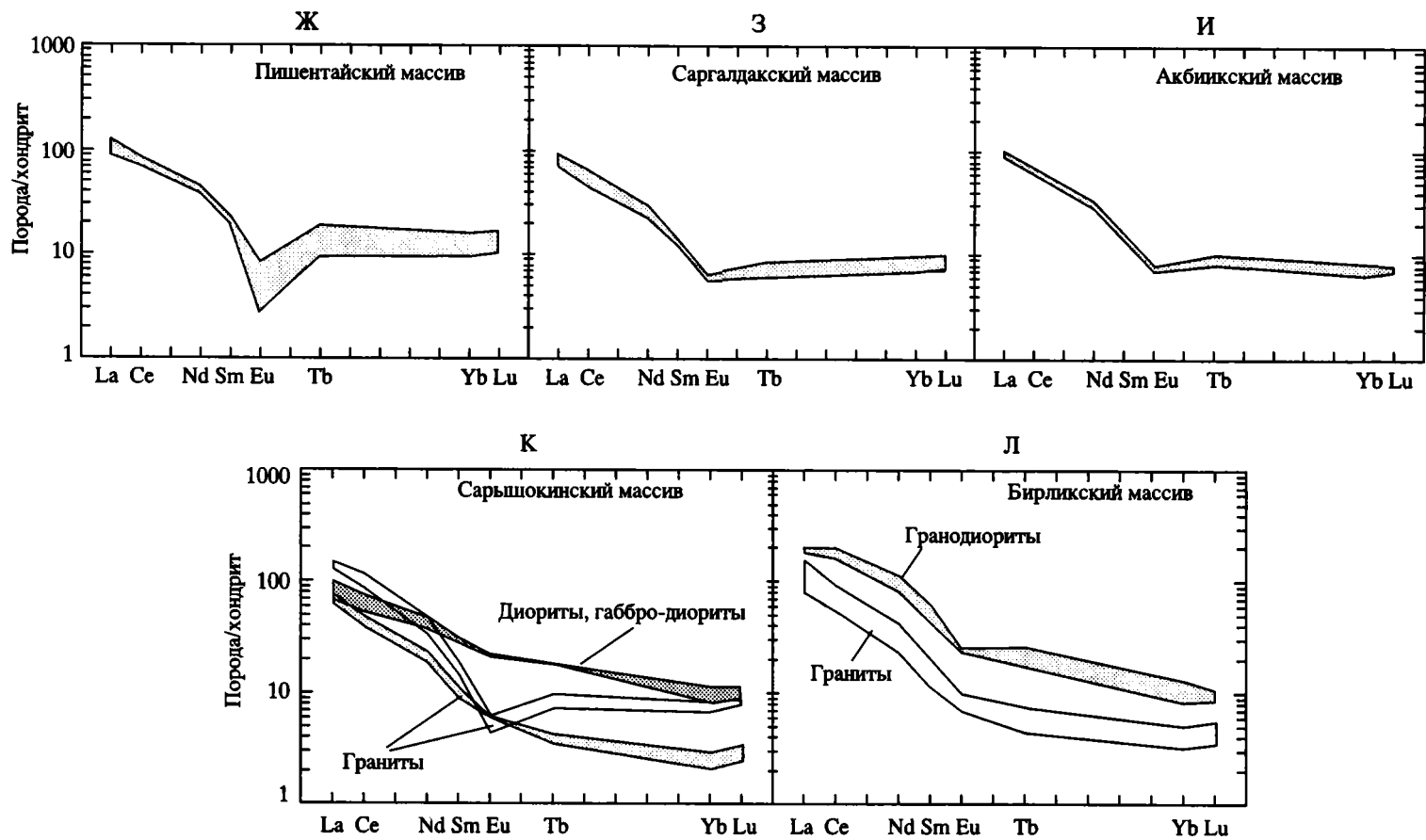


Рис. 6 (окончание)

сива (см. рис. 6, В). В гранодиоритах слабо выражена отрицательная Eu-аномалия.

Сарыкольский комплекс. Для гранитов и лейкогранитов характерны сравнительно более фракционированные спектры РЗЭ, чем для среднекембрийских и среднеордовикских гранитоидов, с хорошо проявленной в граните Баимбетского массива отрицательной Eu-аномалией (см. рис. 6, Д). Однако обращает на себя внимание, что в граните Сарыкольского массива Eu-аномалия слабо выражена.

Саргалдакский комплекс. При общем сходстве графиков распределения РЗЭ в гранитах комплекса хорошо видно, что характерная для всех образцов отрицательная Eu-аномалия становится больше в ряду Акбиинский – Саргалдакский – Пишентайский массивы с ростом содержания тяжелых РЗЭ (см. рис. 6, Ж–И).

Сарышокинский комплекс. Для гранитоидов комплекса характерен весьма широкий диапазон изменения суммарной концентрации РЗЭ (см. рис. 6, К, Л). Примечательно, что при самых низких среди всех изученных пород содержаниях тяжелых РЗЭ, граниты Сарышокинского массива лишены отрицательной Eu-аномалии. Породы среднего состава этого массива отличаются от гранитов более пологим, за счет более высоких содержаний тяжелых РЗЭ, спектром распределения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты позволяют наметить черты сходства и различия гранитоидов разновозрастных комплексов и некоторые общие закономерности химической эволюции кислого магматизма, а также сделать предположения о возможных источниках гранитного расплава по аналогии с подходами, использованными при изучении гранитоидов Северного Казахстана [Шатагин и др., 2001], Восточного Урала [Шатагин и др., 2000], Таймыра [Верниковский и др., 1999; Верниковский и др., 2002].

Данные экспериментальной петрологии свидетельствуют о том, что источник гранитной магмы по соотношению содержаний SiO_2 и K_2O обычно принадлежит той же серии, что и образовавшиеся из него гранитоиды [Petford, Clemens, 1993], при условии, что не происходило контаминации исходного расплава. Исходя из этого, можно предположить, что магмы раннепалеозойских и постордовикских гранитов выплавлялись из разного вещества. Источником раннепалеозойских гранитоидов кан-чингизского и чаганского комплексов являлись породы известково-щелочной серии, а источник более молодых гранитоидов был образован породами высококалиевой известково-щелочной серии.

Гранитоиды обеих выделенных групп характеризуются одинаковой степенью насыщения Al относительно суммы Ca, K и Na, которая не превышает 1.1, и по этому параметру они соответствуют I-типу гранитов, в редких случаях – переходному к I-S-типу гранитов. Это позволяет предполагать, что их источник представлен магматическими или метаморфизованными магматическими породами [Chappell, White, 1992]. Косвенно это подтверждается тем, что в поле составов всех рассмотренных в статье гранитоидов на

**Сводная таблица геохимических характеристик исследованных пород
гранитоидных комплексов хребта Чингиз**

Комплекс	Возраст	Массив	K ₂ O/Na ₂ O
Кан-чингизский	Є ₂	Кан-Чингизский Кольдененский	0.4–0.5 0.2–0.7
Чаганский	O _{1–2}	Чаганский Бестамакский	0.4–0.7
Сарыкольский	S ₂	Сарыкольский Баимбетский	1.0–1.3 0.5–1.0
Саргалдакский	D _{1–2}	Саргалдакский Акбийский	1.0–1.2
Сарышокский	C ₃ –P ₁	Сарышокский Бирликский	1.05–1.65

Примечание. ASI – индекс насыщения алюминием (alumina saturation index) – соотношение молекулярных количеств Al₂O₃ / (CaO+Na₂O+K₂O); La_n / Yb_n – отношение концентраций, нормированных по хондриту; Eu_n/Eu* – отношение концентрации европия, нормированного по хондриту, к рассчитанному содержанию европия.

диаграмме (Fe+Mg+Ti) – [Al–(K+Na+2Ca)] (рис. 7) попадают точки составов жидкостей, полученных в результате эксперимента по плавлению низкоглиноземистого магматического протолита [Villasaca et al., 1998] (см. рис. 7). Нельзя, однако, исключать возможность образования части гранитоидов при плавлении субстрата, образованного туфотерригенными и вулканогенно-обломочными породами [Barker et al., 1992; Altherr et al., 2000; Shinjoe, 1997]. Этому предположению не противоречат данные по геохимии главных элементов верхнекембрийских и ордовикских вулканомиктовых песчаников (среднее значение ASI = 0.95), находящихся в единой ассоциации с андезибазальтами и андезитами (0.71–1.08).

По соотношению Rb, Y, Nb изученные гранитоиды попадают в поле гранитов вулканических дуг [Pearce et al., 1984]. В последующие после опубликования этой работы годы сложилось мнение, что диаграммы отражают обстановку образования не самих гранитов, а их источника [Barker et al., 1992; Roberts, Clemens, 1993]. Однако проверка, проведенная на основе аккуратно выбранных примеров гранитоидов из различных тектонических обстановок [Forster et al., 1997], показала, что во многих случаях формальные выводы могут соответствовать действительной обстановке образования, что, тем не менее, не отменяет распространения выводов на природу источника.

Несмотря на то что рассмотренные гранитоиды характеризуются рядом общих черт химического состава, полученные данные позволяют наметить некоторые закономерности эволюции состава гранитоидов в течение палеозоя. Наибольшие различия в составе фиксируются между раннепалеозойскими гранитоидами, с одной стороны, и девонско-позднепалеозойскими – с другой.

ASI	Rb/Sr	La _n /Yb _n	Eu _n /Eu*
0.90–1.07	0.03–0.04 0.06–0.90	3–5 3–6	0.4–0.8
0.86–0.91	0.05–0.07	12–13	0.7–0.9
1.1	0.60–21.00 0.03–0.50	12–23 11–12	0.1–0.8
1.02–1.14	0.60–0.70 0.60–6.50	8–14 2–15	0.2–0.6
0.93–1.08	0.35–1.09 0.08–0.52	9–41 15–38	0.4–0.9

Гранитоиды раннего палеозоя образуют небольшие деформированные массивы, сложенные преимущественно тоналитами и гранодиоритами. Для них характерны наиболее низкие содержания K, Rb/Sr и La/Yb отношений. Обоеднение тяжелыми РЗЭ в спектрах распределения редких земель, характерное для гранитоидов Кан-Чингизского массива, может объясняться их происхождением в результате частичного плавления мафического субстрата, при сохранении граната в рестите. Об этом же свидетельствуют отсутствие отрицательных Eu-аномалий и высокие Sr/Y отношения в гранитоидах. Наличие плагиогранитов с отрицательной Eu-аномалией среди пород Кольдененского массива, вероятно, связано с кристаллизационным фракционированием плагиоклаза.

Строение раннепалеозойских гранитоидных массивов, их соотношение с вмещающими вулканогенными толщами, особенности состава вулканитов и гранитоидов свидетельствуют о формировании тех и других в пределах длительно развивавшейся Чингизской островодужной системы. Эта островодужная система многими исследователями рассматривалась как энсиматическая, однако присутствие на ранних этапах ее развития гранитоидных комплексов и значительного количества кислых эффузивов позволяет предполагать наличие в ее фундаменте сиалического субстрата. Для корректного решения этого вопроса необходимо получение в будущем данных по изотопному составу гранитоидных комплексов.

Девонские и позднепалеозойские гранитоиды слагают почти изометричные недеформированные плутоны и представлены преимущественно гранитами и лейкогранитами. Они характеризуются повышенными содержаниями K, индекса ASI, Rb/Sr и La/Yb отношениями. Проявление в этих породах отчетливой отрицательной Eu-аномалии свидетельствует о том, что плавление

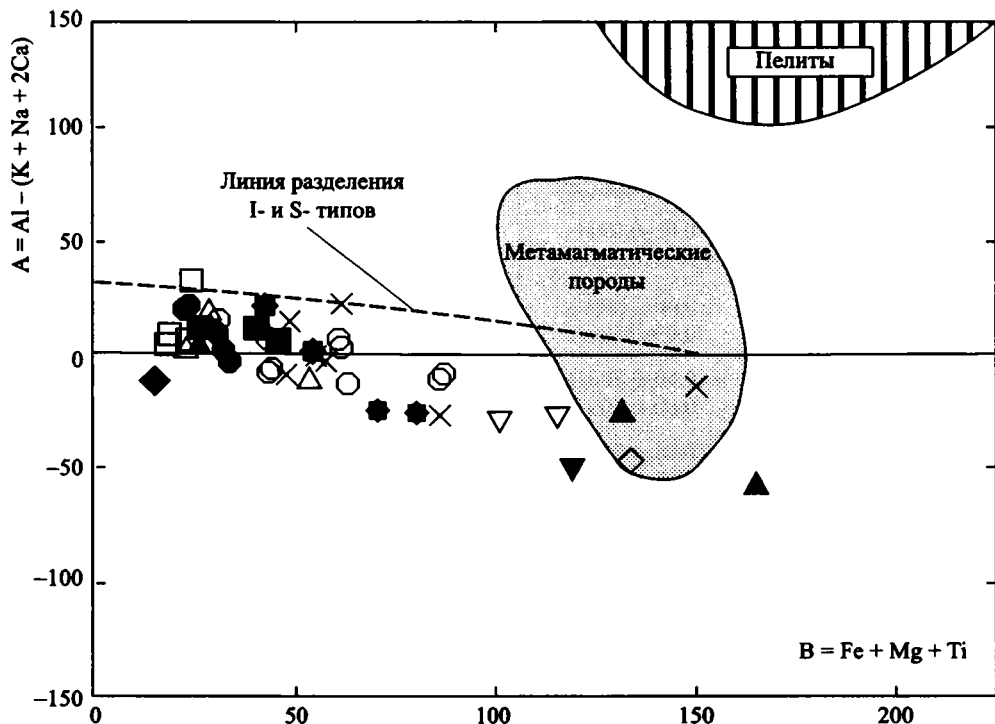


Рис. 7. Диаграмма $(Fe + Mg + Ti) - [Al - (K + Na + 2Ca)]$ [Villasaca et al., 1997] для гранитоидов хребта Чингиз

Условные обозначения см. на рис. 2

ние происходило при относительно небольшом вовлечении в этот процесс плагиоклаза, который оставался в рестите.

Структурное положение и состав средне-позднепалеозойских гранитоидов, а также их ассоциация с наземными вулканическими комплексами кислого состава, позволяет предположить, что кора этого региона к среднему-позднему палеозою стала более мощной и зрелой. В среднем-позднем палеозое Чингизский регион являлся частью активной окраины Казахстанского континента, которая маркировалась вулканоплутоническими поясами [Рязанцев, 1999].

Среди пород позднепалеозойского сарышокинского комплекса значительную роль по сравнению со всеми предшествующими комплексами играют базиты (диориты, габбро-диориты). Появление гранитного расплава может быть объяснено плавлением корового субстрата под влиянием тепла кристаллизации базитовых интрузий. Проверка сделанного предположения возможна только с привлечением данных изотопно-геохимических исследований пород сарышокинского комплекса.

Особое место в эволюции гранитоидного магматизма принадлежит позднесилурийским гранитоидам. Породы этого возраста образуют наиболее крупные недеформированные массивы, распространенные в обеих рассмотренных зонах. Они обладают промежуточными петрогеохимическими характеристиками по отношению к более молодым и более древним гранито-

идам (см. таблицу). Становление позднесилурийских гранитоидов может быть связано с завершением развития Чингизской островодужной системы. Появление больших объемов гранитоидов требует мощного эндогенного источника тепла. В литературе в качестве такого источника часто рассматривается базальтовое вещество, выплавляющееся из астеносферной мантии и поступающее в основание коры при отрыве части океанической плиты в зоне субдукции [Хаин, 1995].

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Распределение редких элементов в гранитоидах всех изученных комплексов позволяет связывать процесс их формирования с надсубдукционными обстановками. Формирование раннепалеозойских гранитоидов совпадает с разными этапами эволюции Чингизской островодужной системы, а средне-позднепалеозойских – с развитием активной окраины Казахстанского каледонского континента.

2. Источником гранитоидных магм могли служить метамагматические породы, в том числе вулканогенные комплексы известково-щелочной и высококалиевой известково-щелочной серий.

3. Петрогеохимические особенности гранитоидных комплексов указывают на отсутствие среди них типичных S-гранитов с индексом $ASI > 1.1$, что может свидетельствовать о существовании в Чингизском регионе коры переходного типа в раннем и среднем палеозое.

4. Увеличение в составе гранитоидных комплексов доли гранитных и лейкогранитных пород, рост калиевости, индекса глиноземистости, отношений Rb/Sr от раннепалеозойских к позднепалеозойским гранитоидам отражают рост мощности коры и ее постепенное превращение из коры переходного типа в зрелую континентальную.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 00-05-64646, 03-05-64782). Авторы выражают глубокую признательность М.Л. Баженову, Н.М. Левашовой и А.К. Коллинзу за неоценимую помощь в проведении полевых работ и сборе коллекции образцов.

ЛИТЕРАТУРА

- Верниковская А.Е., Пиш В.Л., Верниковский В.А. и др. Геохимия и петрология позднепротерозойских гранитов Мамонто-Шренковского террейна (Центральный Таймыр) // Геохимия. 2002. № 5. С. 486–498.
- Верниковский В.А., Ковач В.П., Котов А.Б. и др. Источники гранитоидов и этапы формирования континентальной коры Таймырской складчатой области // Геохимия. 1999. № 6. С. 1–11.
- Геологическая карта Казахской ССР. М-6 1:500 000. Восточноказахстанская серия. Объяснительная записка. Алма-Ата: Мин-во геологии КазССР, 1979. 184 с.
- Геология и металлогения Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Алма-Ата: Наука, 1977. 160 с.
- Геология Чингизской геоантиклинорной зоны (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1962. 168 с.
- Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. М.: Наука, 1999. 123 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 513).

- Дегтярев К.Е., Дубинина С.В., Орлова А.Р. Стратиграфия и особенности строения нижнепалеозойского карбонатно-кремнисто-туфогенного комплекса хребта Чингиз (Восточный Казахстан) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7, № 5. С. 93–99.
- Магматические комплексы Казахстана: Чингиз-Тарбагатайская складчатая система. Алма-Ата: Наука, 1982. 168 с.
- Самыгин С.Г. Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана. М.: Наука, 1974. 208 с.
- Самыгин С.Г. Комплексы и структуры переходной стадии // Тектоника Казахстана: Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана. М-б 1 : 2 500 000. М.: Наука, 1982. С. 50–82.
- Самыгин С.Г. Центральный и Восточный Казахстан // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 180–188.
- Рязанцев А.В. Структуры среднепалеозойской активной окраины в Казахстане: латеральные ряды, миграция // ДАН. 1999. Т. 369, № 5. С. 659–664.
- Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1995. 190 с.
- Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е., Астраханцев О.В., Лучицкая М.В. Неоднородность континентальной коры Восточного Урала: результаты изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитных комплексов // Геотектоника. 2000. № 5. С. 44–60.
- Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е., Голубев В.Н. Вертикальная и латеральная неоднородность коры Северного Казахстана: данные геохронологического и изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидов // Геотектоника. 2001. № 5. С. 26–44.
- Alther R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany) // Lithos. 2000. V. 50, N 1. P. 51–73.
- Barker F., Farmer G.L., Ayuso R.A. et al. The 50 Ma granodiorite of the eastern Gulf of Alaska: Melting in an accretionary prism in the forearc // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97, N B5. P. 6757–6778.
- Chappell B.W. Aluminum saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites // Lithos. 1999. V. 46. P. 535–551.
- Chappell B.W., White A.J.R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci. 1992. V. 83. P. 1–23.
- Forster H.-J., Tischendorf G., Trumbull R.B. An evaluation of the Rb vs. (Y + Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks // Lithos. 1997. Vol. 40. P. 261–293.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25. P. 956–983.
- Petford M.P., Clemens J.D. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids // Geology. 1993. Vol. 21, N. 9. P. 825–828.
- Shinjoe H. Origin of the granodiorite in the forearc region of the southwest Japan: Melting of the Shimanto accretionary prism // Chem. Geol. 1997. Vol. 134. P. 237–255.
- Villaseca C., Barbero L., Rogers G. Crustal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of Central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints // Lithos. 1997. Vol. 43. N 2. P. 55–79.

ПОЗДНЕДЕВОНСКИЕ ПЛЮМТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПЛЕЙТТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В КАЗАХСТАНЕ

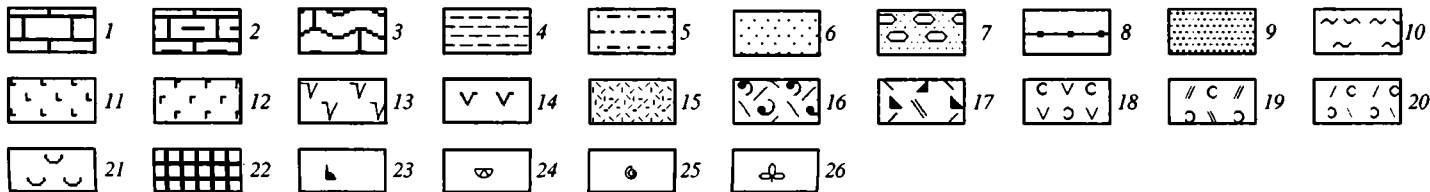
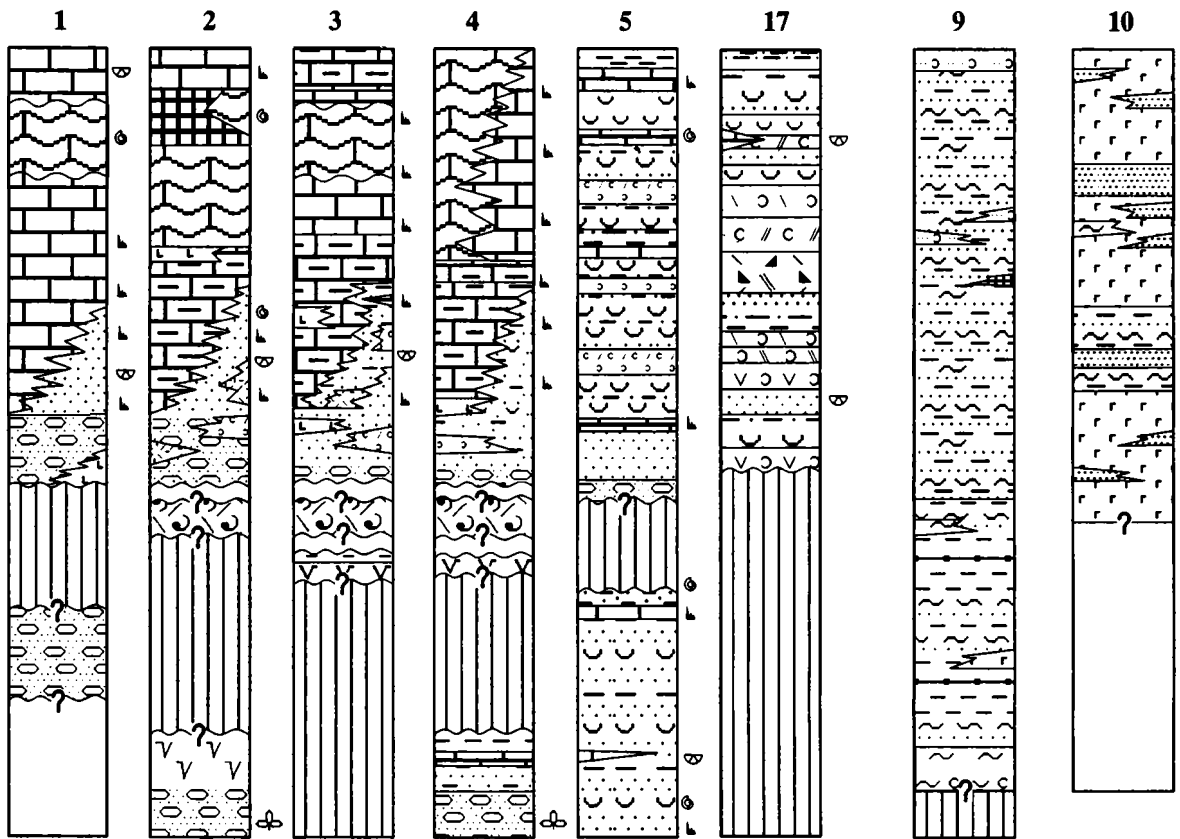
В настоящее время внимание исследователей все более привлекают проблемы взаимоотношения процессов на границах плит, описываемых плейттектоникой, с внутриплитными событиями, имеющими плюмтектоническое происхождение [Никишин, 2002; Никишин, Якубчук, 2002; Puchkov, 2003]. Достаточно детально изученная история геологического развития Казахстана [Геологическое строение..., 2000] и прилегающих территорий в девоне позволяет на конкретном материале проанализировать эти взаимоотношения.

ВНУТРИПЛИТНЫЕ СОБЫТИЯ

В Казахстане и на Северном Тянь-Шане к началу девона сформировался крупный Казахстанско-Тянь-Шаньский континентальный блок (эпикаледонский срединный массив, по Ю.А. Зайцеву [1984]). На протяжении среднего–позднего палеозоя происходило наращивание этого блока за счет последовательного причленения к нему аккреционных и флишевых комплексов Джунгаро-Балхашского палеоокеанического бассейна и проградации вулканических поясов в сторону палеоокеана. При этом для каждого временного интервала устанавливается полный латеральный ряд структур активной окраины, включающий задуговые прогибы, вулканический пояс, преддуговые прогибы и аккреционные призмы [Рязанцев, 1999]. В середине живетского века причленение комплексов ранне-среднедевонского преддугового прогиба к краю континентального блока было отмечено тельбесской фазой деформаций [Тевелев, 2003].

Во второй половине франского века большая часть Казахстанско-Тянь-Шаньского континентального блока испытала общее поднятие и денудацию (рис. 1, разрезы 1–4). В самом конце франского века, во время, близкое к конodontовой зоне *Palmatolepis linguiformis*, появляются первые признаки деструкции массива. Вначале это было локальное проявление андезитового, участками ультракалиевого вулканизма (трахиандезиты, андезидациты, трахидациты) [Кошелева, Тевелев, 1989], которое сменилось формированием специфической формации ультракалиевых риолитов (УКР).

Ярус	Зоны по конодонтам
фраменский	<i>praesulcata</i>
	<i>expansa</i>
	<i>postera</i>
	<i>trachytera</i>
	<i>marginifera</i>
	<i>rhomboidea</i>
	<i>crepida</i>
	<i>triangularis</i>
франский	<i>linguiformis</i>
	<i>rhenana</i>
	<i>jamieae</i>
	<i>hassi</i>
	<i>punktata</i>
	<i>transitans</i>
	<i>falsiovalis</i>



Формация УКР широко проявлена в Атасуйском районе, в Успенской и Аксоран-Акжалской зонах [Бахтеев и др., 1977; Гос. геол. карта..., 1991; Бурштейн и др., 1996; Бурштейн, Урываева, 1988] (рис. 1, разрезы 2–4). Подавляющую часть формации составляют флюидалные калиевые риолиты и калиевые риолитовые игнибриты, которые являлись продуктами излияний высокоподвижных, пересыщенных летучими соединениями магм. Это были наземные извержения центрального типа, нередко трещинные, близкие к ареальным. Вулканические аппараты приурочены к крупным разломам субширотного и северо-западного простирания. Ареал распространения формации 300 × 500 км. Анализ происхождения УКР как в Казахстане, так и в других регионах, проведенный рядом авторов [Бахтеев и др., 1986; Ботряков, 1985; Бурштейн и др., 1996; Калясников, 1997], показал, что их образование связано с дроблением континентальной коры и проникновением в нее подкоровых флюидов, обогащавших магму калием. Привнос калия, а также фтора, серы, CO₂ и других летучих соединений в очаги вулканизма был необходимой предпосылкой формирования УКР. Породы формировались в условиях высокой газо- и водонасыщенности остаточной магмы. Парагенетически связана с УКР рассеянная или образующая мелкие концентрации минерализация TR, Y, Zr, U, Bi, CaF₂. Характерно, что отдельные (обычно небольшие) очаги вулканизма, формировавшие УКР, продолжали функционировать и в течение раннефаменского времени.

Вслед за образованием наземной формации УКР в центральной части Казахстанско-Тянь-Шаньского массива в результате деструкции земной коры сформировалась широтно ориентированная Каракенгирско-Жайильминско-Успенская система прогибов – рифтовая система (рис. 2).

Из анализа стратиграфических данных [Веймарн и др., 1997] видно, что время начала этого процесса, вероятно, соответствовало границе конодонтовых зон *linguiformis* – *triangularis* (или было заключено внутри зоны *triangularis*). Прогибы начали формироваться вследствие проседания их днщ по системе широтно ориентированных (современные координаты) глубоко проникающих конседиментационных разломов, в большинстве случаев секущих предшествующие структуры. Проседание сопровождалось трансгрессией моря в эти прогибы и происходило почти одновременно по всей почти тысячекилометровой длине рифтовой системы. Об этом свидетельствует одновременное по-

←
Рис. 1. Сводные стратиграфические разрезы верхнедевонских комплексов Казахстана (номера разрезов соответствуют номерам геологических структур на рис. 2)

1 – известняки; 2 – глинистые и кремнисто-углисто-глинистые известняки; 3 – красноцветные узловато-слоистые известняки; 4 – аргиллиты и глинистые сланцы; 5 – алевролиты; 6 – песчаники; 7 – конгломераты; 8 – яшмы; 9 – кремни; 10 – кремнистые алевролиты; 11 – субцелочные базальты и трахибазальты; 12 – толситовые базальты; 13 – трахиандезиобазальты; 14 – трахиандезидациты; 15 – ультракалиевые риолиты; 16 – ультракалиевые риолитовые игнибриты; 17 – автомагматические брекчии риодацитов; 18 – туфы андезитов; 19 – туфы дацитов; 20 – туфы риолитов; 21 – пепловые туфы и туффиты; 22 – железомарганцевые руды; 23–26 – органические остатки: 23 – конодонтов, 24 – брахиопод, 25 – амmonoидей, 26 – флоры

Разрезы составлены по данным: 1 – М.В. Мартыновой, Т.Н. Воронцовой, В.А. Голубовского, А.Б. Веймарна; 2 – Ю.А. Васюкова, Е.И. Бузмакова, А.В. Кузьмина, В.И. Щибрика; 3 – Е.Ф. Бурштейна, А.П. Урывасовой, М.В. Мартыновой, Т.Н. Воронцовой; 4 – А.В. Тевелсева, И.А. Кошелевой, Ю.Ф. Кабанова, Т.Н. Воронцовой; 5 – О.Е. Беляева, И.А. Пославской, Т.Н. Воронцовой, А.Б. Веймарна, С.Х. Хамзина, Г.Е. Шинкарева; 17 – В.Я. Кошкина, 9 – К.Е. Дегтярева, 10 – С.Г. Самыгина, В.А. Аристова, С.В. Руженцева

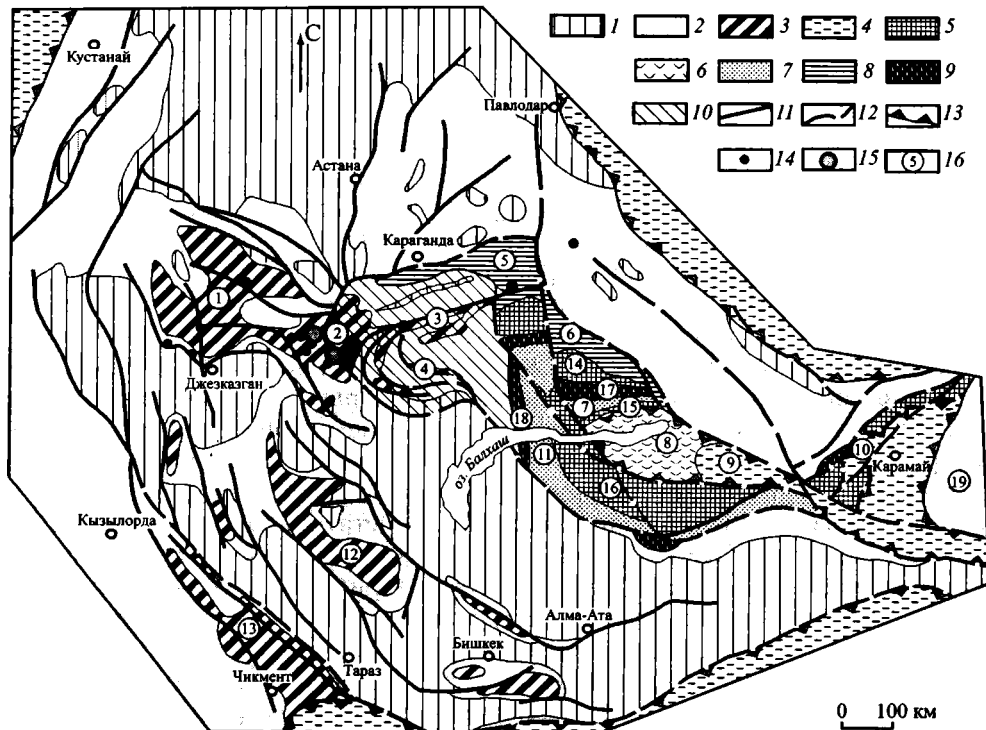


Рис. 2. Схема распространения фаменских комплексов Казахстана и прилегающих территорий

1–3 – комплексы континентальных блоков: 1 – области отсутствия отложений, 2 – с мощностями менее 500 м, 3 – рифтогенных прогибов с мощностями более 500 м; 4 – комплексы палеоокеанических бассейнов; 5–9 – комплексы переходных зон: 5 – междуговых и задуговых поднятий, 6–8 – прогибов (6 – преддуговых, 7 – междуговых, 8 – задуговых), 9 – вулканических дуг; 10 – область проявления тельбесской фазы деформаций; 11 – конседиментационные разломы; 12 – разломы более молодого возраста; 13 – границы континентальных блоков; 14, 15 – железомарганцевые месторождения: 14 – мелкие и средние, 15 – крупные; 16 – геологические структуры (цифры в кругах): прогибы – 1 – Каракенгирский, 2 – Жайлыминский, 3 – Успенский, 4 – Аксоран-Акжалский, 5 – Карасорский, 6 – Предчингизский, 7 – Саянский, 8 – Северо-Джунгарский, 11 – Каратальский, 12 – Моинкумский, 13 – Большого Каратау; сегменты палеоокеанического бассейна – 9 – Тастауский, 10 – Дорбутский; поднятия – 14 – Балхашское, 15 – Итмурундинское, 16 – Центрально-Джунгарское; вулканические дуги – 17 – Калмакэмельская, 18 – Котырассанская; 19 – Джунгарский микроконтинент

явление первых известняков в осевых частях Каракенгирского, Жайлыминского и Успенского прогибов, содержащих конодонты зоны *crepida* (см. рис. 1).

С конседиментационными разломами связан локально проявленный базальтовый вулканизм. Извержения длились на всем протяжении фаменского века в различных фациальных условиях. Это были потоки базальтов и долеритов мощностью 1–75 м и длиной до первых километров. Породы субвулканической фации выделяются на многих участках. Время их внедрения не ограничивается фаменским веком, некоторые тела имеют раннекаменноугольный возраст. Анализ петрохимии и геохимии базальтоидов [Веймарн, 1991; Веймарн, Милановский, 1990а,б] показал, что, несмотря на значительную протяженность (до 900 км), наблюдаются достаточное сходство и однородность химического состава – повсюду это преимущественно базальтовые по-

роды семейства субщелочных базальтов – трахибазальтов, отмечены лишь единичные случаи присутствия пород трахитового ряда. Для этого вулканизма характерно проявление щелочного (главным образом, калиевого) метасоматоза. Наиболее вероятным кажется отнесение его к автометасоматозу, связанному с развитием магматических очагов.

В целом слабодифференцированные субщелочные базальты – трахибазальты Каракенгирско-Жаильминско-Успенского прогиба, несмотря на некоторые специфические черты, характерные для пород отдельных его районов, могут быть отнесены к субщелочной калиево-натриевой петрохимической серии и даже к той ее части, которая приближается к калиевой. Подобные вулканиды наиболее характерны для зон континентального рифтогенеза. При этом очень показательны геохимические характеристики [Веймарн, 1991; Веймарн, Милановский, 1990а, б]. В частности, сопоставление результатов, полученных для Красноморского региона и описываемой рифтовой системы, на диаграмме Rb-Sr и Ba-Sr показывает, что на всем протяжении Каракенгирского, Жаильминского и Успенского прогибов сплошность континентальной коры не была нарушена – здесь отсутствуют породы, аналогичные низкокалиевым толеитам Красного моря. В целом, изученные нами базальты близки к базальтам Эфиопского рифта и к субщелочным базальтам Афарского региона, хотя и отличаются большим содержанием Rb и Ba.

Со становлением Каракенгирско-Жаильминско-Успенской рифтовой системы связано образование фаменской железомарганцевой гидротермально(вулканогенно-)осадочной рудной формации. При этом сформировались крупнейшие для фанерозоя концентрации марганцевых руд этой формации на континентах, превышающие 1 млрд т. Эти железомарганцевые месторождения часто связаны с уникальными по запасам барит-полиметаллическими, образуя комплексные рудные объекты атасуйского типа [Веймарн, 1992]. Железомарганцевые месторождения образовались в результате функционирования гидротермально-магматической системы, возникшей при плавлении мантийного вещества на значительной глубине, определяемой наличием континентальной коры, под воздействием глубинных флюидов. Последние были обогащены водой в процессе прохождения через континентальную кору. При этом в результате ликвации в рассматриваемой системе, наряду с субщелочными базальтами, возникли обогащенные ферритовой составляющей флюидные расплавы, послужившие главным источником рудного вещества. Геохимия месторождений свидетельствует об обогащении флюидов рядом элементов в процессе их прохождения через континентальную кору или в промежуточных очагах. Роль континентальной коры как источника собственно рудных элементов, вероятно, возрастает при образовании гидротермально-метасоматических барит-полиметаллических руд II стадии формирования месторождений атасуйского типа [Варенцов и др., 1993].

В пределах позднедевонского Казахстанско-Тяньшаньского континентального блока Каракенгирско-Жаильминско-Успенская рифтовая система является наиболее крупной, но не единственной фаменской структурой такого рода (см. рис. 2). Рифтогенными являются сопряженные с этой системой Аксоран-Акжалский и Акбастауский прогибы. Структура и наличие специфического вулканизма свидетельствуют о рифтогенном характере Моинкумского прогиба [Веймарн, Милановский, 1990а, б]. Большинство исследовате-

лей рассматривают фаменский век как стадию раскрытия и проседания рифтогенной зоны Большого Каратау [Геология и металлогения..., 1987; Мазуров, 2003]. Фиксируется еще ряд более мелких рифтогенных прогибов.

Геодинамическая обстановка, устанавливаемая из выявленной картины фаменского рифтогенеза, может быть охарактеризована как обстановка общего неравномерного расширения Казахстанско-Тянь-Шаньского блока преимущественно в субмеридиональном и юго-запад–северо-восточном направлениях. Континентальная кора подвергалась раздроблению, утоньшению, была пронизана поднимающимися по крупным разломам флюидными расплавами и растворами, но не потеряла своей сплошности.

Причиной, вызвавшей комплекс описанных выше внутриплитных событий, вероятно, является мантийный плюм. С его влиянием логично связать общее воздымание Казахстанско-Тянь-Шаньского континентального блока в самом конце франского века, а затем деструкцию этого блока и фаменский рифтогенез. Очень характерен предшествующий рифтогенезу магматизм – образование формации УКР. Место ее формирования – область тельбесской складчатости, т. е. гетерогенная часть массива, состоящая из блоков с корой различной мощности и зрелости. Именно сюда и устремилась головная часть плюма, насыщенная флюидами, обогащенными К и другими летучими соединениями, что привело к образованию здесь специфической формации УКР. Характерно, что наибольшая концентрация железомарганцевых и барит-полиметаллических месторождений, приуроченных к Каракенгирско-Жайльминско-Успенской рифтовой системе, также тяготеет к области тельбессид и прилегающим районам.

Ярко проявленный в Казахстане предрифтовый этап может являться доказательством связи описываемых процессов с мантийным плюмом [Грачев, 2000, 2003].

СОБЫТИЯ НА ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ КАЗАХСТАНСКОГО ПАЛЕОКОНТИНЕНТА

Вместе с тем, позднедевонская история Казахстана характеризовалась не только описанными внутриплитными явлениями. Сложные события продолжали развиваться на границе Казахстанского континентального блока и Джунгаро-Балхашского палеоокеанического бассейна. Как отмечалось выше, в середине живетского века в результате тельбесской фазы деформаций к южной границе континента были причленены комплексы западной части ранне-среднедевонского преддугового прогиба. В начале франского века завершилась вулканическая деятельность в пределах Казахстанского девонского окраинно-континентального вулканического пояса. Но уже в фамене на границе континентального блока и палеоокеанического бассейна начала формироваться Котырасан-Калмакэмельская вулканическая дуга, дальнейшая трансформация которой привела к становлению Балхаш-Илийского вулканоплутонического пояса. Современные очертания дуга приобрела в результате последующих деформаций, в особенности – смещений по крупным сдвигам. Однако при соответствующих палинспастических реконструкциях можно констатировать следующее.

В широтной (Калмакэмельской) ветви этой дуги в течение фаменского века формировалась толща вулканогенных и осадочных пород мощностью 300–1500 м, залегающая на различных горизонтах нижнего–верхнего девона. Наиболее насыщен вулканитами разрез гор Кызыл-Тюлькулы (см. рис. 1, разрез 17). В основании разреза залегают грубообломочные литокластические туфы с алевритовым цементом красно-малиновой и сиреневой окраски. Обломки в них представлены серыми и лиловыми плагиоклаз-пироксен-роговообманковыми андезитами. Далее разрез наращивается тефроидами, голубовато-зелеными песчаниками и вновь туфами, аналогичными нижележащим. Затем следует пачка сиренево-желтых кристалловитрокластических туфов дацитов и риодацитов. Выше, после табачно-зеленых терригенных пород, залегают серо-зеленые автомагматические брекчии риодацитового состава, содержащие крупные кристаллы кварца. Венчают разрез туфы риодацитового состава, туфопесчаники и алевролиты, литология которых характеризует осушавшийся временами морской бассейн. Встречаются линзы брахиоподовых ракушняков с криноидеями мощностью до 3 м.

Фаменские вулканиты в пределах Калмакэмельской ветви дуги образуют гомодромный ряд от андезибазальтов до риолитов с вариациями содержания SiO_2 от 56 до 72%, суммы щелочей от 3,3 до 7,9% при повсеместном преобладании Na_2O . Содержания в них Ni, Cr, Ba, Nb, Zr, Be, Pb понижены по отношению к кларковым. Картина, достаточно типичная для островодужных вулканических ассоциаций.

По отношению к широтной ветви девонского окраинно-континентального вулканического пояса Калмакэмельская вулканическая дуга смещена к югу на 250 км. На возможных причинах этого мы остановимся позднее, а сейчас рассмотрим фаменские структуры этого относительно хорошо сохранившегося субширотного отрезка пограничной зоны Казахстанского континента и Джунгаро-Балхашского палеоокеана. Близкие к глубоководным океаническим отложениям образования фаменского яруса фиксируются на северо-восточных склонах Джунгарского Алатау (см. рис. 1 и рис. 2, разрез 9). Здесь фаменские образования входят в состав верхнедевонско-нижнекаменноугольной тастауской свиты. Она сложена чередованием глинистых сланцев, кремнистых алевролитов, туффитов, туфопесчаников с горизонтами и пачками красных яшм и потоками базальтов. В ряде участков вблизи Джунгарского сдвига тастауская свита слагает верхи средне-позднедевонского офиолитового разреза [Дегтярев и др., 1993].

Северо-западнее характер отложений фаменского яруса изменяется. Значительно увеличивается роль терригенного и туфогенного материала. Отмечается флишиоидная ритмичность. В разрезах чередуются песчаные, алевролитовые и алевропелитовые породы, в различной степени обогащенные туфогенным и кремнистым материалом вплоть до туфов (преимущественно пепловых кислого состава). Изредка отмечаются кремнисто-углистые разности. Эти турбидитные склоновые отложения мощностью до 2000 м заполняют Северо-Джунгарский преддуговой прогиб (см. рис. 2), к северу от которого (в современных координатах) прослеживается узкое преддуговое Северо-Балхашское поднятие (авулканическая островная дуга). В строении последнего значительную роль играют раннепалеозойские офиолитовые комплексы. Их размыв в фаменском и турнейском веках привел к формиро-

лей рассматривают фаменский век как стадию раскрытия и проседания рифтогенной зоны Большого Каратау [Геология и металлогения..., 1987; Мазуров, 2003]. Фиксируется еще ряд более мелких рифтогенных прогибов.

Геодинамическая обстановка, устанавливаемая из выявленной картины фаменского рифтогенеза, может быть охарактеризована как обстановка общего неравномерного расширения Казахстанско-Тянь-Шаньского блока преимущественно в субмеридиональном и юго-запад–северо-восточном направлениях. Континентальная кора подвергалась раздроблению, утоньшению, была пронизана поднимающимися по крупным разломам флюидными расплавами и растворами, но не потеряла своей сплошности.

Причиной, вызвавшей комплекс описанных выше внутриплитных событий, вероятно, является мантийный плюм. С его влиянием логично связать общее воздымание Казахстанско-Тянь-Шаньского континентального блока в самом конце франского века, а затем деструкцию этого блока и фаменский рифтогенез. Очень характерен предшествующий рифтогенезу магматизм – образование формации УКР. Место ее формирования – область тельбесской складчатости, т. е. гетерогенная часть массива, состоящая из блоков с корой различной мощности и зрелости. Именно сюда и устремилась головная часть плюма, насыщенная флюидами, обогащенными К и другими летучими соединениями, что привело к образованию здесь специфической формации УКР. Характерно, что наибольшая концентрация железомарганцевых и барит-полиметаллических месторождений, приуроченных к Каракенгирско-Жайильминско-Успенской рифтовой системе, также тяготеет к области тельбессид и прилегающим районам.

Ярко проявленный в Казахстане предрифтовый этап может являться доказательством связи описываемых процессов с мантийным плюмом [Грачев, 2000, 2003].

СОБЫТИЯ НА ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ КАЗАХСТАНСКОГО ПАЛЕОКОНТИНЕНТА

Вместе с тем, позднедевонская история Казахстана характеризовалась не только описанными внутриплитными явлениями. Сложные события продолжали развиваться на границе Казахстанского континентального блока и Джунгаро-Балхашского палеоокеанического бассейна. Как отмечалось выше, в середине живетского века в результате тельбесской фазы деформаций к южной границе континента были причленены комплексы западной части ранне-среднедевонского преддугового прогиба. В начале франского века завершилась вулканическая деятельность в пределах Казахстанского девонского окраинно-континентального вулканического пояса. Но уже в фамене на границе континентального блока и палеоокеанического бассейна начала формироваться Котырасан-Калмакэмельская вулканическая дуга, дальнейшая трансформация которой привела к становлению Балхаш-Илийского вулканоплутонического пояса. Современные очертания дуга приобрела в результате последующих деформаций, в особенности – смещений по крупным сдвигам. Однако при соответствующих палинспастических реконструкциях можно констатировать следующее.

В широтной (Калмакэмельской) ветви этой дуги в течение фаменского века формировалась толща вулканогенных и осадочных пород мощностью 300–1500 м, залегающая на различных горизонтах нижнего–верхнего девона. Наиболее насыщен вулканитами разрез гор Кызыл-Тюлькулы (см. рис. 1, разрез 17). В основании разреза залегают грубообломочные литокластические туфы с алевритовым цементом красно-малиновой и сиреневой окраски. Обломки в них представлены серыми и лиловыми плагиоклаз-пироксен-роговообманковыми андезитами. Далее разрез наращивается тефроидами, голубовато-зелеными песчаниками и вновь туфами, аналогичными нижележащим. Затем следует пачка сиренево-желтых кристалловитрокластических туфов дацитов и риодацитов. Выше, после табачно-зеленых терригенных пород, залегают серо-зеленые автомагматические брекчии риодацитового состава, содержащие крупные кристаллы кварца. Венчают разрез туфы риодацитового состава, туфопесчаники и алевролиты, литология которых характеризует осушавшийся временами морской бассейн. Встречаются линзы брахиоподовых ракушняков с криноидеями мощностью до 3 м.

Фаменские вулканиты в пределах Калмакэмельской ветви дуги образуют гомодромный ряд от андезибазальтов до риолитов с вариациями содержания SiO_2 от 56 до 72%, суммы щелочей от 3,3 до 7,9% при повсеместном преобладании Na_2O . Содержания в них Ni, Cr, Ba, Nb, Zr, Be, Pb понижены по отношению к кларковым. Картина, достаточно типичная для островодужных вулканических ассоциаций.

По отношению к широтной ветви девонского окраинно-континентального вулканического пояса Калмакэмельская вулканическая дуга смещена к югу на 250 км. На возможных причинах этого мы остановимся позднее, а сейчас рассмотрим фаменские структуры этого относительно хорошо сохранившегося субширотного отрезка пограничной зоны Казахстанского континента и Джунгаро-Балхашского палеоокеана. Близкие к глубоководным океаническим отложениям образования фаменского яруса фиксируются на северо-восточных склонах Джунгарского Алатау (см. рис. 1 и рис. 2, разрез 9). Здесь фаменские образования входят в состав верхнедевонско-нижнекаменноугольной тастауской свиты. Она сложена чередованием глинистых сланцев, кремнистых алевролитов, туффитов, туфопесчаников с горизонтами и пачками красных яшм и потоками базальтов. В ряде участков вблизи Джунгарского сдвига тастауская свита слагает верхи средне-позднедевонского офиолитового разреза [Дегтярев и др., 1993].

Северо-западнее характер отложений фаменского яруса изменяется. Значительно увеличивается роль терригенного и туфогенного материала. Отмечается флишиоидная ритмичность. В разрезах чередуются песчаные, алевролитовые и алевропелитовые породы, в различной степени обогащенные туфогенным и кремнистым материалом вплоть до туфов (преимущественно пепловых кислого состава). Изредка отмечаются кремнисто-углистые разности. Эти турбидитные склоновые отложения мощностью до 2000 м заполняют Северо-Джунгарский преддуговой прогиб (см. рис. 2), к северу от которого (в современных координатах) прослеживается узкое преддуговое Северо-Балхашское поднятие (авулканическая островная дуга). В строении последнего значительную роль играют раннепалеозойские офиолитовые комплексы. Их размыв в фаменском и турнейском веках привел к формиро-

ванию небольших титаномагнетитовых месторождений прибрежно-морских россыпей, приуроченных к юго-западному борту Саякского междугового прогиба, который расположен между авулканической и Калмакэмельской вулканической дугами. Мощность отложений фаменского яруса в Саякском прогибе 500–900 м при естественно возрастающей роли туфогенных пород в северной его части.

Северное ограничение Калмакэмельской вулканической дуги скрыто под более молодыми верхнепалеозойскими вулканогенными толщами, но литолого-палеогеографические построения приводят нас к необходимости выделения к северу от этой дуги Балхашского задугового поднятия. Оно могло служить источником терригенного материала для мощной нижнефаменской толщи, которая широко распространена в расположенных к северу и северо-востоку Карасорском (см. рис. 1, разрез 5) и Предчингизском задуговых прогибах. Во второй половине фаменского века в пределах Балхашского поднятия, вероятно, существовали многочисленные центры вулканической деятельности, поставлявшие значительное количество туфогенного материала преимущественно кислого состава в прилегающие части указанных прогибов (см. рис. 1, разрез 5).

К северу доля туфогенного материала в фаменских отложениях Карасорского прогиба резко уменьшается. Своеобразно строение северной части Карасорского прогиба. Здесь вдоль границы с маломощными мелководными терригенно-карбонатными шельфовыми фациями Казахстанско-Тянь-Шаньского континента, вдоль резкого палеоуступа, прослеживается субширотный некомпенсированный относительно глубоководный Спасский прогиб, где отлагались тонкие глинистые осадки нижнего фамена и верхнефаменские узловато-слоистые глинистые известняки. Аналогичное строение имеет и северо-восточное ограничение Предчингизского прогиба.

Субмеридиональная (в современных координатах) Котырасанская ветвь Котырасан-Калмакэмельской вулканической дуги в своей северной части приурочена к границе причленившихся к Казахстанскому континенту тельбессид и окраинных структур Джунгаро-Балхашского палеоокеана. Здесь можно выделить Центрально-Джунгарское поднятие (авулканическая дуга) и Каратальский междуговой прогиб. Как собственно вулканическую дугу эту часть Котырасанской ветви можно рассматривать, начиная с турнейского века. В фамене происходит лишь ее зарождение. Вулканические породы в разрезах фаменского яруса представлены несколькими (от двух до пяти) потоками флюидалных лав, игнимбритов и туфов риолитов и дацитов. Содержание SiO_2 от 66,36 до 77,96% (среднее 72, 02%), сумма щелочей – от 4,88 до 7,77% (среднее 6,43%). Отношение K_2O к Na_2O сильно колеблется, в среднем типе – риолите – натрий преобладает над калием, что позволяет говорить о натровом характере выделяемого здесь коянбасского вулканического комплекса.

Результаты изучения девонских и каменноугольных отложений Южной Джунгарии [Скринник и др., 1980; Скринник, 2003] приводят к выводу о том, что эта территория может рассматриваться как южное продолжение активной окраины Казахстанского континента с пограничными структурами Джунгаро-Балхашского палеоокеана в течение длительного времени. Вулканогенные толщи среднего девона – франского яруса, – фиксирующие про-

слеживающуюся сюда юго-западную ветвь девонского окраинно-континентального вулканического пояса, с несогласием перекрыты предположительно фаменской конгломерат-песчаниковой ерназарской свитой. Так же, как и в Котырассанской ветви, интенсивная вулканическая деятельность возобновляется здесь в турнейском веке (жуантубинская свита). Однако уже в ерназарской свите фиксируется мощный (32 м) прослой туфов риолитового состава – начинается формирование южной ветви Балхаш-Илийского вулканического пояса.

В Западной (приграничной с Казахстаном) Джунгарии (Китай), к северу от пос. Карамай фаменские образования представлены кремнисто-базальтовыми комплексами, являющимися верхней частью офиолитового разреза. Это преимущественно толеитовые (типа N-MORB) подушечные и массивные базальты, содержащие многочисленные прослои и линзы кремней, глинистых яшм, туффитов и туфосилицитов с конодонтами позднего фамена и раннего турне (см. рис. 1, разрез 10) [Аристов и др., 1993; Самыгин и др., 1997]. Они фиксируют северо-западную для данного района окраинную часть Джунгаро-Балхашского океанического бассейна. Непосредственно к северо-западу протяженные (до 30 км) поля кислых субвулканических пород позднедевонско-раннекаменноугольного возраста, прорывающие осадочно-вулканогенные (D_{1-2}) комплексы аккреционной призмы, позволяют реконструировать здесь реликты фаменской вулканической дуги, положение которой практически совпадает с южным окончанием Чингизской ветви девонского окраинно-континентального вулканического пояса.

Рассмотрение отдельных фрагментов существовавшей в фаменском веке пограничной области Казахстанского континента и Джунгаро-Балхашского океанического бассейна позволяет восстановить общую картину.

Тельбесская фаза деформаций, в результате которой произошло расширение площади Казахстанского континентального блока, внесла определенные изменения в строение пограничных структур. Отмирает девонский краевой вулканический пояс, но развитие активной окраины продолжается. Новая вулканическая дуга возникает на границе континента – Котырассанская ветвь у восточной границы тельбессид. В Южной Джунгарии при неизменной границе континента не меняется и положение вулканической дуги. Уже в фамене возобновляется, чтобы с турне проявиться достаточно интенсивно, вулканическая деятельность в пределах существовавшей здесь ранее юго-западной ветви девонского краевого пояса.

Полный латеральный ряд структур активной окраины, возникших в фаменском веке вкост субширотного отрезка границы Казахстанского континента, нуждается в специальном рассмотрении. В него входят Северо-Джунгарский преддуговой прогиб, Северо-Балхашская амагматическая дуга, Саянский междуговой прогиб, Калмакэмельская вулканическая дуга, Балхашское задуговое поднятие и Карасорский задуговой прогиб.

Как уже говорилось, фаменская Калмакэмельская вулканическая дуга возникла в 250 км к югу от широтной ветви девонского пояса, хотя в Карасорском прогибе, являвшимся в раннем-среднем девоне преддуговым, тельбесская складчатость не проявилась. Что же заставило в фамене сейсмофокальную зону “перескочить” на 250 км? Думается, что главную роль здесь сыграли процессы, связанные с развитием позднедевонского мантийного

плюма, широко проявленные в пределах Казахстанского континентального блока и, безусловно, затронувшие прилегающие пограничные структуры Джунгаро-Балхашского палеоокеанического бассейна. Необходимо также отметить и гетерогенность последних, к фаменскому времени образующих в совокупности достаточно сложную картину.

Первые проявления плюмтектонических процессов, выразившихся в общем воздымании территории и образовании формации ультракалиевых риолитов (предрифтовый режим, по А.Ф. Грачеву [2000, 2003]), наиболее четко проявились в области тельбессид в конце франского века (см. рис. 1). Возникшая затем в фамене Каракенгирско-Жаильминско-Успенская рифтовая система своим восточным флангом открывается в зону сочленения Карасорского прогиба и Балхашского поднятия. Ряд признаков позволяет трассировать ее сюда за пределы тельбессид континентального блока в пограничные Джунгаро-Балхашские структуры. Среди этих признаков можно назвать, прежде всего, прósлеживающиеся сюда железомарганцевые и барит-полиметаллические металлогенические зоны, столь характерные для Каракенгирско-Жаильминско-Успенской рифтовой системы (рудные поля Карагайлы и Атабай-Дугулы). Характерен и базальтовый вулканизм, проявленный в пределах этих рудных полей.

Таким образом, мантийный плюм “заклинил” пододвигание Джунгаро-Балхашской плиты под Казахстанский континент в пределах широтной ветви девонского пояса. Новая сейсмофокальная зона возникла в 250 км к югу, и начала формироваться Калмакэмельская вулканическая дуга. Нам кажется, что проведенный анализ позднедевонских тектонических событий в Казахстане позволяет сделать более обоснованными палинспастические реконструкции, последние из которых были опубликованы в 2002 г. [Атлас..., 2002].

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Анализируя соотношение плюмтектонических и плейттектонических процессов в позднем девоне в Казахстане, можно сделать следующие выводы.

1. В пределах Казахстанского континентального блока и сопряженных структур Джунгаро-Балхашского палеоокеана одновременно происходили и могут быть разграничены процессы, обусловленные, с одной стороны, развитием восходящего мантийного плюма, а с другой стороны – взаимодействием литосферных плит.

2. При рассмотрении описанных плюмтектонических процессов в Казахстане надо иметь в виду, что они являются составной частью глобально проявленного позднедевонского суперплюмового события [Веймарн и др., 2002; Никишин, 2002; Courtillot, Renne, 2003], которое фиксируется в самых различных регионах Земли. С этим событием связан специфический субщелочной магматизм. На всех существовавших в то время континентах (Евроамерика, Сибирь, Гондвана, Казахстан, Южный Китай, Омолон и др.) выявлены процессы интенсивного рифтогенеза. Кроме описанных для Казахстана уникальных железомарганцевых и барит-полиметаллических месторождений, с этим событием мы связываем формирование апатитовых и

редкометалльно-редкоземельных месторождений Кольского полуострова, алмазоносные кимберлиты Якутии и Архангельской области, ураноносные черные сланцы США. Максимальная интенсивность событий приходится на рубеж франского и фаменского веков, к которому приурочены глобальная регрессия и сменившая ее трансгрессия, изотопные аномалии углерода и стронция, а также одно из великих массовых вымираний организмов [Веймарн и др., 1998].

3. Для позднего девона Центрального Казахстана может быть реконструирован полный латеральный ряд активной континентальной окраины, который включает океанические кремнисто-базальтовые комплексы Западной Джунгарии, туфогенно-осадочные породы Северо-Джунгарского преддугового прогиба, авулканическую островную дугу, вулканогенно-терригенные отложения Саякского междугового прогиба, осадочно-вулканогенные толщи Котырасан-Калмакэмельской островной дуги, задуговые поднятия, преимущественно терригенно-карбонатные образования задуговых прогибов, маломощные карбонатные комплексы тыловых бассейнов.

4. Для фаменского века отмечаются взаимовлияние и взаимообусловленность плюмтектонических и плейттектонических процессов, что выражается в перескоке сейсмофокальной зоны, а также в неоднозначной интерпретации происхождения отдельных структур. Это касается прежде всего рифтогенных прогибов, часть которых (Успенский, Акжал-Аксоранский, Акбастауский и др.) занимает в латеральном ряду позднедевонской активной окраины закономерное положение в тылу островодужных сооружений, а следовательно в большой степени может рассматриваться в качестве задуговых энсиалических бассейнов. В то же время, происхождение крупных рифтогенных прогибов, расположенных на значительном удалении от структур активной окраины (Каракенгирско-Жаильминского, Большого Каратау), скорее всего, связано преимущественно с плюмтектоническими процессами.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке грантов Университеты России и Научные школы (НШ-326.2003.5).

ЛИТЕРАТУРА

- Аристов В.А., Моссаковский А.А., Поспелов И.И. и др. Офиолитовые ассоциации Западной Джунгарии (КНР) // ДАН РАН, 1993. Т. 332, № 6. С. 746–751.
- Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии / А.В. Быкадоров, А.К. Бухарин, А.Б. Веймарн и др. Алматы: НИИПР ЮГЕО, 2002. 37 л. карт.
- Бахтеев М.К., Васюков Ю.А., Сорокина И.М. Фаменский вулканизм западной части Центрального Казахстана // Сов. геология. 1977. № 4. С. 78–89.
- Бахтеев М.К., Потапьев В.В., Сорокина И.М., Фромберг Э.Д. Формация калиевых риолитов в палеозоидах Средней Азии, Казахстана, Алтая // Сов. геология. 1986. № 1. С. 103–109.
- Ботряков Г.В. Генезис высококалиевых липаритов Восточно-Сихоте-Алиньского вулканического пояса // Геология, магматизм и оруденение Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 43–50.
- Буриштейн Е.Ф., Кошелева И.А., Тевелев Ал.В. Ультракалиевый вулканизм Центрального Казахстана: распространение, возраст, металлогеническое значение // Московская школа геологов в Казахстане. М.: Изд-во МГУ, 1996. С. 79–93.

- Буриштейн Е.Ф., Урываева А.П. Строение и развитие Алайгырского вулканического центра // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1988. С. 193–204.
- Варенцов И.М., Веймарн А.Б., Рожнов А.А. и др. Геохимическая модель формирования марганцевых руд фаменского рифтогенного бассейна Казахстана // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 3. С. 59–79.
- Веймарн А.Б. Фаменский вулканизм Казахстана как индикатор геодинамических обстановок и рудоносности // Магматизм и рудоносность Казахстана. Алма-Ата: Гылым, 1991. С. 203–211.
- Веймарн А.Б. Фаменская железомарганцеворудная эпоха в Казахстане и ее значение в геологической истории: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук, 1992. 45 с.
- Веймарн А.Б., Кузьмин А.В., Воронцова Т.Н. Геологические события в Казахстане на рубеже франского и фаменского веков и их значение в ряду глобальных событий этого времени // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72, вып. 4. С. 35–46.
- Веймарн А.Б., Милановский Е.Е. Фаменский рифтогенез на примере Казахстана и некоторых регионов Евразии. Ст. 1 // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990а. Т. 65, вып. 4. С. 34–47.
- Веймарн А.Б., Милановский Е.Е. Фаменский рифтогенез на примере Казахстана и некоторых регионов Евразии. Ст. 2 // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990б. Т. 65, вып. 6. С. 9–23.
- Веймарн А.Б., Найдин Д.П., Копачев Л.Ф. и др. Методы анализа глобальных катастрофических событий при детальном стратиграфическом исследовании. Методические рекомендации. М.: Изд-во МГУ, 1998. 190 с.
- Веймарн А.Б., Тевелев А.В., Дегтярев К.Е. Позднедевонский глобальный рифтогенез и его проявления на Урале // Рифты литосферы: эволюция, тектоника, магматические, метаморфические и осадочные комплексы, полезные ископаемые: Тез. докл. Междунар. науч. конф. (VIII чтения А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2002. С. 76–79.
- Геология и металлогения Каратау. Т. 2: Металлогения. Алма-Ата: Наука, 1987. 248 с.
- Геологическое строение Казахстана. Алматы: Акад. минер. ресурсов Респуб. Казахстан, 2000. 396 с.
- Государственная геологическая карта Атасуйского рудного района. М-б 1:50 000. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1991. 214 с.
- Грачев А.Ф. Мантийные плюмы и геодинамика // Физика Земли. 2000. № 4. С. 3–37.
- Грачев А.Ф. Финальный вулканизм Г. Штилле и его современная геодинамическая интерпретация // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. М.: ГЕОС, 2003. С. 159–163. (Материалы XXXVI Тектонич. совещ.; Т. 1).
- Дегтярев К.Е., Ступак А.Ф., Якубчук А.С. Девонские офиолиты Джунгарского Алатау (Южный Казахстан) // ДАН. 1993. Т. 333, № 1. С. 63–65.
- Зайцев Ю.А. Эволюция геосинклиналей (овальный концентрически-зональный тип). М.: Недра, 1984. 208 с.
- Калясников Ю.А. К проблеме игнимбритов // Гранитоидные вулканоплутонические формации: петрология, геодинамика, металлогения: Информ. материалы Всерос. совещ. 21–23 мая 1997 г. Сыктывкар: Геопринт, 1997. С. 26–27.
- Кошелева И.А., Тевелев А.В. Строение девонского разреза западного обрамления Южно-Токрауской впадины // Стратиграфия палеозоя Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1989. С. 55–60.
- Мазуров А.К. Геодинамические обстановки формирования металлогенических комплексов Казахстана. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Томск, 2003. 43 с.
- Никишин А.М. Тектонические обстановки. Внутриплитные процессы. М.: Изд-во МГУ, 2002. 366 с.
- Никишин А.М., Якубчук А.С. Модель глобальной тектоники: взаимодействие плит и плюмов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77, вып. 2. С. 3–18.
- Рязанцев А.В. Структуры среднепалеозойской активной окраины в Казахстане: латеральные ряды, миграция // ДАН. 1999. Т. 369, № 5. С. 659–663.
- Самыгин С.Г., Руженцев С.В., Поспелов И.И. и др. Варисская трансформная зона Джунгарии: опыт выделения // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 196–219.

- Скринник Л.И.* Постсилурийская тектоническая история Юго-Восточного Казахстана // Геотектоника. 2003. № 3. С. 65–78.
- Скринник Л.И., Смирнова А.В., Носиканова О.Н. и др.* К стратиграфии девонских и нижнекаменноугольных отложений Южной Джунгарии // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1980. № 5. С. 20–33.
- Тевелев А.В.* Средне-позднепалеозойское развитие Урало-Казахстанской складчатой системы: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. М., 2003. 48 с.
- Curtillot V.E., Renne P.R.* On the ages of flood basalt events // C.R. Geoscience. 2003. Vol. 335. P. 113–140.
- Puchkov V.N.* Plum end plate tectonics mechanisms: mutual influence, interference, interaction and intertwining // Geophys. Res. Abstr. EUG-EGS-AGU Assembly. Nice, 2003. Vol. 5. P. 14251.

**ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ
ЭКЛОГИТОВ И ГРАНАТОВЫХ АМФИБОЛИТОВ
МАКБАЛЬСКОГО БРАХИАНТИКЛИНОРИЯ
(СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)**

Природа эклогитов Тянь-Шаня до настоящего времени является предметом дискуссий. Вместе с тем, ее выявление чрезвычайно важно для понимания палеогеодинамики региона. Известно три основных района развития эклогитов и ассоциирующихся с ними гранатовых амфиболитов: в западной части Киргизского хребта (Макбальский брахиантиклинорий); в Заилийском хребте вблизи пос. Актюз и в долине р. Кембель в пределах Атбашинского хребта. Нами были изучены эклогиты и гранатовые амфиболиты, развитые в пределах Макбальского брахиантиклинория. Этот район выбран не случайно, поскольку в двух других эклогиты ассоциируются с более высокометаморфизованными породами, подвергнутыми также процессам гранитизации, что выражается в большей степени диафторированности эклогитов.

Макбальский брахиантиклинорий, именуемый также Макбальским выступом, Макбальским поднятием, Макбальским горстом, Макбальским куполом, расположен в Северном Тянь-Шане, в пределах западного окончания Киргизского хребта (рис. 1). Он сложен метаморфическими образованиями, среди которых особое место занимают эклогиты – относительно редкие породы с характерной минеральной ассоциацией: гранат пироп альмандинового ряда + омфацит (диопсид с существенным содержанием жадеитовой составляющей) и тесно связанные с ними гранатовые амфиболиты. Геологи, проводившие исследования в пределах антиклинория, высказывали самые разные точки зрения относительно генезиса этих пород. Одни считали их отторженцами мантии, перемещенными в кору [Ефимов, 1964], другие – продуктами метаморфизма мергелистых образований в условиях эклогитовой фации [Медведева, 1961], третьи связывали их образование со специфическим метаморфизмом пород типа базальтов [Бакиров, 1978; Кушев, Виноградов, 1978; Беккер, Макаров, 1988]. Следует заметить, что, несмотря на столь разноречивые взгляды на природу самих эклогитов, тесно ассоциирующие с ними гранатовые амфиболиты все перечисленные исследователи единодушно считали продуктами ретроградных изменений эклогитов.

Образцы гранатовых амфиболитов и эклогитов Макбальского антиклинория, отобранные в районе перевала Тюекарын и по левому борту р. Ачикташ, были изучены в лаборатории микроанализа кафедры петро-

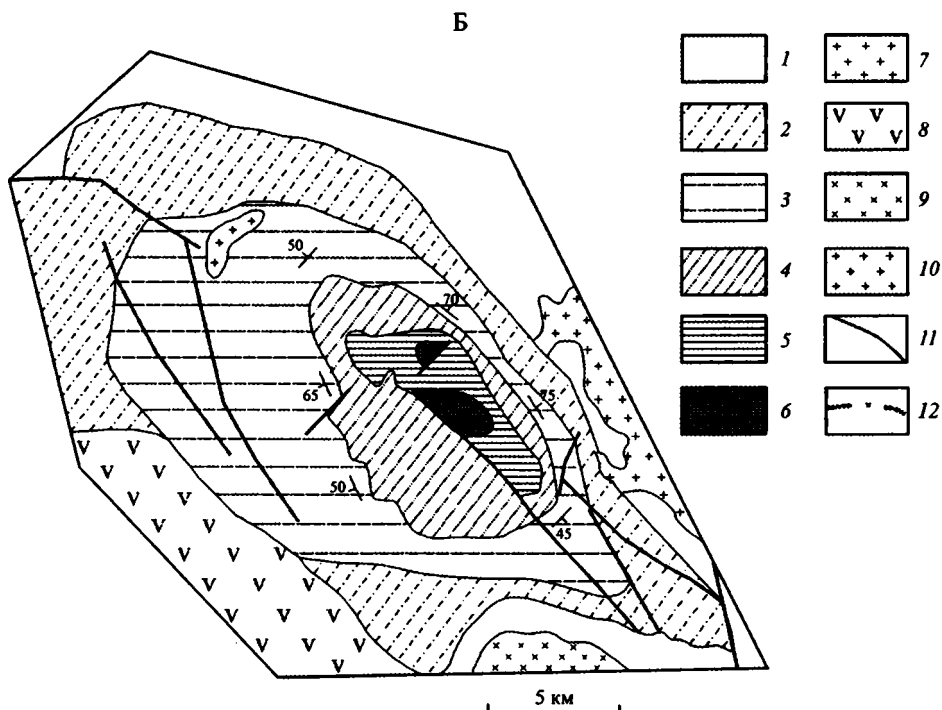
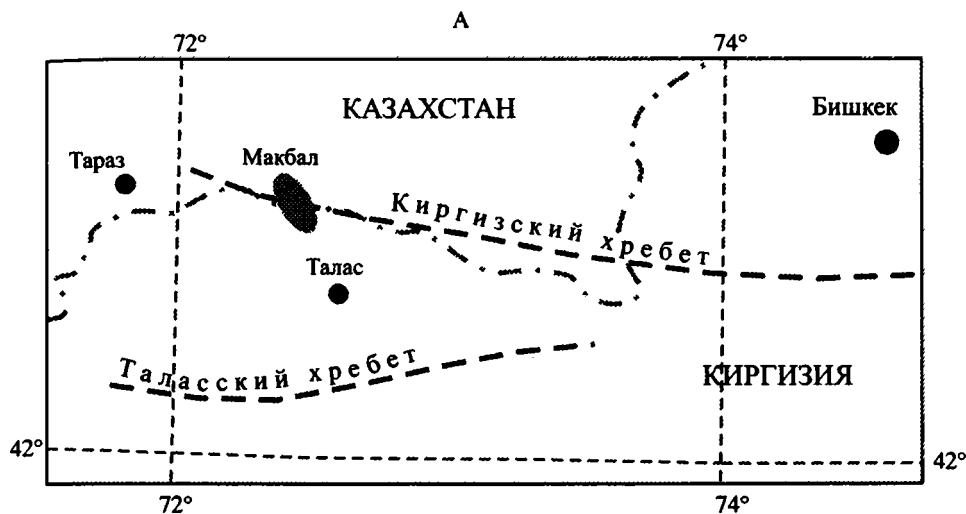


Рис. 1. Географическое положение (А) и схематическая геологическая карта (Б) Макбальского брахиантиклинория

1 – рифейско-нижнепалеозойские образования; 2–6 – киргизская серия, свиты: 2 – кайиндинская, 3 – ачикташская, 4 – нельдинская, 5 – макбальская, 6 – туюскарынская; 7 – посткеордовикские граниты; 8 – рифейские габбро-диориты; 9 – рифейские гнейсо-граниты; 10 – нижнепротерозойские гранито-гнейсы; 11 – разрывные нарушения; 12 – государственная граница

логии геологического факультета МГУ на растровом электронном микроскопе с энергодисперсным анализатором CamScan 4DV+Link AH 10000 (ускоряющее напряжение 15kV, ток 1,2X 10⁻⁹ А, область генерации рентгеновского излучения 3 мкм) без учета присутствия разновалентного железа (аналитик – Н.Н. Коротаева). Однако, прежде чем привести результаты наших исследований, необходимо хотя бы вкратце охарактеризовать общую геологическую ситуацию района, из которой следует положение эклогитов в общей структуре, условия их залегания, метаморфизм вмещающих пород и т.п.

КРАТКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ МАКБАЛЬСКОГО БРАХИАНТИКЛИНОРИЯ

Стратиграфическое расчленение пород

Среди многочисленных схем стратиграфического расчленения пород Макбальского антиклинория [Бакиров, 1978; Киселев, Королев, 1964; Макарычев, 1980; Медведева, 1959] наиболее обоснованной представляется схема, предложенная И.Е. Медведевой [1959] и в последующем уточненная В.В. Киселевым и В.Г. Королевым. Основания, по которым среди других именно эта схема принята нами в качестве рабочей, подробно изложены В.Г. Талицким [1984].

Дорифейские (?) породы Макбальского брахиантиклинория объединены в киргизскую серию, в составе которой, снизу вверх, выделяется пять свит: тюекарынская, макбальская, нельдинская, ачикташская и каиндинская.

В состав тюекарынской свиты входят гранат-сланцы и слюдяные сланцы, эклогиты, гранатобласты, тремолитовые породы, мраморы и кальцифиры, кварцитовидные сланцы. Видимая мощность свиты около 500 м.

Макбальская свита почти нацело сложена кварцитовидными сланцами и кварцитами с маломощными прослоями и линзами слюдяных сланцев, амфиболитов и мраморов. Мощность свиты 1000–1200 м.

Нельдинская свита сложена переслаивающимися серебристо-серыми грубчешуйчатыми кварц-мусковитовыми сланцами с крупными, до 5–10 мм, порфиروбластиками граната, придающими породам узловатую текстуру, с карбонатными и карбонатно-сланцевыми сланцами. В верхней части свиты встречаются пачки и линзы черных графитистых сланцев, линзы амфиболитов. Ориентировочная мощность свиты – 1000 м.

Ачикташская свита в нижней части состоит из голубовато-серых доломитовых мраморов, часто окварцеванных. Эта пачка носит название “ачикташской” и является маркирующей в пределах киргизской серии. В мраморах имеются маломощные прослои мусковит-кварцевых и карбонатных сланцев.

Средняя пачка представлена, в основном, мусковит-хлорит-кварцевыми сланцами, иногда с гранатом, а также горизонтами и линзами биотитовых, графитистых и карбонатных сланцев. Для этой пачки характерно наличие мелких порфиробластов альбита и многочисленных мелких включений пирита, нередко замещенных лимонитом.

Верхняя пачка сложена тонким переслаиванием (мощность прослоев от 1–2 до 10 см) голубовато-серых мраморизованных известняков со слюдяны-

ми и карбонатно-сланцевыми сланцами. Общая мощность свиты достигает 2000–2500 м.

В составе каиндинской свиты преобладают тонкочешуйчатые мусковит-хлорит-кварцевые филлитовидные сланцы. В обнажениях это довольно однообразная толща. Мощность свиты составляет 1500 м.

Суммарная мощность киргизской серии оценивается в 6000–7000 м. Не исключено, что она может быть завышена, так как породы интенсивно и неоднократно деформированы.

Особенности структуры

Судя по материалам среднемасштабного картирования, структура Макбальского антиклинория выглядит относительно просто. Основу ее составляет крупная куполовидная Тюекарынская брахиантиклинальная складка, в ядре которой вскрываются породы тюекарынской и макбальской свит. Складка имеет форму овала, ось которого вытянута в СЗ–ЮВ направлении. Длина складки по кровле ачикташской пачки мраморов составляет 20–25 км при наибольшей ширине 10–12 км. Шарнир антиклинали погружается на СЗ и ЮВ под углами ≈ 50 – 55° . Тюекарынская антиклиналь резко асимметрична: северо-восточное ее крыло узкое и крутое, а юго-западное – широкое, осложненное складками более высокого порядка.

Многочисленными разрывными нарушениями антиклинорий разбит на множество блоков, смещенных друг относительно друга.

Несмотря на такую относительную простоту строения, небольшие объемы пород, заключенных внутри антиклинория, претерпели значительные деформации. При проведении детальных площадных наблюдений обращает на себя внимание обилие разнообразных, порой специфических малых структурных форм. Здесь можно встретить конические складки, складки с крутопадающими и вертикальными шарнирами, лежащие складки. Большим развитием пользуются асимметричные складки. Широко распространены тесно сжатые, изоклинальные складчатые формы, но наблюдаются также и открытые плавные синусоидальные изгибы деформированных поверхностей. Размер складок самый разнообразный, от миллиметровых, наблюдаемых в шлифах, до нескольких десятков и сотен метров, доступных для наблюдения в обнажениях. Часто можно видеть складки нескольких порядков в одном и том же объеме пород. Нередко отмечаются складки нескольких генераций. В складки смята как первичная осадочная слоистость, так и разнообразные плоскостные текстуры: сланцеватость, поверхности кливажей разных типов, метаморфическая полосчатость.

В ядерной части антиклинория широко представлены структуры будинажа слоев амфиболитов и эклогитов среди включающих их сланцев. Иногда отмечаются цепочки таких будин, смятые в складки.

Помимо разнообразных складчатых форм, в породах антиклинория широко развиты мелкие разрывные дислокации разных кинематических типов.

Интенсивность проявления мелких складчатых и разрывных дислокаций по площади антиклинория развита неравномерно. Участки с интенсивно развитой мелкой складчатостью нескольких генераций чередуются с менее деформированными объемами пород.

Все эти наблюдения свидетельствуют о том, что в процессе становления структуры породы антиклинория прошли сложный, длительный путь деформационной истории.

Метаморфизм пород

Не менее сложный путь развития антиклинория фиксируется и в истории метаморфических преобразований пород.

Относительно метаморфизма пород Макбальского брахиантиклинория, также высказывались разные точки зрения [Бакиров, 1978; Кушев, Виноградов, 1987; Медведева, 1961; Талицкий, 1984; и др.]. Так, И.Е. Медведева [1961] на основании парагенетического анализа минеральных ассоциаций пришла к выводу, что породы антиклинория претерпели три этапа метаморфизма. На раннем, прогрессивном, этапе возникли наиболее высокотемпературные ассоциации, отвечающие условиям эклогитовой фации регионального метаморфизма. Затем, при понижении температуры, они сменились парагенезами амфиболитовой фации и, при дальнейшем понижении температуры, – парагенезами эпидот-амфиболитовой фации.

А.Б. Бакиров [1978] пересмотрел точку зрения И.Е. Медведевой. По характеру метаморфизма этот автор разделил киргизскую серию на две части. Нижняя, в объеме туюкарынской, макбальской и нельдинской свит, испытала метаморфизм фации дистеновых сланцев и неоднократный наложенный диафторез. Верхняя, в объеме ачикташской и каиндинской свит, была метаморфизована в зеленосланцевой фации. Контакт между нижней и верхней частями киргизской серии, по А.Б. Бакирову, всюду резкий.

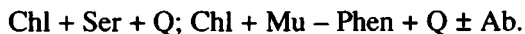
В результате наших работ в пределах антиклинория, обобщенных в работе В.Г. Талицкого [1984], были получены данные, позволившие по-новому взглянуть на характер метаморфических образований этого района. Наши исследования показали, что все породы Макбальского брахиантиклинория испытали два этапа метаморфизма: прогрессивный зональный метаморфизм кианит-силлиманитового типа повышенных давлений и диафторез, которому предшествующие исследователи придавали неоправданно большое значение.

Площадные полевые наблюдения, а также микроскопическое изучение шлифов позволили выделить в пределах Макбальского брахиантиклинория четыре зоны метаморфизма, которые последовательно сменяют одна другую по направлению от периферии к ядру: хлорит-серицитовую, биотитовую, гранатовую и ставролитовую. Границы зон метаморфизма, т.е. метаморфические изограды, располагаются субпараллельно границам стратиграфических подразделений. Породы различных зон метаморфизма по площади распространены неравномерно. Наибольшую площадь занимают породы гранатовой зоны.

Хлорит-серицитовая зона представлена, в основном, филлитовидными сланцами светло- и темнозеленого цвета, слагающими верхнюю часть каиндинской свиты. Характерными минеральными парагенезами¹ этих сланцев

¹ В работе приняты следующие условные обозначения минералов: Ab – альбит, Act – актинолит, Amf – амфибол, Bi – биотит, Ca – кальцит, Chl – хлорит, Chld – хлоритоид, Crx – клинопироксен, Clzo – клиноцонзит, Dol – доломит, Ep – эпидот, Gr – гранат, Mu – мусковит, Omf – омфациит, Phen – фенгит, Q – кварц, Ru – рутил, Ser – серицит, St – ставролит, Ta – тальк, Tr – тремолит. Цифры в индексе обозначают железистость – Fe/(Fe + Mg).

являются следующие:

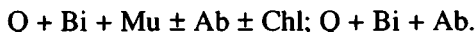


В породах этой зоны хорошо сохранились реликты первично-осадочных текстур и осадочная слоистость.

Биотитовая зона включает породы нижней части каиндинской свиты. В метапелитах этой зоны появляется хлоритоид и клиноцоизит, что говорит о повышенном содержании CaO в осадке. Наиболее характерные ассоциации метапелитов:



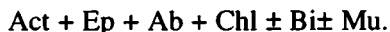
В метапесчаниках появляется биотит:



Для карбонатных пород характерны ассоциации:



Пород основного состава в этой зоне метаморфизма мало. Обычно это актинолитовые амфиболиты с ассоциацией:



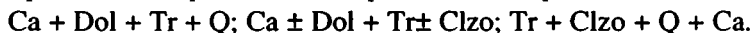
Гранатовая зона включает породы ачикташской, нельдинской, макбальской и верхов туюкарынской свиты.

Среди метапелитов зоны граната встречены обычные для этой ступени критические парагенезы:



Гранат в породах представлен порфиробластами размером 0.5–1 см, переполненными включениями кварца, хлорита, мусковита, клиноцоизита, хлоритоида, рутила. Иногда включения подчеркивают зональность граната. Нередко они внутри порфиробластов образуют S-образные структуры, указывающие на синтектоническую кристаллизацию гранатов. Общая железистость гранатов, отобранных из сланцев нельдинской свиты, составляет 93%, а из сланцев макбальской свиты – 80%. В сланцах постоянно присутствуют апатит, турмалин, рутил, циркон.

Среди карбонатных пород зоны граната различаются чистые мраморы и кальцифиры, характеризующиеся пестрым минеральным составом. Характерными минеральными парагенезами карбонатных пород являются следующие:

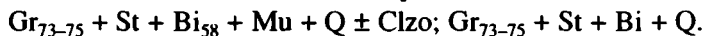


Иногда в этих породах отмечается флогопит. Среди мраморов изредка встречаются линзы практически чистых тремолитовых пород.

В гранатовой зоне метаморфизма широко распространены гранатовые амфиболиты. Встречаются два типа амфиболитов: клиноцоизит-гранатовые и эпидот-гранатовые. Первый тип характеризуется следующей минеральной ассоциацией: светло-зеленая роговая обманка, бледно-розовый гранат и клиноцоизит. Во втором типе – зеленая или сине-зеленая роговая обманка ассоциирует с ярко-розовым гранатом и эпидотом. И в тех, и в других амфиболитах постоянно присутствуют кварц и рутил.

Ставролитовая зона; породы этой зоны метаморфизма по площади антиклинария имеют ограниченное распространение. Их выходы отмечаются в ядре структуры, в районе перевала Туюкарын. Среди пород ставролитовой

зоны были выделены метапелиты с минеральными ассоциациями:



В единичных случаях в сланцах присутствует кианит.

Среди пород зоны ставролита, помимо гранатовых амфиболитов, широко распространены линзовидные тела эклогитов, которые по минеральному составу, химизму и условиям залегания сходны с амфиболитами. Единственным отличием является присутствие в эклогитовых ассоциациях моноклинного пироксена (омфацита). Характерными ассоциациями эклогитов являются следующие:

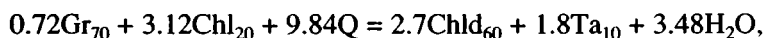


Микроскопически эклогиты первого типа отличаются от эклогитов второго цветом граната и омфацита. В первом парагенезе бледно-розовый гранат и бесцветный омфацит ассоциируют с клиноцоизитом, а во втором – ярко-розовый гранат и зеленый омфацит находятся в ассоциации с эпидотом.

На площади антиклинория породы всех метаморфических зон подвержены процессам альбитизации и турмалинизации. По мнению И.Е. Медведевой [1960] и А.Б. Бакирова [1978], альбитизация связана с наиболее низкотемпературным ретроградным метаморфизмом, однако результаты наших детальных наблюдений свидетельствуют о том, что альбитизация пород, так же, как и турмалинизация, начинается параллельно с развитием зонального метаморфизма и сопровождает формирование всех температурных зон. Диафторез же в породах Макбальского брахиантиклинория имеет место, но проявлен, в целом, довольно слабо и заключается в замещении граната зеленым биотитом, пироксенов и амфиболов эклогитов и гранатовых амфиболитов – хлоритом, эпидота – соссюритом, клиноцоизита – карбонатными минералами и т.п. Образующиеся при диафторезе минеральные ассоциации говорят о низкотемпературном протекании процесса, а весьма часто отмечаемые псевдоморфозы зеленого биотита по зернам граната, нацело замещающие последние, свидетельствуют, что процесс протекал в спокойной тектонической обстановке.

Тальк-хлоритонидные сланцы гранатовой зоны и их петрологическое значение

Предложенную схему развития метаморфизма пород Макбальского антиклинория подтверждают обнаруженные нами кристаллические сланцы с необычной минеральной ассоциацией: $\text{Chld} + \text{Gr} + \text{Ta} \pm \text{Chl} + \text{Q}$, ранее не описанные в петрологической литературе. В пределах антиклинория такие породы широко распространены в самых низах гранатовой зоны метаморфизма. По внешнему облику это – типичные слюдистые метапелиты с порфиробластовыми выделениями граната. Всесторонний петрологический анализ показал, что парагенезис $\text{Ta} + \text{Chld} + \text{Gr} + \text{Q}$ возник за счет распада более раннего парагенезиса $\text{Gr} + \text{Chl}$ в результате реакции:



которая является типичной для прогрессивного метаморфизма. Она сопровождается разрастанием зерен граната. Микрозондовое профилирование зерен граната из типичного образца тальк-хлоритоид-гранат-хлорит-кварцевой сланца показало, что они имеют прогрессивную зональность с плавным возрастанием содержания MgO (в мас.%) от центра к краям от 6.75 до 7.41 и соответствующим небольшим уменьшением количества MnO – от 0.67 до 0.5 и CaO – от 1.15–1.26 – до 1. Общая железистость граната от центра к краям снижается от 72.4 до 70%. Кроме того, анализ хлорита из средней части зерна граната показал, что его железистость составляет 25%, в то время как железистость хлорита из основной массы сланца равна 22.5%.

Рассчитанные Р-Т условия, при которых гранат-хлоритовые минеральные ассоциации замещаются тальк-хлоритоидными, составили величины следующего порядка: $T > 400\text{--}420\text{ }^{\circ}C$ и $P_s = 7\text{--}8$ кбар. Эти условия по температуре соответствуют условиям гранатовой зоны обычных кианит-силлиманитовых ореолов, но превышают последние по глубинности [Кориковский и др. 1983]. На большую глубинность прогрессивного зонального метаморфизма пород Макбальского антиклинория указывает очень высокая магнетизальность граната из метапелитов (30 мол.%), большая молярная плотность тальк-хлоритоидной ассоциации (записанная выше реакция имеет резко отрицательный объемный эффект), а также наличие в ядре структуры (в ставролитовой зоне метаморфизма) эклогитовых ассоциаций. Следует отметить, что Х. Массоне и В. Шрейер для образца тальк-хлоритоидного сланца, переданного им С.П. Кориковским, опубликовали цифру давления, равную 14 кбар [Massonne, Schreyer, 1987].

Результаты изучения условий образования тальк-хлоритоидных метапелитов позволяют предположить, что гранатовые амфиболиты и эклогиты Макбальского брахиантиклинория могут являться последовательными членами единого прогрессивного зонального метаморфизма кианит-силлиманитового типа повышенных давлений ($>7\text{--}8$ кбар), при котором в условиях гранатовой зоны за счет метаморфизма пород габброидного состава могли образоваться гранатовые амфиболиты, а при повышении температуры до условий ставролитовой зоны – эпидотовые и клиноцоизитовые эклогиты [Кориковский и др., 1983]. Однако выводы относительно образования таких пород, как эклогиты, не должны “...базироваться на характере вмещающих пород, пока не будут получены надежные данные химического и физического соответствия фазовых ассоциаций эклогитов вмещающим породам” [Мюллер, Саксена, 1980, с. 331]. Таким образом, петрологическое значение тальк-хлоритоидных парагенезисов метапелитов состоит в том, что они фиксируют высокотемпературные условия метаморфизма пород Макбальского антиклинория, включающих гранатовые амфиболиты и эклогиты.

ПЕТРОЛОГИЯ ГРАНАТОВЫХ АМФИБОЛИТОВ И ЭКЛОГИТОВ ТЮЕКАРЫНСКОЙ СВИТЫ (СТАВРОЛИТОВАЯ ЗОНА)

Гранатовые амфиболиты встречаются среди сланцев нельдинской макбальской и тюекарынской свит, эклогиты – только среди пород тюекарынской свиты.

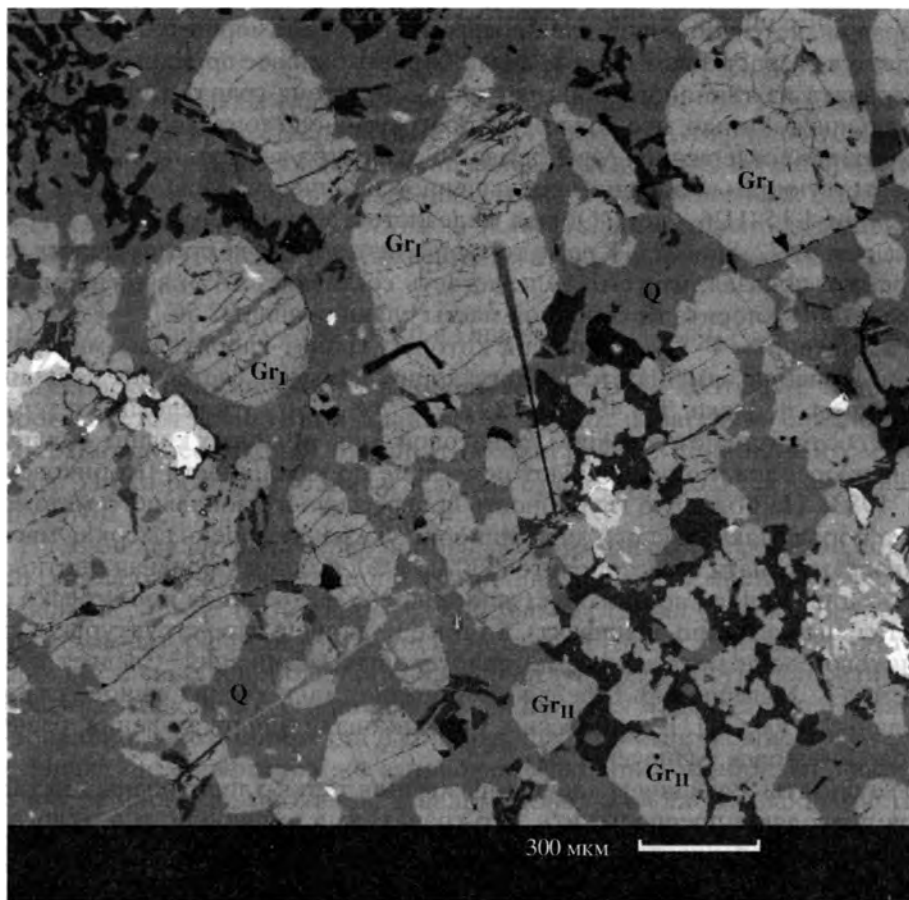


Рис. 2. Две генерации гранатов в гранатовых амфиболитах

Крупные гранаты первой генерации (Gr_I) разбиты трещинками, выполненными кварцем. Более мелкие гранаты второй генерации (Gr_{II}) образуют скопления с амфиболом

Амфиболиты слагают силлоподобные и дайкообразные тела, чаще линзовидные будины, вытянутые согласно простиранию вмещающих пород. Эклогиты слагают в основном будины размером от долей метра, нескольких метров до десятков и первых сотен метров.

Следует отметить, что взаимоотношения этих разностей пород в районе, даже в отдельных телах, достаточно сложные. Установлено крайне неравномерное распределение минералов с обособлением участков собственно гранатовых амфиболитов (парагенезис $Amf + Gr + Q$) и пород, содержащих омфациит. В породах отмечается две генерации гранатов: гранаты первой генерации образуют крупные зерна, разбитые трещинками, выполненными кварцем. Гранаты второй генерации более мелкие, не нарушены трещинками и образуют скопления вместе с амфиболом (рис. 2). Все разновидности пород содержат рутил и ильменит, которые часто образуют структуры распада, а также сфен, кальцит, альбит, реже фенгит и биотит. В эклогитах при микроскопических исследованиях был обнаружен сфалерит.

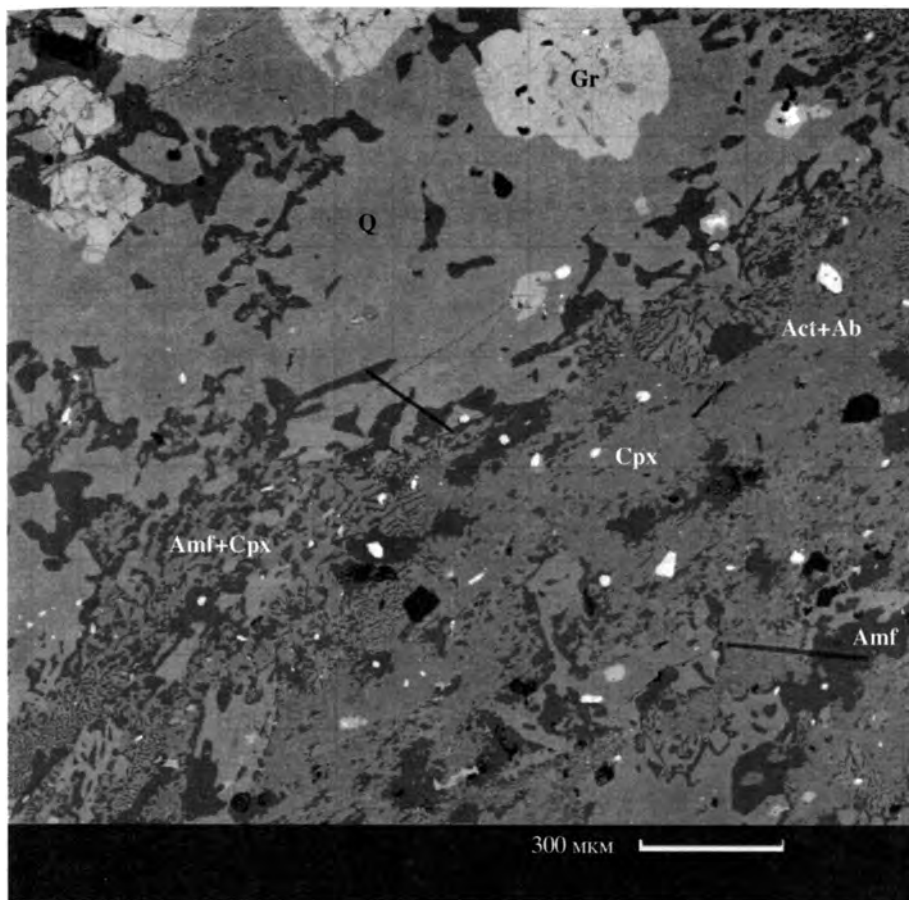


Рис. 3. Характер взаимоотношений минералов в эклогитах

Хорошо видны симплектиты амфибола (винчита) с клинопироксеном (Amf + Cpx, левая нижняя часть рисунка) и актинолита с альбитом (Act + Ab, правая верхняя часть рисунка)

Взаимоотношения омфациита и амфибола в эклогитах сложные. С одной стороны, можно наблюдать их равновесные соотношения без признаков замещения одного минерала другим. С другой – можно видеть, как амфибол замещает омфациит. Часто по краям крупных зерен омфациита, содержащих реликтовый амфибол, возникают амфибол-омфациитовые симплектиты, что свидетельствует об их одновременной кристаллизации. Отмечаются также более поздние заливообразные симплектиты актинолита с альбитом (рис. 3).

Химические составы минералов из гранатовых амфиболитов и эклогитов приведены в табл. 1 и 2.

Гранаты как амфиболитов, так и эклогитов, относятся к пироп-гроссуляр-альмандиновому ряду (6–12% пироба; 55–66% альмандина; 23–32% гроссуляра; 1% андрадита; 1–6% спессартина) и характеризуются довольно отчетливой зональностью (рис. 4). Крупные гранаты из амфиболитов (кривые 1, 2 на рис. 4) и эклогитов (кривые 4, 5 на рис. 4) в целом по характеру зо-

Таблица 1. Химический состав минералов из гранатовых амфиболитов тюекарынской свиты (ставролитовая зона)

Компонент	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Gr			Amf	Gr		Amf	Gr		Amf	Gr		
	центр	проме- жуток	край		центр	край		центр	край		центр	проме- жуток	край
	22**	24	23	25	29	30	31	26	27	28	131	132	133
SiO ₂	36.87	36.33	36.90	42.68	37.12	37.14	39.86	37.02	36.51	42.98	37.54	37.38	37.42
TiO ₂	0.15	0.07	–	0.37	0.05	–	0.35	0.25	0.05	0.22	0.12	0.10	0.67
Al ₂ O ₃	20.77	20.60	20.73	15.29	20.61	21.25	17.72	20.63	20.74	13.64	20.71	21.06	21.07
FeO	28.72	30.22	29.99	18.71	26.94	29.79	19.90	30.46	30.80	20.73	28.37	28.42	26.92
MnO	0.85	0.47	0.38	0.24	1.35	0.51	0.27	0.33	0.36	0.24	0.41	0.50	0.55
MgO	1.43	1.75	2.29	8.27	1.93	2.60	7.07	1.99	2.14	8.24	2.53	2.30	3.13
CaO	10.83	9.88	8.85	9.80	11.21	8.50	9.48	8.87	8.63	9.15	9.94	9.74	9.53
Na ₂ O	0.28	0.16	0.29	3.28	0.28	0.15	3.99	0.23	0.05	3.44	0.26	0.02	0.04
K ₂ O	–	–	–	1.02	–	0.02	1.06	0.06	–	1.01	–	–	–
NiO	–	0.03	0.11	0.02	0.02	0.03	0.03	0.16	0.11	0.06	–	–	–
CoO	–	0.06	0.05	0.01	0.02	–	–	–	0.24	0.03	–	0.02	0.03
SrO	0.12	0.39	0.46	0.31	0.27	0.01	0.25	–	0.10	0.35	–	0.37	0.40
BaO	–	0.06	0.27	–	0.20	–	0.04	–	0.26	–	–	–	0.22
Сумма	100.02	100.02	100.32	100.00	100.00	100.00	100.02	100.00	99.99	100.09	99.88	99.91	99.98

Кристаллохимические формулы

Si	2.96	2.94	2.97	6.58	2.97	2.97	6.22	2.97	2.95	6.69	2.99	2.98	2.96
Ti	–	–	–	0.04	–	–	0.04	0.01	–	0.03	–	–	0.04
Al	1.96	1.96	1.96	2.78	1.95	2.00	3.26	1.95	1.97	2.50	1.94	1.98	1.97
Fe	1.93	2.04	2.01	2.41	1.80	1.99	2.60	2.04	2.08	2.70	1.88	1.89	1.78
Mn	0.06	0.03	0.03	0.03	0.09	0.03	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Mg	0.17	0.21	0.28	1.90	0.23	0.32	1.64	0.24	0.26	1.91	0.30	0.27	0.37
Ca	0.93	0.85	0.73	1.62	0.96	0.72	1.58	0.76	0.75	1.53	0.85	0.83	0.81
Na	0.04	0.02	0.04	0.98	0.04	0.02	1.21	0.04	0.01	1.01	0.04	–	–
K	–	–	–	0.20	–	–	0.21	–	–	0.20	–	–	–
X _{Mg}	0.08	0.09	0.12	0.44	0.11	0.12	0.37	0.1	0.11	0.41	0.14	0.12	0.17
X _{Ca}	0.30	0.27	0.24	0.58	0.31	0.25	0.53	0.25	0.24	0.56	0.28	0.27	0.27

* Номера п/п. ** Номера анализов.

Примечание. 1–7 – амфиболиты с крупным гранатом, 8–13 – амфиболиты с мелким гранатом. Здесь и далее – $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe + Mn)$, X_{Ca} (в гранате) = $Ca/(Ca + Mg + Fe)$; X_{Ca} (в амфиболе) = $Ca/(Ca + Na + K)$. Анализы выполнены на микрозонде CAMSCAN в лаборатории микроанализа кафедры петрологии геологического факультета МГУ. Аналитик Н.Н. Коротаева.

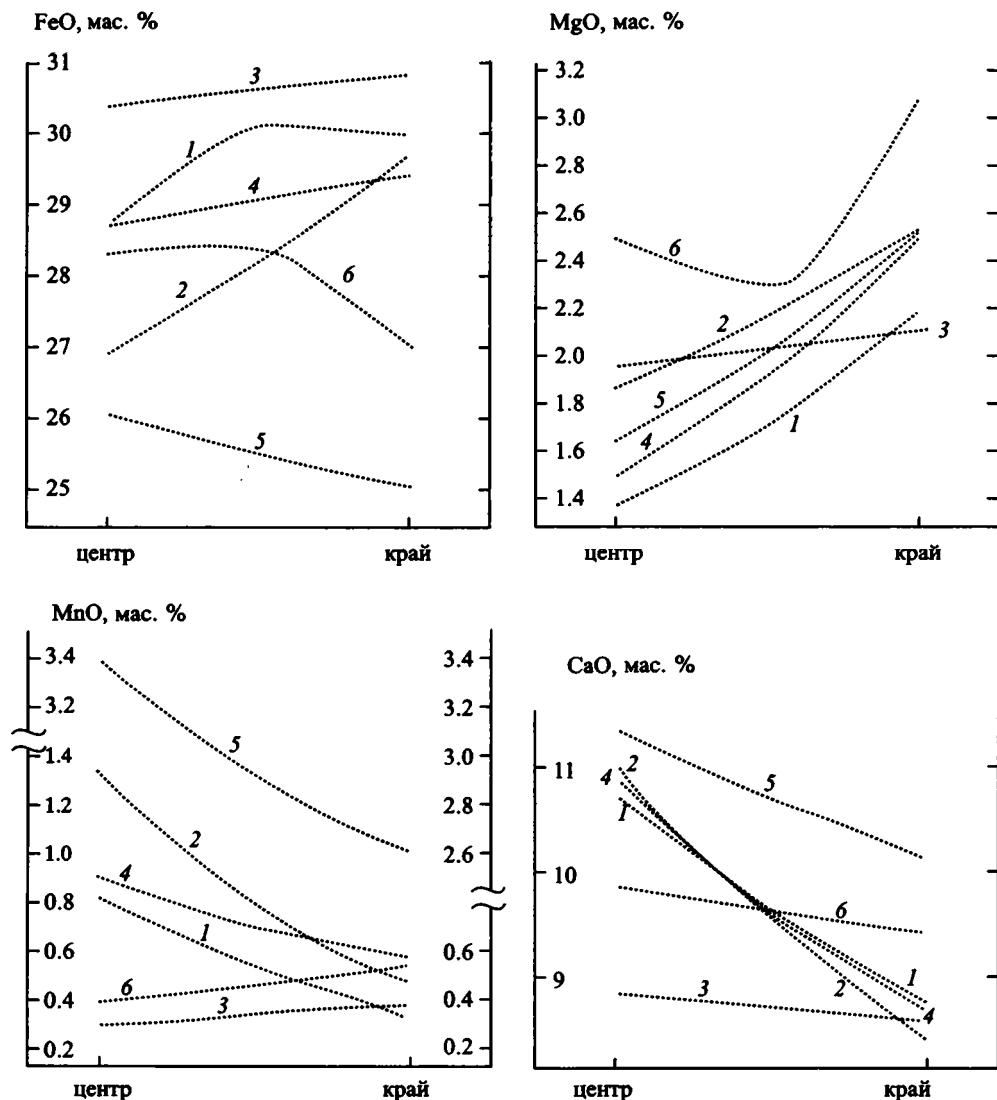


Рис. 4. Зональность гранатов из гранатовых амфиболитов и эклогитов ставролитовой зоны
 1 – анализы 22, 23, 2 – анализы 29, 30 – гранаты из амфиболитов с крупным гранатом; 3 – анализы 26, 27, 6 – анализы 131–133 – с мелким гранатом; 4 – анализы 32, 32а, 5 – анализы 127, 128 – гранаты из эклогитов. Описание зональности см. в тексте

нальности близки. Для них отмечается возрастание содержания железа и магния и убывание содержания кальция и марганца от центра зерен к краю. Зональность мелких зерен граната (кривая 3 на рис. 4) из амфиболитов выражена слабо. В общем, по химическому составу, мелкие гранаты близки к краевым зонам крупных гранатов, что может свидетельствовать об их более поздней кристаллизации.

В амфиболитах встречаются также гранаты со сложным характером зональности (кривая 6 на рис. 4). С одной стороны, распределение марганца и

кальция в таких гранатах приближает их к мелким гранатам. В то же время, для железа и магния намечаются противоположные экстремумы для промежуточной зоны. Вначале, при возрастании концентраций железа, количество магния убывает, а затем к краевым частям резко возрастает содержание магния и убывает содержание железа. В эклогитах встречаются также марганцовистые гранаты (3.4–2.61% MnO) с минимальным содержанием железа, что объясняется изоморфизмом железа и марганца (анализы 127, 128, см. табл. 2). Следует отметить, что характер распределения железа в гранатах является наиболее сложным. В одних случаях концентрации железа от центральных частей к краевым падают, в других, наоборот, возрастают (см. рис. 4). Центральные части зерен граната, как правило, не содержат элементов-примесей, в то время как краевые обогащены такими крупноионными элементами, как калий, стронций и барий, что свидетельствует о повышении давления в ходе кристаллизации гранатов.

Амфиболы в породах также различаются по составу. Амфиболы в парагенезисе с омфацитом характеризуются существенно более высоким содержанием титана, минимальным содержанием железа и марганца и повышенным содержанием никеля, стронция и бария (анализ 129, см. табл. 2). Амфиболы из гранатовых амфиболитов в целом близки по составу и характеризуются низкой титанистостью. Все амфиболы относятся к винчитам, натрий-кальциевым разностям, переходным от амфиболов актинолит-роговообманкового ряда к глаукофан-кросситовому, что обычно для эклогит-глаукофансланцевых комплексов [Добрецов, 1974].

В омфацитах содержание натрия в формуле составляет 0.25–0.3, практически весь глинозем находится в шестерной координации, что свидетельствует о высоком давлении при его образовании.

Белая слюда в эклогитах представлена высокотемпературным фенгитом (Mg и Fe в формуле составляют, соответственно, 0.28 и 0.21, а сумма Na и K равна 0.99).

Температуры метаморфизма пород, оцененные по равновесиям различных минералов [Перчук, 1970], в целом близки: 520–640 °C (Amf–Gr); 560–590 °C (Cpx–Gr); 550–600 °C (Cpx–Amf). С учетом зональности гранатов можно сделать вывод о прогрессивном характере метаморфизма эклогитов и гранатовых амфиболитов, при котором температура возросла примерно на 100 °C.

Давление при кристаллизации эклогитов, рассчитанное по коэффициенту распределения магния и кальция между гранатом и клинопироксеном [Перчук, 1973], составляет, соответственно, 8–8.5 кбар и 6–8 кбар. Более высокие значения давления (12 кбар) получены по амфибол-плагиоклазовому барометру Г.Б. Ферштатера [1990] и клинопироксен-гранатовому барометру А.Л. Перчука (10 кбар) [1992]. В то же время, по данным А. Бакирова и др. [1998], давление при образовании эклогитов Макбальского брахиантиклинория достигало 30 кбар, а температуры – 800 °C. Авторы основываются на оценках давления по содержанию кремния в фенгитах. Однако изученный фенгит из эклогитов (см. табл. 2, анализ 130) позволяет допустить максимальное значение давления, не превышающее 15 кбар (см. ниже, рис. 11).

Эклогитовые ассоциации, аналогичные макбальским как по минеральному составу (гранат + омфацит + цоизит + субкальциевые амфиболы), так и по условиям образования (прогрессивный метаморфизм пород базальто-

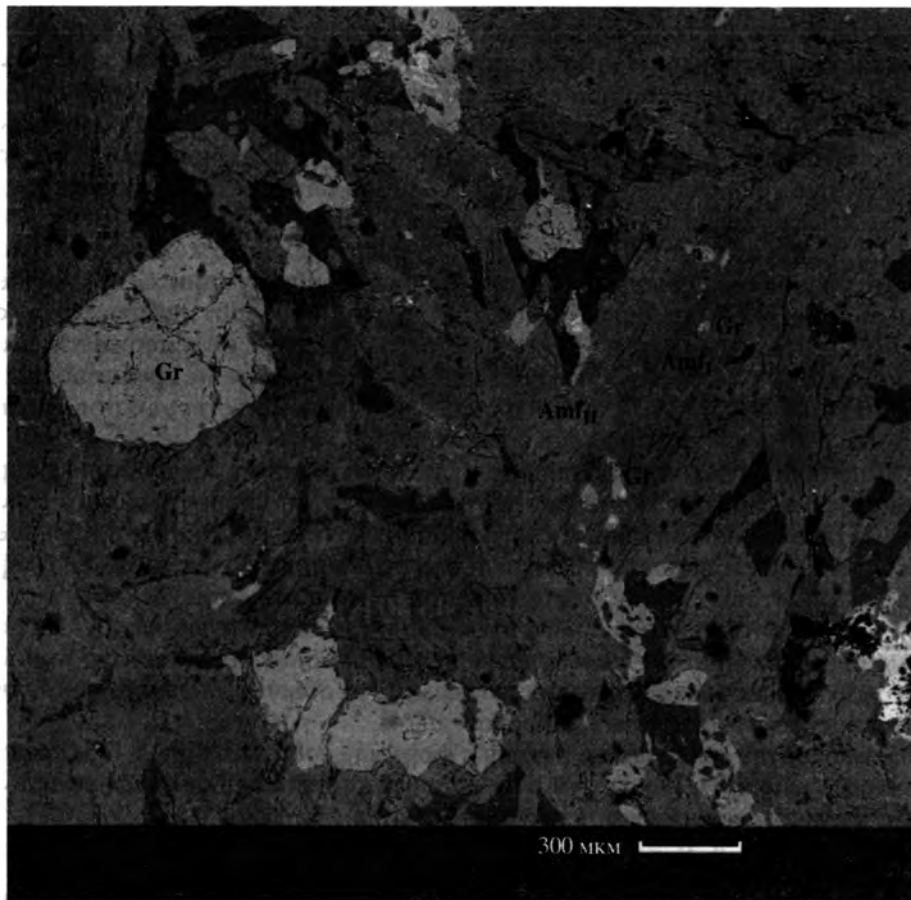


Рис. 5. Реликтовая диабазовая структура в гранатowych амфиболитах

Хорошо видно зональное строение амфиболов: центральные части (Amf I) сложены актинолитом, краевые (Amf II) – эдсит-паграситом

вого состава при $T = 525 \pm 50$ °C и $P = 7$ кбар) описаны Б.А. Морганом в образцах из Пуэрто-Кабелло, Венесуэла [Мюллер, Саксена, 1980].

Ближние параметры начала эклогитизации базальтов и габброидов в земной коре приводятся в работе Б.Г. Лутца [1974] – $T = 350\text{--}700$ °C, $P = 6\text{--}8$ кбар, а согласно данным, приведенным в работе Х. Аустрейма [Austrheim, 1994], минимальные параметры эклогитизации в коре соответствуют $T = 600\text{--}700$ °C, $P = 5$ кбар.

ПЕТРОЛОГИЯ ГРАНАТОВЫХ АМФИБОЛИТОВ МАКБАЛЬСКОЙ СВИТЫ (ГРАНАТОВАЯ ЗОНА)

Гранатowe амфиболиты макбальской свиты, развитые в пределах гранатовой зоны, слагают будины размером $(20\text{--}15) \times (5\text{--}7)$ м и сложены, помимо граната и амфибола, клиноцоизитом, альбитом и олигоклазом, кварцем,

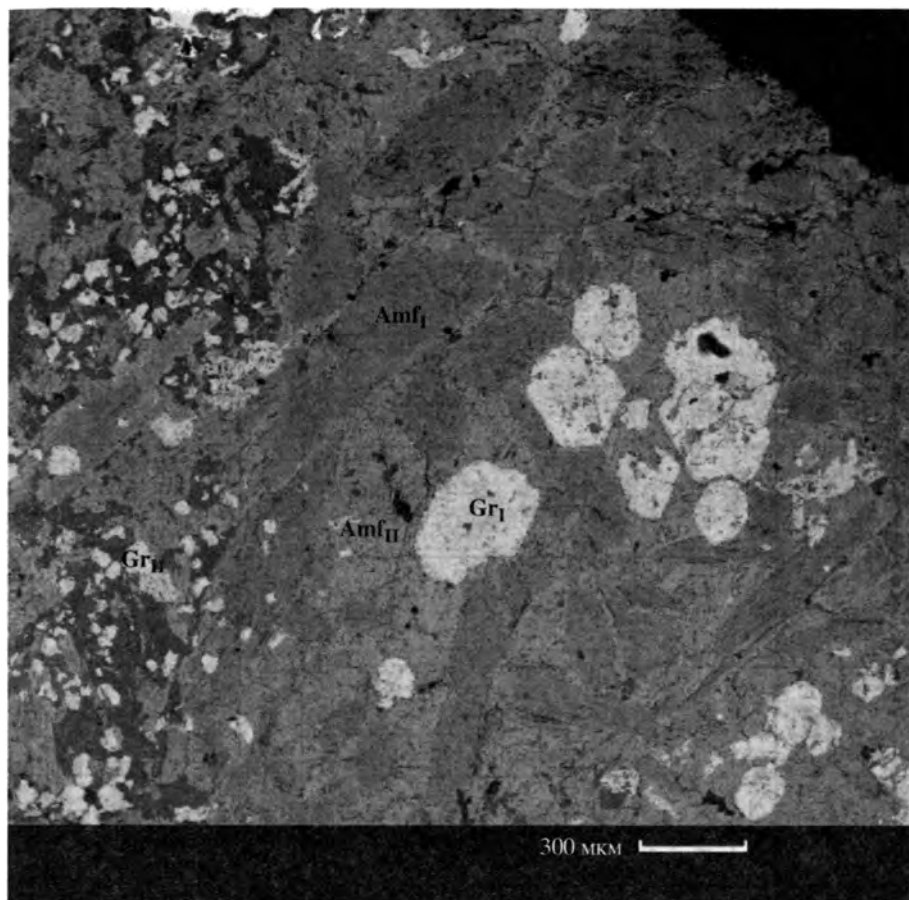


Рис. 6. Две генерации гранатов в гранатовых амфиболитах

фенгитом, рутилом и сфеном. Очень редко встречаются мелкие чешуйки биотита. Часто наблюдаются реликтовая диабазовая структура амфиболитов, свидетельствующая о первичном магматическом субвулканическом происхождении пород (рис. 5). Как и в эклогитах, гранаты амфиболитов образуют две генерации (рис. 6). Крупные гранаты первой генерации обнаруживают зональность, аналогичную таковой для гранатов из эклогитов (табл. 3; рис. 7, кривые 1–3, 5, 7, 9, 11, 12), причем отмечается следующая закономерность: чем крупнее зерно, тем ярче проявлена зональность. Мелкие гранаты практически не зональны, и их состав близок к краевым зонам крупных гранатов (см. рис. 7, кривая 4). Кроме того, в зернах амфиболов широко развиты мелкие зерна гранатов, по составу близкие к центральным зонам крупных гранатов (см. рис. 7, кривые 8, 10). Наиболее крупное включение граната в центральной части амфибола характеризуется отсутствием зональности по содержанию магния, возрастанием кальциевости к краевым частям и противоположными трендами изменения железа и марганца (см. рис. 7, кривая 6). Как и в эклогитах ставролитовой зоны, в гранатовых амфиболитах встречаются гранаты с высоким содержанием марганца в цент-

Таблица 3 (окончание)

Компонент	13*	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
	центр	край, контакт с Amf (33)**	центр	край, контакт с Amf (32)	центр	край, контакт с Clzo (36)	центр	край	центр	проме- жуток	край контакт с Clzo (48)	центр	край контакт с Amf (59)
	28**	29	30	31	38	37	43	42	46	49	47	57	58
SiO ₂	36.97	37.28	37.57	37.64	37.60	37.63	37.59	36.69	36.53	36.23	36.42	36.91	36.33
TiO ₂	0.01	0.01	0.21	0.04	–	0.09	0.27	0.15	0.24	0.08	0.09	0.04	0.03
Al ₂ O ₃	20.93	21.13	21.16	20.90	21.02	20.96	20.90	20.66	20.29	20.39	20.62	20.48	20.39
FeO	31.45	28.90	24.98	26.19	28.05	28.64	24.78	25.02	22.42	26.50	31.48	30.33	31.01
MnO	0.20	0.64	1.96	1.92	1.42	0.52	1.94	2.07	6.77	4.41	0.29	1.00	0.48
MgO	1.74	2.31	1.11	1.11	1.37	2.42	0.87	0.89	0.50	0.64	1.57	1.36	2.10
CaO	7.57	8.52	12.41	11.43	9.37	8.47	12.80	13.12	12.16	10.67	8.48	8.69	8.53
Na ₂ O	0.15	0.02	0.28	0.15	0.08	0.15	0.02	–	0.22	0.04	0.25	0.11	0.08
K ₂ O	0.04	0.04	0.05	–	0.06	0.02	–	0.02	0.05	0.03	0.01	0.05	0.01
Cr ₂ O ₃	0.05	0.18	0.03	–	0.03	0.02	0.01	0.02	0.10	–	–	–	0.04
NiO	–	0.12	0.08	–	0.18	0.25	0.04	0.09	–	–	0.08	–	0.28
CoO	0.02	0.13	–	–	0.06	–	0.12	0.11	–	0.02	–	–	0.03
BaO	0.10	–	–	0.11	0.24	0.02	0.07	0.06	–	0.09	–	0.02	0.03
SrO	0.53	0.51	0.09	0.40	0.43	0.67	0.41	0.74	0.50	0.74	0.55	0.75	0.54
P ₂ O ₅	0.22	0.22	0.07	0.10	0.10	0.08	0.19	0.22	0.22	0.11	0.12	0.23	0.13
Сумма	99.98	100.01	100.00	99.99	100.01	99.94	100.01	99.86	100.00	99.95	99.96	99.97	100.01
Кристаллохимические формулы													
Si	2.97	2.97	2.99	3.00	3.01	3.00	2.99	2.95	2.95	2.94	2.95	2.98	2.94
Ti	–	–	0.01	–	–	–	0.02	0.01	0.02	–	–	–	–
Al	1.98	1.99	1.98	1.96	1.98	1.97	1.96	1.96	1.93	1.95	1.96	1.95	1.94
Fe	2.12	1.93	1.66	1.75	1.87	1.91	1.65	1.68	1.51	1.80	2.13	2.05	2.10
Mn	0.01	0.04	0.13	0.13	0.09	0.04	0.13	0.14	0.46	0.30	0.02	0.07	0.03
Mg	0.21	0.28	0.13	0.13	0.16	0.29	0.10	0.10	0.06	0.08	0.19	0.16	0.25
Ca	1.65	0.73	1.06	0.98	0.80	0.72	1.09	1.14	1.05	1.93	0.74	0.75	0.74
Na	0.02	–	0.04	0.02	0.01	0.02	–	–	0.03	–	0.04	0.02	0.01
X _{Mg}	0.09	0.12	0.07	0.06	0.08	0.13	0.05	0.05	0.03	0.04	0.08	0.07	0.11

Примечание. 1–4 – обр.1/3; 5–16 – обр. 1/5; 17–20 – обр. 1/2; 21–23 – обр. 1/6; 24, 25 – обр. 1/4.

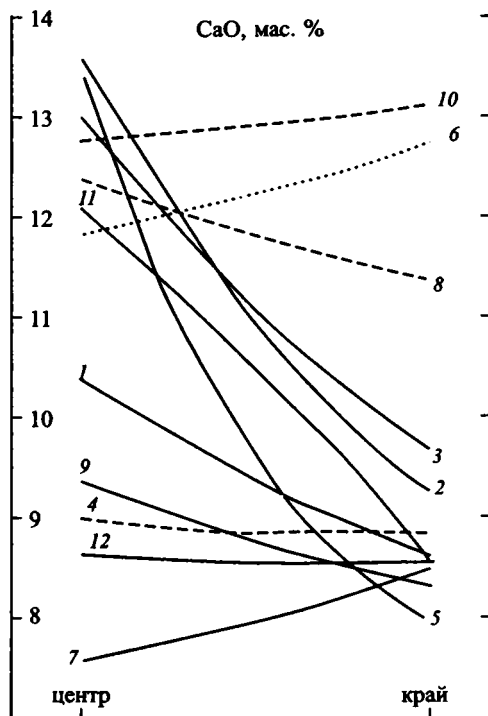
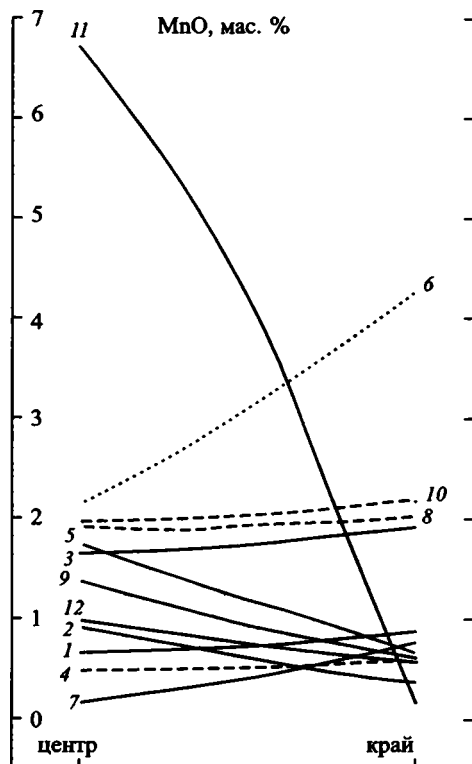
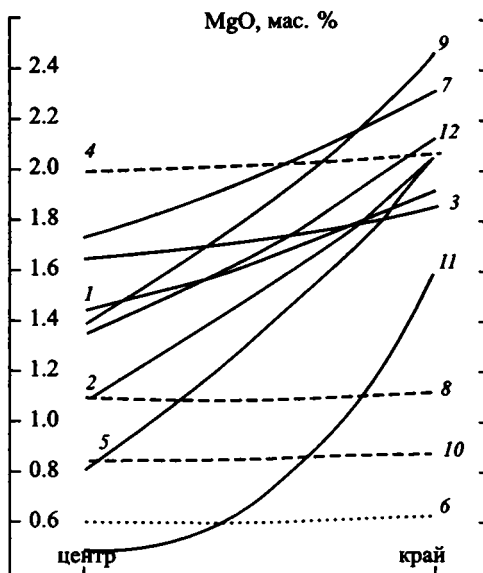
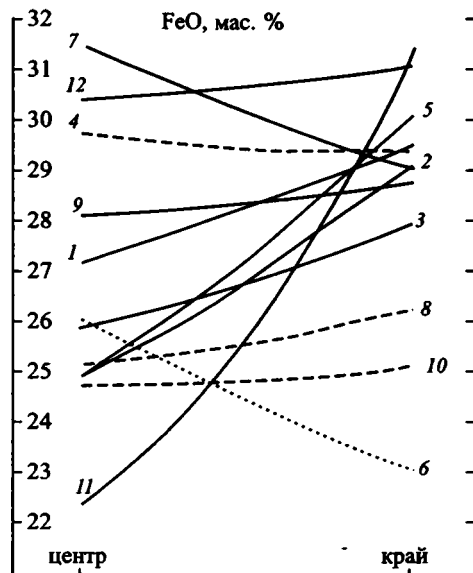


Рис. 7. Зональность гранатов из гранатовых амфиболитов гранатовой зоны

1 – анализы 1, 2; 2 – анализы 10, 11; 3 – анализы 12, 13; 4 – анализы 18, 19; 5 – анализы 23, 24; 6 – анализы 26, 27; 7 – анализы 28, 29; 8 – анализы 30, 31; 9 – анализы 37, 38; 10 – анализы 42, 43; 11 – анализы 46, 47, 49; 12 – анализы 57, 58. Описание зональности см. в тексте

ральных частях (до 6.77%), которое резко падает к краевым, в то же время в этом направлении резко возрастает содержание железа (рис. 7, кривая 11).

Содержание пиропы в гранатах из амфиболитов макбальской свиты несколько ниже (2–10%), а андрадита – выше (1–4%), чем в гранатах из эклогитов и амфиболитов тюекарынской свиты; альмандиновый и гроссуляровый миналы обнаруживают больший разброс значений: от 48 до 71% и от 21 до 38%, соответственно. Содержание спессартинового минала в среднем составляет 1–4%, однако в центральных частях некоторых зерен достигает 10–15%.

Амфиболы также обнаруживают четкую зональность (см. рис. 5). Центральные части зерен сложены актинолитом, содержащим глаукофановый минал (10–20%), краевые – роговой обманкой эденит-паргаситового ряда (табл. 4). По соотношению практически всех минералообразующих элементов устанавливается единый тренд изменения химического состава амфиболов от актинолитов ядерных частей зональных амфиболов, через эденит-паргаситовые каймы к винчитам эклогитов (рис. 8), что указывает на прогрессивный характер метаморфизма (рис. 9).

Клиноцоизит относится к железистым разновидностям, переходным к эпидоту (табл. 5). Вмещающие породы представлены прохлорит-фенгит-кварцевыми сланцами с редкими чешуйками биотита и зернами анкерита (см. табл. 5). Фенгиты из гранатовых амфиболитов и сланцев в целом близки по составу.

Оценки температур и давлений метаморфизма методами Л.Л. Перчука [1970, 1973] для гранатовых амфиболитов составляют $T = 360\text{--}420\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Gr-Amf), $380\text{--}520\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Gr-Bi), $P = 4.5\text{--}5$ кбар (Gr-Bi). Для вмещающих сланцев по гранат-фенгитовому [Krogh, Raheim, 1978] и хлорит-биотитовому [Перчук, 1970] термометрам получены близкие температуры: $400\text{--}430\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $400\text{--}450\text{ }^{\circ}\text{C}$. По фенгитовому барометру [Massone, Schreyer, 1987] оценки давлений составляют 13 кбар – для гранатовых амфиболитов и $14\text{--}14.5$ кбар – для вмещающих сланцев, если допустить равенство литостатического и флюидного давлений.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЭКЛОГИТОВ И ГРАНАТОВЫХ АМФИБОЛИТОВ

Наличие включений гранатов и плагиоклазов в амфиболах, а также зональности гранатов и амфиболов позволило рассчитать эволюцию P - T условий метаморфизма и геотермический градиент, который составлял около $10\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Термодинамические условия метаморфизма эклогитов тюекарынской свиты ставролитовой зоны образуют единый тренд с гранатовыми амфиболитами макбальской свиты гранатовой зоны, наращивая его в области больших значений температур и давлений (рис. 10). Этот факт свидетельствует о том, что гранатовые амфиболиты и эклогиты Макбальского брахиантиклинория могут являться последовательными членами единого прогрессивного зонального метаморфизма кианит-силлиманитового типа повышенных давлений, при котором в условиях гранатовой зоны за счет метаморфизма пород габброидного состава могли образоваться гранатовые ам-

Таблица 4. Химический состав амфиболов из гранатовых амфиболитов макбальской свиты (гранатовая зона)

Компонент	1*	2	3	4	5	6	7	8	9
	край, контакт с Gr (2)**	центр	центр	край	центр, контакт с Ab (8)	край	центр, контакт с Pl (17)	контакт с Bi (21)	край, контакт с Gr (23)
	3**	4	5	6	7	9	16	20	22
SiO ₂	55.95	56.52	55.29	49.53	57.73	49.35	55.91	48.80	48.48
TiO ₂	—	—	0.08	—	0.18	0.15	—	0.23	0.25
Al ₂ O ₃	2.79	2.60	2.98	11.06	1.89	10.13	3.01	11.50	11.87
FeO	10.79	9.03	11.13	13.68	8.32	15.01	10.06	14.83	15.58
MnO	0.20	0.10	0.16	0.34	—	0.08	0.17	0.15	0.08
MgO	17.50	18.39	16.76	11.96	18.58	11.75	18.05	11.96	10.88
CaO	11.42	11.15	11.76	9.56	11.75	9.87	10.59	9.67	10.14
Na ₂ O	0.52	1.05	0.60	2.36	0.76	1.99	1.14	1.78	1.73
K ₂ O	0.10	0.11	0.09	0.32	0.14	0.32	0.11	0.31	0.28
Cr ₂ O ₃	—	0.02	0.13	0.22	—	0.04	0.02	0.08	0.04
NiO	0.19	—	0.09	0.12	0.21	0.16	0.11	0.10	0.07
CoO	0.09	—	—	0.22	0.02	—	—	—	0.15
BaO	0.18	0.36	—	0.40	—	0.34	0.15	0.01	0.02
SrO	0.19	0.42	0.62	0.08	0.31	0.62	0.54	0.43	0.28
P ₂ O ₅	0.08	0.30	0.31	0.11	0.07	0.10	0.09	0.12	0.03
Сумма	100.00	100.05	100.00	99.96	99.96	99.91	99.95	99.97	99.88
Кристаллохимические формулы									
Si	8.11	8.14	8.05	7.35	8.27	7.38	8.09	7.25	7.23
Ti	—	—	0.01	—	0.02	0.02	—	0.03	0.03
Al ^{IV}	—	—	—	0.65	—	0.62	—	0.75	0.77
Al ^{VI}	0.48	0.44	0.51	1.28	0.32	1.17	0.51	1.26	1.32
Fe	1.31	1.09	1.36	1.70	1.00	1.87	1.22	1.84	1.94
Mn	0.03	0.01	0.02	0.04	—	0.01	0.02	0.02	0.02
Mg	3.78	3.95	3.64	2.64	3.96	2.62	3.89	2.65	2.42
Ca	1.78	1.71	1.84	1.52	1.80	1.58	1.64	1.54	1.62
Na	0.15	0.29	0.17	0.68	0.21	0.58	0.32	0.51	0.50
K	0.02	0.02	0.02	0.06	0.03	0.06	0.02	0.06	0.05
P	0.01	0.04	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	—
Cr	—	—	0.02	0.03	—	—	—	0.01	0.01
Ni	0.02	—	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Co	0.01	—	—	0.03	—	—	—	—	0.02
Sr	0.01	0.04	0.05	0.01	0.03	0.05	0.05	0.04	0.02
Ba	0.02	0.02	—	0.02	—	0.03	0.01	—	—
X _{Mg}	0.74	0.78	0.73	0.60	0.80	0.58	0.76	0.59	0.55
X _{Ca}	0.91	0.85	0.91	0.67	0.88	0.71	0.83	0.73	0.75
Al ^{IV} + Ti	0.00	0.00	0.01	0.65	0.02	0.64	0.00	0.78	0.80
Al ^{VI} + Na	0.63	0.73	0.68	1.96	0.53	1.75	0.83	1.77	1.82
* Номера п/п. ** Номера анализов.									

10*	11	12	13	14	15	16	17	18	19
центр. контакт с Gr(26)**	контакт с Gr(31)	контакт с Gr(29)	центр	контакт с Bi (40)	центр	центр	край	контакт с Gr (47)	контакт с Gr (58)
25**	32	33	35	39	41	44	45	51	59
45.35	55.55	57.04	55.84	53.36	54.82	56.20	50.19	43.89	55.19
0.44	0.04	—	0.18	0.12	—	—	0.28	0.22	—
13.32	3.14	2.63	2.97	7.07	4.59	3.23	9.63	14.63	3.91
15.92	11.73	8.88	10.53	11.51	11.58	9.30	14.43	17.14	11.60
0.29	0.10	—	—	0.12	0.21	0.01	0.29	0.24	0.24
10.10	16.52	18.63	17.44	15.04	16.15	17.70	12.28	10.78	15.95
11.05	11.34	11.41	11.19	10.32	10.90	11.31	9.58	9.74	10.56
1.95	0.57	0.82	0.72	1.52	0.85	0.72	1.87	1.55	1.22
0.34	0.13	0.14	0.09	0.18	0.11	0.07	0.29	0.39	0.16
0.13	0.12	0.01	—	—	—	0.01	—	0.16	0.05
—	0.15	0.22	0.05	—	—	0.05	—	0.08	0.06
0.10	—	0.01	0.16	—	—	—	—	—	—
—	—	0.10	—	—	—	0.12	—	0.13	—
0.64	0.42	0.02	0.68	0.53	0.61	0.96	0.89	0.82	0.71
0.26	0.14	0.05	0.14	0.20	0.17	0.30	0.23	0.17	0.17
99.89	99.95	99.96	99.99	99.97	99.99	99.98	99.96	99.94	99.82

Кристаллохимические формулы

6.86	8.09	8.18	8.09	7.77	7.97	8.10	7.45	6.67	8.06
0.05	0.01	—	0.02	0.01	—	—	0.03	0.03	—
1.14	—	—	—	0.23	0.03	—	0.55	1.33	—
1.24	0.54	0.45	0.51	0.98	0.76	0.55	1.14	1.29	0.67
2.01	1.43	1.07	1.28	1.40	1.41	1.12	1.79	2.18	1.42
0.04	0.01	—	—	0.02	0.03	—	0.04	0.03	0.03
2.28	3.59	3.98	3.77	3.26	3.50	3.81	2.72	2.44	3.47
1.79	1.77	1.75	1.74	1.61	1.70	1.75	1.52	1.59	1.65
0.57	0.16	0.23	0.20	0.43	0.24	0.20	0.54	0.46	0.35
0.06	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.06	0.08	0.03
0.03	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.04	0.03	0.02	0.02
0.02	0.01	—	0.01	—	—	—	—	0.02	0.01
—	0.02	0.03	0.02	—	—	0.01	—	0.01	0.01
0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0.06	0.04	—	0.06	0.04	0.05	0.08	0.08	0.07	0.02
—	—	0.01	—	—	—	0.01	—	0.01	—
0.53	0.71	0.79	0.75	0.70	0.71	0.77	0.60	0.52	0.71
0.74	0.91	0.87	0.89	0.78	0.87	0.89	0.72	0.75	0.81
1.19	0.01	0	0.02	0.24	0.03	0	0.58	1.36	0
1.81	0.70	0.68	0.71	1.41	1.00	0.75	1.68	1.75	1.02

Примечание. 1–6 – обр. 1/3; 7–12 – обр. 1/5; 13–17 – обр. 1/2; 18 – обр. 1/6; 19 – обр. 1/4.

**Таблица 5. Химический состав минералов из гранатовых амфиболитов
и вмещающих сланцев макбальской свиты
(гранатовая зона)**

Компо- нент	1*	2	3	4	5	6	7	8
	Ab кон- такт с Amf (7)**	Clzo кон- такт с Gr(13)	Bi кон- такт с Gr (8)	Pl кон- такт с Amf (16)	Bi кон- такт с Amf (20)	Clzo кон- такт с Gr (29)	Clzo кон- такт с Gr (37)	Bi
	г**	14	15	17	21	34	36	40
SiO ₂	68.08	39.78	39.11	62.19	38.66	38.95	39.48	37.83
TiO ₂	0.07	0.14	1.46	—	1.65	0.10	0.23	1.73
Al ₂ O ₃	19.35	29.44	17.62	22.60	17.68	27.24	28.40	17.21
FeO	0.20	5.53	19.24	0.42	19.05	8.28	6.36	19.83
MnO	—	0.17	—	0.07	0.09	0.01	0.15	0.20
MgO	—	—	12.27	—	11.85	0.13	0.15	11.95
CaO	0.24	24.20	0.07	4.39	0.06	23.43	24.03	0.06
Na ₂ O	10.94	—	0.20	8.77	0.35	0.04	—	0.50
K ₂ O	0.09	0.01	9.51	0.11	9.38	0.06	0.03	9.62
Cr ₂ O ₃	—	—	0.04	0.04	—	0.09	0.07	0.40
NiO	0.05	0.16	—	0.05	0.35	—	0.08	0.02
CoO	—	0.02	0.08	0.21	—	0.02	—	0.02
BaO	—	—	0.12	0.13	—	0.22	0.15	—
SrO	0.75	0.30	0.21	0.80	0.67	1.16	0.63	0.52
P ₂ O ₅	0.23	0.20	—	0.19	0.18	0.26	0.18	0.07
Сумма	100.00	99.95	99.93	99.97	99.97	99.99	99.94	99.96
Кристаллохимические формулы								
Si	2.98	3.16	3.08	2.78	3.05	3.06	3.16	2.00
Ti	—	—	0.09	—	0.10	—	0.01	0.10
Al	1.00	2.75	1.63	1.19	1.64	2.60	2.68	1.61
Fe	—	0.37	1.26	0.01	1.25	0.56	0.48	1.32
Mn	—	0.01	—	—	—	—	0.01	0.01
Mg	—	—	1.44	—	1.39	0.01	0.01	1.42
Ca	0.01	2.05	—	0.21	—	2.04	2.06	—
Na	0.93	—	0.03	0.76	0.05	—	—	0.08
K	—	—	0.95	0.01	0.94	—	—	0.98
P	0.01	0.01	—	0.01	0.01	0.01	0.01	—
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni	—	0.01	—	—	0.02	—	—	—
Sr	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	—	0.03	0.02
X _{Mg}	—	—	0.53	—	—	—	—	0.51
* Номера п/п. ** Номера анализов.								

9*	10	11	12	13	14	15	16
Clzo кон- такт с Ga (47)**	Ab	Phen		Chl	карбонат	Bi	Phen
		центр	край				
48**	50	52	54	53	55	56	60
39.23	64.77	52.34	51.82	31.15	0.19	40.33	49.75
—	0.06	0.23	0.28	0.02	—	1.79	0.38
28.48	21.20	30.42	31.03	22.06	—	17.63	33.95
6.72	0.22	1.57	1.96	25.20	14.63	17.28	1.99
0.12	—	—	0.08	0.17	1.02	0.21	—
0.10	—	2.79	2.70	19.80	29.15	12.87	1.37
24.36	2.51	0.04	—	0.06	54.08	0.20	0.04
0.22	9.87	0.53	0.77	0.02	—	0.19	0.91
0.06	0.11	10.19	10.33	0.11	—	9.01	10.01
0.15	—	0.26	0.10	0.20	—	0.07	0.10
0.28	0.08	0.14	—	0.02	0.44	0.11	0.12
—	—	0.11	0.07	—	—	—	—
0.13	0.03	0.10	0.18	0.08	0.12	—	0.35
0.07	0.98	0.94	0.52	0.77	0.10	0.26	0.68
0.07	0.17	0.31	0.15	0.31	0.21	—	0.27
99.99	100.00	99.97	99.99	99.97	99.94	99.95	99.92
Кристаллохимические формулы							
3.14	2.87	3.63	3.60	2.92	—	3.13	3.46
—	—	0.01	0.01	—	—	0.10	0.02
2.69	1.11	2.48	2.54	2.44	—	1.61	2.78
0.45	0.01	0.09	0.11	1.94	0.22	1.12	0.12
0.01	—	—	—	2.77	0.02	0.01	—
0.01	—	0.29	0.28	—	0.76	1.49	0.14
2.10	0.12	—	—	—	1.00	0.01	0.02
0.03	0.85	0.07	0.01	—	—	0.03	0.12
—	—	0.90	0.91	0.01	—	0.89	0.89
—	—	0.02	0.01	0.02	—	—	0.02
0.01	—	0.01	—	0.01	—	—	—
0.01	—	0.01	—	—	—	—	—
—	0.02	0.04	0.02	0.03	—	0.01	0.03
—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1–10, 16 – гранатовые амфиболиты: 1 – обр. 1/3; 2–6 – обр. 1/5; 7, 8 – обр. 1/2; 9, 10 – обр. 1/6; 16 – обр. 1/4; 11–15 – вмещающие сланцы: 11–15 – обр. 1/8.

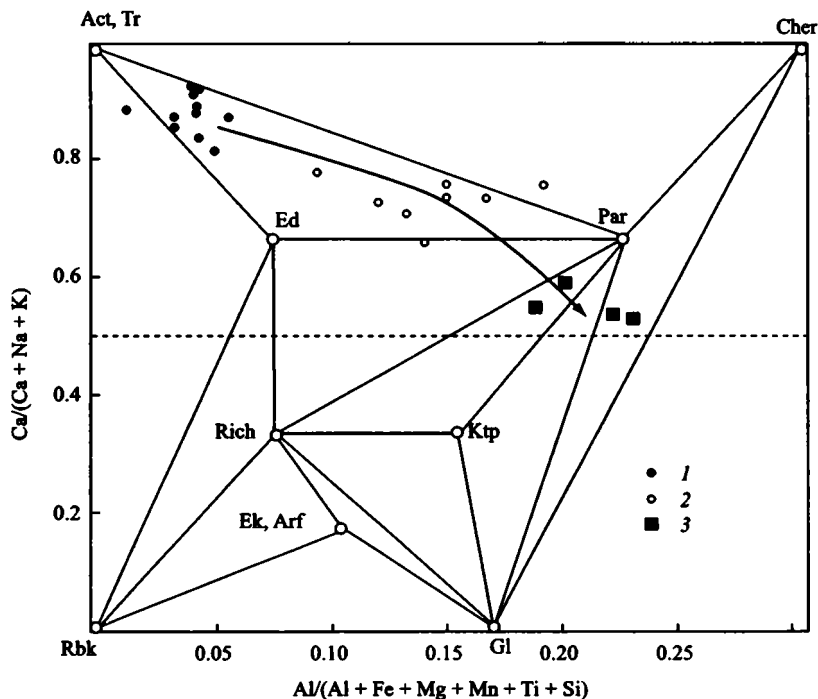


Рис. 8. Тренд изменения химического состава амфиболов из гранатовых амфиболитов и эклогитов

1 – центральные, 2 – красные части амфиболов из гранатовых амфиболитов гранатовой зоны; 3 – амфиболы из гранатовых амфиболитов и эклогитов ставролитовой зоны

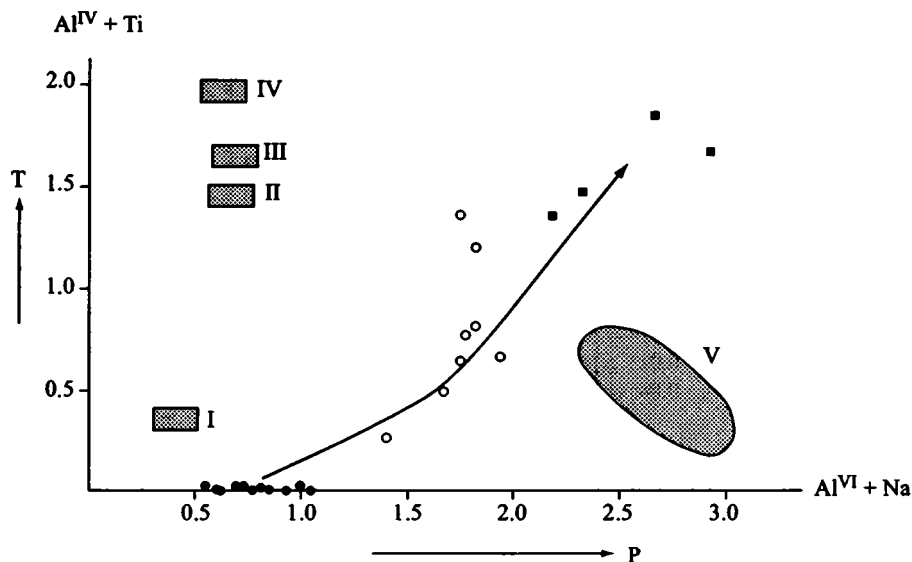


Рис. 9. Диаграмма $(Al^{VI} + Na) - (Al^{IV} + Ti)$ для амфиболов из гранатовых амфиболитов и эклогитов

I–V – средние составы амфиболов из пород зеленосланцевой (I), эпидот-амфиболитовой (II), амфиболитовой (III), гранулитовой (IV) фаций по И.В. Козыревой и др. [1985]; V – составы амфиболов из глаукофановых сланцев [Перчук, 1971]. Условные обозначения см. на рис. 8

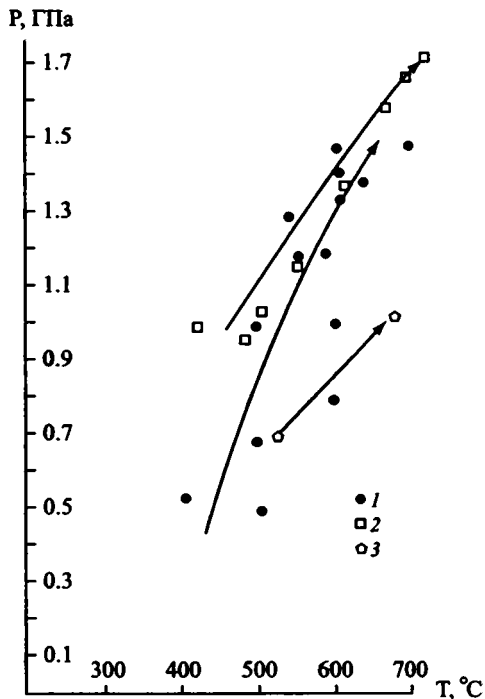
Рис. 10. Прогрессивные тренды метаморфизма гранатовых амфиболитов и эклогитов Макбала (1), Норвегии (2) и Тасмании (3)

фиболиты, а при повышении Р-Т условий до уровня ставролитовой зоны – эклогиты. Прогрессивные Р-Т тренды характерны для многих эклогитовых комплексов. На рис. 10 приведены примеры для эклогитов Норвегии и Тасмании [Krogh, Raheim, 1978].

Метаморфизм эклогитов и вмещающих пород изофацциален, о чем свидетельствуют наличие высокобарических тальк-хлоритоидных парагенезисов вмещающих пород и близкий состав фенгитов из эклогитов, гранатовых амфиболитов и сланцев (рис. 11).

Низкий геотермический градиент свидетельствует о том, что метаморфизм пород осуществлялся в пределах фронтальной части зоны субдукции, где господствует избыточное (сверхлитостатическое) давление при пониженном тепловом потоке, поскольку происходит погружение холодной литосферной плиты. При этом метаморфическим преобразованиям могли подвергаться породы, располагавшиеся по обе стороны от контакта взаимодействующих плит: как в самой пластине пододвигаемой океанической плиты, так и в пассивной окраине континента. Макбальский блок сложен метапелитами, кварцитами, часто с окатанным цирконом и мраморами (глинисто-терригенно-карбонатная толща), принадлежащими именно пассивной окраине [Бакиров, Котов, 1988]. В последнее время в осадочных комплексах шельфа и континентального склона пассивных окраин выявлено широкое развитие силлов и даек диабазов и габбро-диабазов [Абрамович и др., 1997]. Метаморфизм подобных образований, на наш взгляд, и привел к формированию гранатовых амфиболитов и эклогитов. Существует мнение [Симонов и др., 2001], что основой для эклогитосодержащих комплексов Макбала могли служить офиолиты, развитые в пределах Кара-Арчинской зоны. Этому, по нашему мнению, противоречит характер вмещающих толщ, а также высокая титанистость и калиево-первичных магматитов, по которым образовались эклогиты и гранатовые амфиболиты. Содержание TiO_2 и K_2O в эклогитах и гранатовых амфиболитах Макбала составляет 1.88–2.52% и 0.4–1.04%, соответственно [Беккер, Макаров, 1988], в то время как в базальтах из офиолитов Кара-Арчинской зоны содержание TiO_2 не превышает 0.67%, а K_2O – 0.18% [Ломизе и др., 1997; Сакиев, 1991].

Встает вопрос о возрасте эклогитов и вмещающих их пород. Данные определений абсолютного возраста разноречивы. Возраст первично-обломоч-



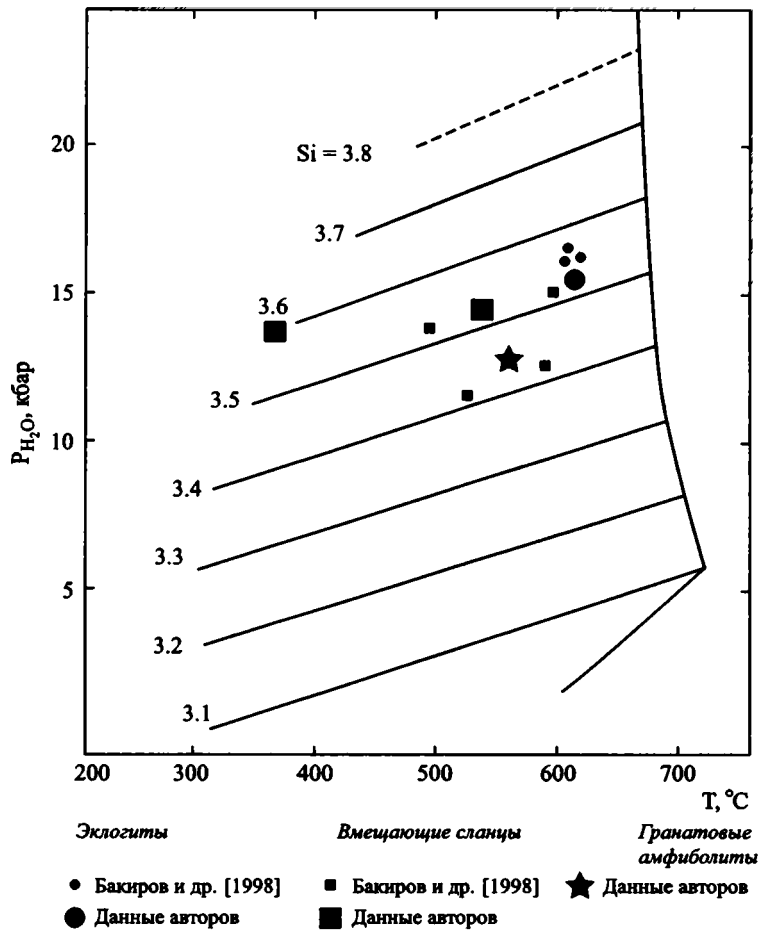


Рис. 11. P_{H_2O} - T условия образования фенгитов из гранатовых амфиболитов, эклогитов и вмещающих сланцев

Содержание Si в формулах фенгитов даны по Х. Массонне и В. Шрейеру [Massonne, Schreyer, 1987]

ного циркона из кварцитов макбальской свиты составляет 2270 ± 250 млн лет и 1840 ± 70 млн лет [Беккер, Макаров, 1988] и относится, скорее всего, к возрасту размываемых толщ при формировании киргизской серии. Многочисленные калий-аргоновые датировки слюд из сланцев находятся в интервале 500–700 млн лет [Беккер, Макаров, 1988]. Рубидий-стронциевые определения возраста эклогитов, проведенные М. Тагири [Сакиев, 2002], разделились на три группы: 685 ± 87 млн лет; 347 ± 87 млн лет и 233 ± 87 млн лет. Возраст белой слюды из эклогитов, определенный калий-аргоновым методом, составил 482 ± 17 млн лет. Следует отметить, что для офиолитов Кара-Арчинской зоны аргоновым методом ($^{40}Ar/^{39}Ar$) А.В. Травиным и др. [2002] получены близкие цифры возрастов: 480 ± 4 млн лет и 380 ± 4 млн лет (клинопироксен из лейкократового габбро); 460 ± 6 млн лет, 430 ± 6 млн лет и 394 ± 9 млн лет для базальтов в целом.

Авторы упомянутой статьи подчеркивают хорошую согласованность наиболее древних датировок с палеонтологическими определениями возраста (O_2 – 448–478 млн лет) и делают вывод о том, что формирование офиолитов Кара-Арчинской зоны происходило вплоть до ордовика, а в девоне (370–394 млн лет) офиолиты были подвергнуты интенсивным метаморфическим процессам. Этот этап метаморфизма, судя по датировкам, проявился и в эклогитах. Однако процессы эклогитизации первичных магматитов пассивной окраины логично связать с рубежом 480 млн лет. Учитывая тот факт, что эклогиты всегда тесно ассоциируются с офиолитами, в данном случае Кара-Арчинской зоны, а также то, что к этому времени уже существовала зона субдукции, продуцировавшая магматиты, можно вполне допустить, что часть пассивной окраины, увлекаемая субдуцируемой плитой, могла достигнуть глубин, при которых стали возможны низкоградиентные высокобарические метаморфические преобразования.

Следует отметить, что надсубдукционную природу офиолитов Кара-Арчинской зоны подчеркивали многие исследователи [Ломизе и др., 1997; Симонов и др., 2001; Сакиев, 2002; и др.]. Рубеж 685 млн лет, вероятно, отвечает времени внедрения силлов и даек в толщи пассивной окраины Киргизско-Терской океанического бассейна, которая формировалась в венде–кембрии [Дегтярев, Миколайчук, 1998], позднем рифее – венде [Гесь, 1997; Зарщиков, 2003], среднем, позднем рифее [Миколайчук и др., 1997]. Слабо метаморфизованные комплексы пассивной окраины широко распространены к востоку от Макбальского выступа и представлены филлитами, карбонатными и глинистыми сланцами, метаалевролитами и метапесчаниками (сарыбулакская свита и ее аналоги); карбонатными сланцами, мраморизованными известняками, графитистыми сланцами, метаалевролитами, доломитистыми известняками (суекская свита). Породы суекской свиты вмещают пакеты силлов, сложенных габбро-долеритами повышенной титанистости, имеющих возраст 610–630 млн лет [Зарщиков, 2003].

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Анализ геологической позиции, а также результаты изучения химического состава минералов из гранатовых амфиболитов и эклогитов Макбальского брахиантуклинория позволяют сделать некоторые выводы относительно генезиса этих пород.

1. Гранаты амфиболитов и эклогитов характеризуются однотипной прогрессивной зональностью.

2. По соотношению практически всех минералообразующих элементов устанавливается единый тренд изменения химического состава от актинолитов ядерных частей, через эденит-паргаситовые каймы зональных амфиболов из гранатовых амфиболитов к винчитам эклогитов.

3. Гранатовые амфиболиты и эклогиты являются результатом прогрессивного зонального метаморфизма кианит-силлиманитового типа повышенных давлений и характеризуются общим Р-Т трендом.

4. В минеральных парагенезисах отражен начальный этап эклогитизации, поскольку в эклогитах остаются устойчивыми парагенезисы граната как с амфиболом, так и с пироксеном.

5. Метаморфизм эклогитов и вмещающих пород изофациален, на что указывает наличие высокобарических тальк-хлоритоидных парагенезисов вмещающих пород и близкий состав фенгитов из эклогитов, гранатовых амфиболитов и сланцев.

6. Низкий геотермический градиент ($\sim 10^{\circ}\text{C}/\text{км}$) свидетельствует о том, что метаморфизм пород осуществлялся в пределах фронтальной части зоны субдукции, где господствует избыточное (сверхлитостатическое) давление при пониженном тепловом потоке.

7. Исходными породами гранатовых амфиболитов и эклогитов были силлы и дайки габбро-долеритов пассивной окраины Киргизско-Терскайского палеоокеанического бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович И.И., Залепугин В.Н., Аплонов С.В. и др. Основы палеогеодинамического анализа при геологическом картировании. М.: М-во природ. ресурсов РФ – ВСЕГЕИ – ГЕОКАРТ – МАНПО, 1997. 518 с.
- Бакиров А.Б. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978. 261 с.
- Бакиров А.Б. Строение эклогитоносных метаморфических комплексов (ЭНМК) Тянь-Шаня, модель образования и условия выведения их на земную поверхность // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М: ГЕОС, 1998. С. 36–38 (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. 1).
- Бакиров А., Б., Котов В.В. Эклогитоносные метаморфические формации – показатели зон сочленения древних континентов // Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1988. С. 4–24.
- Бакиров А., Тагири М., Сакиев К. Породы метаморфических фаций сверхвысоких давлений в Тянь-Шане // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 12. С. 1722–1732.
- Беккер А.Ю., Макаров В.А. О метабазитовой природе эклогит-амфиболитового комплекса Макбальского антиклинория // Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1988. С. 25–40.
- Гесь М.Д. Магматизм и геодинамическая эволюция каледонского орогена Тянь-Шаня // Тектоника Азии. М: ГЕОС, 1997. С. 64–66. (Материалы XXX Тектонич. совещ.).
- Дестярев К.Е., Миколайчук А.В. Раннеордовикская коллизионная зона Северного Тянь-Шаня и Южного Казахстана // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С. 160–162 (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. 1).
- Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.
- Ефимов И.А. Закономерности распространения и образования пород эклогитовой формации Северного и Южного Казахстана // Физико-химические условия метаморфизма и метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1964. С. 70–79.
- Зарищikov А.А. Раннепалеозойская активная окраина Северного Тянь-Шаня: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 2003. 26 с.
- Киселев В.В., Королев В.Г. Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя западной части Киргизского хребта // Материалы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1964. Вып. 4. С. 3–41.
- Козырева И.В., Авченко О.Р., Мишкин М.А. Глубинный метаморфизм позднеархейских вулканических поясов. М.: Наука. 1985. 165 с.
- Кориковский С.П., Талицкий В.Г., Боронихин В.А., Иванов Б.П. Парагенезис тальк + хлоритоид в метапелитах и его петрологическое значение (на примере Макбальского антиклинория Тянь-Шаня) // ДАН СССР. 1983. Т. 268, № 6. С. 1454–1457.
- Кушев В.Г., Виноградов Д.П. Метаморфические эклогиты. Новосибирск. Наука, 1978. 112 с.
- Ломизе М.Г., Демина Л.И., Зарищikov А.А. Киргизско-Терскайский палеоокеанический бассейн (Тянь-Шань) // Геотектоника. 1997. № 6. С. 35–55.

- Лутц Б.Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1974. 304 с.
- Макарычев Г.И. Тектоника докембрия западной части Кыргызского хребта // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55, вып. 1. С. 18–27.
- Медведева И.Е. О стратиграфии метаморфических толщ Макбальского поднятия в Северной Киргизии // Изв. вузов. Геология и разведка. 1959. № 5. С. 70–78.
- Медведева И.Е. Генезис эклогитов Макбальского поднятия (Северный Тянь-Шань) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1960. № 11. С. 41–60.
- Медведева И.Е. Парагенетический анализ некоторых метаморфических пород Макбальского поднятия в Северном Тянь-Шане // Изв. вузов. Геология и разведка. 1961. № 10. С. 38–54.
- Миколайчук А.В., Куренков С.А., Дегтярев К.Е., Рубцов В.И. Основные этапы геодинамической эволюции Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии – раннем палеозое // Геотектоника. 1997. № 6. С. 16–34.
- Мюллер Р., Саксена С. Химическая петрология. М.: Мир, 1980. 520 с.
- Перчук А.Л. Альбит-омфацит-кварцевый геобарометр // ДАН. 1992. Т. 324, № 6. С. 1286–1289.
- Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 391 с.
- Перчук Л.Л. Сосуществующие минералы. Л.: Недра, 1971. 424 с.
- Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М.: Наука, 1973. 318 с.
- Сакиев К.С. Петрология пород офиолитов Кара-Арчинской зоны Северного Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1991. 196 с.
- Сакиев К.С. Условия метаморфизма офиолитов Тянь-Шаня: Автореф. ... дис. д-ра геол.-минер. наук. Бишкек, 2002. 34 с.
- Симонов В.А., Куренков С.А., Шацкий В.С. и др. Палеогеодинамика и метаморфизм офиолитов Северного Тянь-Шаня // Тектоника неогена: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. С. 189–192. (Материалы XXXIV Тектонич. совещ.; Т. 2).
- Талицкий В.Г. Структурно-метаморфическое развитие и механизм образования Макбальского брахиантклинория (Северный Тянь-Шань): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: 1984. 16 с.
- Травин А.В., Симонов В.А., Куренков С.А. и др. Первые данные об абсолютном возрасте офиолитов Северного Тянь-Шаня // Тектоника, стратиграфия, литология: Материалы Всерос. науч. конф. "Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков". Т. 1. М.: Связь-Принт, 2002. С. 105–106.
- Ферштатер Г.Б. Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр // Геохимия. 1990. № 3. С. 328–335.
- Austrheim H. Eclogitization of the deep crust in continent collision zones // C.r. Acad. Sci. Ser. 2. Fack 2. 1994. Vol. 319, N 7. P. 761–774.
- Krogh E.I., Raheim A. Temperature and pressure dependence on Fe–Mg partitioning between garnet and phengite, with particular reference to eclogites // Contrib. Miner. Petrol. 1978. Vol. 66. P. 75–80.
- Massonne H.J., Schreyer W. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz // Contrib. Miner. Petrol. 1987. Vol. 96. P. 212–224.
- Massonne H.J., Schreyer W. Stability field of the high-pressure assemblage talc-phengite and two new phengite barometers // Eur. J. Miner. 1989. N 1. P. 391–410.

ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОСУБДУКЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

На Полярном Урале широко представлены комплексы горных пород, формирование которых связано с развитием зон субдукции Уральского палеоокеана. В последнее время накопилось значительное количество материала, свидетельствующего о том, что палеоокеанические структуры (офиолиты) на Полярном Урале своим происхождением также обязаны в основном палеосубдукционным процессам. В связи с этим, особую актуальность приобрели вопросы изучения палеогеодинамических процессов формирования структурных комплексов Уральского палеоокеана и их развития в зонах субдукции. Для выяснения наиболее полной картины эволюции палеоокеанических комплексов необходимо, с нашей точки зрения, решить две основные взаимосвязанные проблемы. Во-первых, требуется как можно более полно рассмотреть палеогеодинамические процессы формирования эталонных комплексов, связанных с определенными этапами тектонического развития структур от ситуации срединно-океанического хребта, до развитых островодужных систем и метаморфических субдукционных комплексов. Во-вторых, совершенно необходимо с помощью современных методов уточнить возраст образования этих комплексов, чтобы развернуть последовательность палеогеодинамических процессов во времени.

Для решения поставленных выше проблем были изучены коллекции горных пород, собранные В.А. Симоновым и С.А. Куренковым на Полярном Урале во время полевых работ 1995–1997 гг., в ходе которых основное внимание уделялось офиолитовым ассоциациям (рис. 1), объединенным в два пояса: Хадатинский и Войкаро-Сыньинский [Петрология..., 1977].

В районе Хадатинских офиолитов были проведены исследования массивов Харампе, Сыум-Кеу и Харче-Рузь. “Малыкский” комплекс габброидов рассмотрен в районах рек Большая Хадата, Малая Хадата, Халятальбей и горы Сиерага. В результате был собран представительный материал по всем основным комплексам пород, входящим в состав офиолитов. Образцы эклогитов и других метаморфических пород высокого давления отобраны в хребте Марун-Кеу (рис. 2).

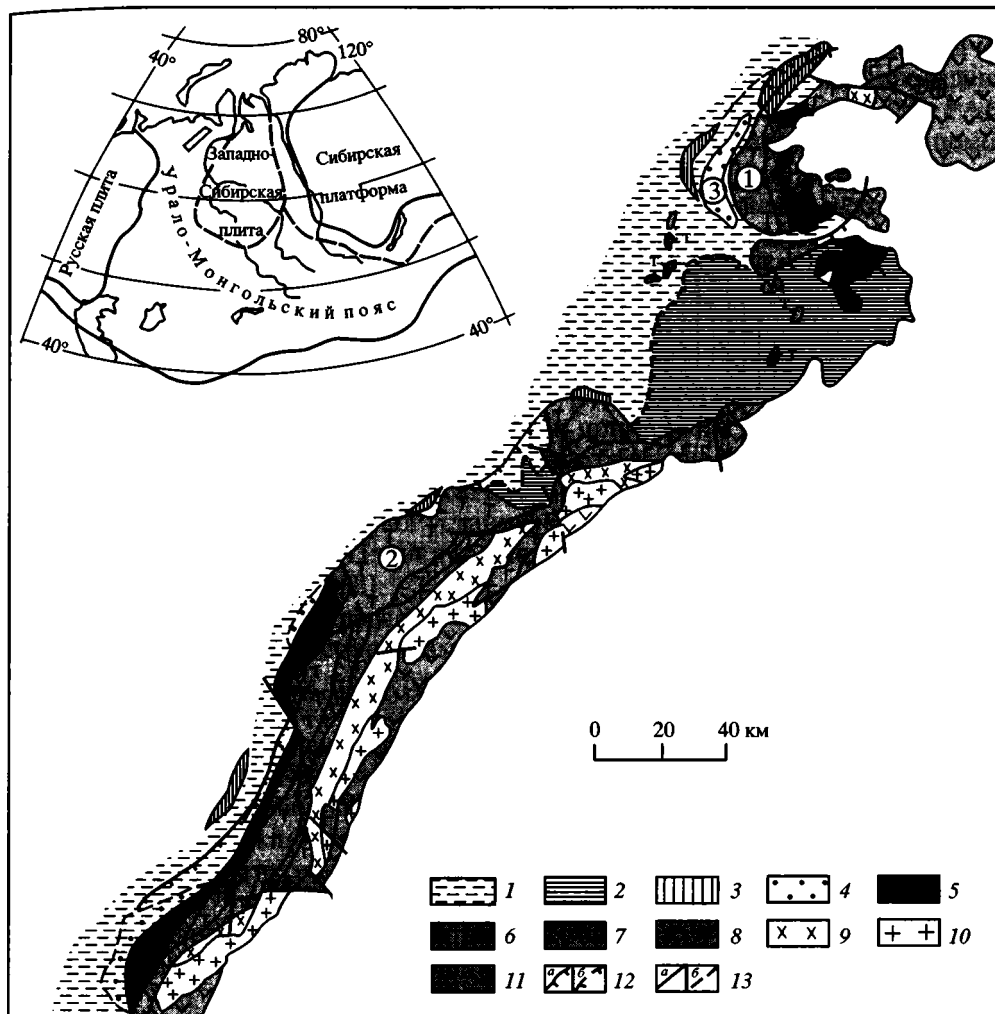


Рис. 1. Схема расположения исследованных палеоокеанических структур Полярного Урала. Составлена с использованием материалов из работ: [Петрология..., 1977; Костюхин, Ремизов, 1995]

1–4 – метаморфические образования, фации: 1 – зеленосланцевая, 2 – амфиболитовая, 3 – лавсонит-глаукофановая, 4 – эклогитовая (3, 4 – метаофиолитовые формации высоких давлений); 5 – апогаббровые амфиболиты; 6 – дунит-гарцбургитовый комплекс; 7 – полосчатая дунит-верлит-пироксенит-габброноритовая серия; 8 – габбронды; 9 – тоналит-гранодиоритовые комплексы; 10 – габбро-гранитные комплексы; 11 – вулканогенно-осадочные образования; 12, 13 – линии надвига (12) и тектонические контакты (13): а – достоверные, б – предполагаемые

Цифры в кружках: 1 – Хадатинские офиолиты, 2 – Войкаро-Сыньинские офиолиты, 3 – эклогитсодержащие комплексы хребта Марун-Кей

На врезке – положение района исследований

В районе Войкаро-Сыньинских офиолитов нами были проведены детальные исследования расслоенного комплекса в районе р. Малая Лагорта, преимущественно габброидной серии по р. Правая Пайера, разреза габбро-норитов по руч. Норитовый, палеоспрединовых дайковых комплексов в районе рек Правая Пайера и Лагорта-Ю, пиллоу-лав по р. Вой-

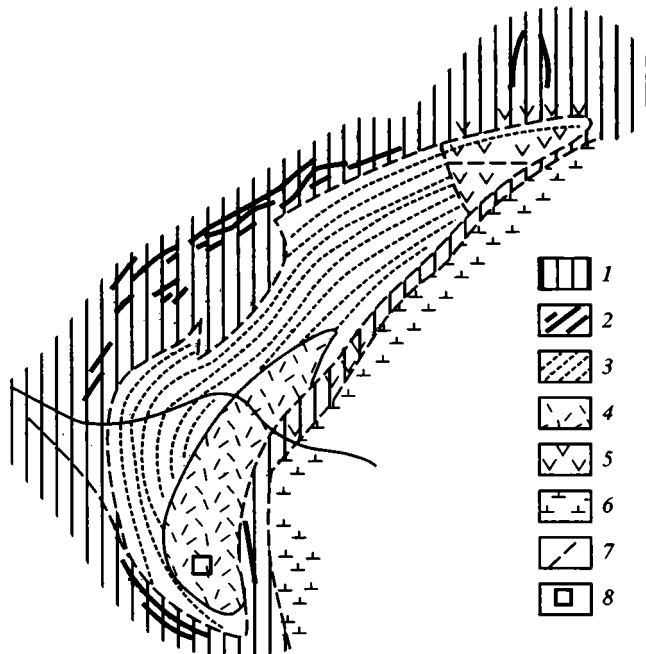


Рис. 2. Геологическая схема Марун-Кеусской структуры (Полярный Урал). Составлена на основе материалов из работы: [Удовкина, 1985]

1 – сланцы с прослоями кварцитов, песчаников, мраморов, эффузивов, конгломераты (няровейская свита); 2 – кварц-графитовые сланцы; 3 – марункеусский комплекс (переслаивание сланцев с гнейсами, гранито-гнейсами и эклогитами); 4 – район распространения эклогитов; 5 – породы с глаукофаном; 6 – гипербазиты; 7 – зоны нарушений; 8 – район Слюдяной горки

кар и пород субщелочной серии по руч. Кевсоим (между реками Войкар и Кокпела).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

При обработке собранных коллекций с целью решения проблем формирования и эволюции структурных комплексов Уральского палеоокеана использовались следующие методы и методические подходы. Породы офиолитовых ассоциаций Полярного Урала имеют древний (палеозойский) возраст и в ходе своей длительной истории в значительной мере были подвержены переработке и метаморфическим процессам. В результате, для того чтобы выяснить особенности палеогеодинамических обстановок формирования комплексов, необходима информация, как можно более близкая к первичным свойствам палеомагматических систем. С этой целью в работе используется целый набор последовательных петролого-геохимических критериев: петрологические (породы-индикаторы, такие как бониниты и шошониты) – петрохимические (валовый состав пород) – геохимия редких и редкоземельных элементов (использование таких устойчивых к вторичным процессам элементов как Zr, Nb, Y и др.) – составы первичных магматогенных минералов – составы расплавных включений в первичных минералах. Особое значение имеют

расплавные включения в минералах, сохранившие прямую информацию о древних магматических системах, принимавших участие в палеогеодинамических процессах. Большая часть аналитических исследований была проведена в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН (ОИГГиМ СО РАН), г. Новосибирск. Составы пород исследовались с помощью рентгенофлуоресцентного анализа. Содержания редких элементов определялись атомно-абсорбционным и рентгенофлуоресцентным методами. Составы породообразующих минералов определены на рентгеновском микроанализаторе с электронным зондом "Camebax-micro" в ОИГГиМ СО РАН, а также на модернизированном рентгеноспектральном микроанализаторе MAP-3 в Геологическом институте (ГИН) СО РАН (г. Улан-Удэ).

Возраст офиолитовых комплексов определялся Ar-Ar изотопным методом. Анализировались преимущественно мономинеральные фракции. Для получения возрастного спектра образцов применялся ступенчатый нагрев до полного плавления проб. Измерение изотопных отношений аргона проводилось на масс-спектрометре МИ-1201 в ОИГГиМ СО РАН, г. Новосибирск. Возраст экологитов был установлен с помощью Sm-Nd метода в Институте химии им. Макса Планка (г. Майнц, Германия) по методике, описанной ранее [Jacob et al., 1998].

Экспериментальные исследования расплавных включений, соответствующих по своим характеристикам (составы и температуры гомогенизации) химическим составам и температурам кристаллизации магматических минералообразующих систем [Магматогенная кристаллизация..., 1975; Соболев, 1997], проводились в высокотемпературной термокамере с инертной средой [Соболев, Слущкий, 1984]. Гомогенизированные при температурах обычно свыше 1100 °C расплавные включения резко охлаждались. Закаленные в гомогенное стекло включения выводились на поверхность препарата и анализировались на рентгеновском микроанализаторе с электронным зондом "Camebax-micro" в ОИГГиМ СО РАН. При высоких температурах (свыше 1000 °C) опыты с расплавными включениями проводились по методике, опубликованной ранее [Симонов, 1993; Sobolev, Danyushevsky, 1994].

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Тектонические и петрологические аспекты офиолитовых ассоциаций, входящих в состав Полярно-Уральского сегмента покровно-складчатого пояса Урала, рассмотрены в многочисленных работах: [Добрецов, 1974; Петрология..., 1977; Путеводитель..., 1978; Перфильев, 1979; Савельев, Самыгин, 1979; Язева, Бочкарев, 1984; Савельева, 1987; Пучков, 1997; и др.]. Опубликованный материал убедительно показывает, что Уральский складчатый пояс возник в результате развития палеоокеанического бассейна.

Район Хадатинских офиолитов

Хадатинские офиолиты. Хадатинские офиолиты располагаются на самом крайнем северном участке Полярно-Уральского сегмента (см. рис. 1). В составе офиолитовой ассоциации выделяется несколько комплексов ульт-

раосновных и основных пород, сменяющих друг друга в направлении с запада на восток [Петрология..., 1977; Костюхин, Ремизов, 1995; и др.]: лерцолит-гацбургитовый, дунит-гарцбургитовый, полосчатый дунит-верлит-пироксенитовый, которые структурно перекрыты габбровым (“малыкским”) комплексом; последний, в свою очередь, связан с диабазами комплекса параллельных даек и осадочно-вулканогенными образованиями. На западе офиолитовая пластина (массив Сыум-Кеу) залегает на эклогитсодержащих комплексах хребта Марун-Кеу. На востоке офиолиты перекрыты чехлом молодых отложений Западно-Сибирской низменности. В верхней части офиолитовой пластины выделяются две толщи: нижняя, включающая большую часть разреза, представлена вулканитами основного состава (диабазы, клинопироксеновые микропорфиры), часто рассланцованными, с редкими маломощными линзами кремнистых, углисто-кремнистых и туфосланцев; верхняя толща представлена чередованием кремнисто-глинистых, углисто-кремнистых сланцев, туфосланцев, зеленых аповулканогенных сланцев.

Возраст (O_3-S_1) осадочно-вулканогенных образований обосновывается их залеганием под уверенно датированными лудловскими образованиями Щучьинского сектора [Воронов, Коркин, 1980], находками криноидного детрита в пограничных слоях нижней и верхней толщ, отчасти данными возраста метавулканитов [Старков, 1985]. Возраст Хадатинских офиолитов в целом, по данным предыдущих исследователей, определяется как O_3-S_2 [Костюхин, Ремизов, 1995] и 468–1035 млн лет [Петрология..., 1977].

Эклогитсодержащие комплексы хребта Марун-Кеу. Эти комплексы находятся к западу от Хадатинских офиолитов (см. рис. 2), имеют с ними непосредственные контакты, располагаясь фактически в подошве офиолитовой пластины массива Сыум-Кеу [Добрецов, Добрецова, 1989]. Особенности геологического строения хребта Марун-Кеу детально рассмотрены в работах: [Петрология..., 1977; Удовкина, 1985; Добрецов, Добрецова, 1989; и др.].

Для эклогитов Полярного Урала до наших исследований практически отсутствовали надежные датировки, выполненные современными методами. По данным Н.Г. Удовкиной [1971], возраст эклогитов хребта Марун-Кеу оценивается в 476–635 млн лет. Близкие данные опубликованы в работе: [Петрология..., 1977] – 550–635 млн лет. Приводимые в монографии Н.Г. Удовкиной [1985] результаты определения абсолютного возраста К-Аг методом по слюдам и амфиболам и термоизохронным свинцовым методом по цирконам демонстрируют большой разброс цифр (510 – 750–840 – 1550–1700 млн лет). Согласно ее интерпретации [Удовкина, 1985], значения возраста 1.5–1.7 млрд лет, полученные термоизохронным свинцовым методом ($^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$), отвечают возрасту образования эклогитов. Результаты структурных исследований [Pystin, 1997] свидетельствуют о том, что эклогиты не имеют отношения к эволюции Уральского пояса, а отражают геодинамические условия докембрия. Докембрийский возраст марункеусского комплекса принимается и в работе Л.П. Зоненшайн и др. [1990].

Во время экспедиционных работ в районе Хадатинских офиолитов особое внимание было уделено спрединговым сериям, расположенным, в основном, в поле развития “малыкского” комплекса габброидов. Диабазовые дайки были детально изучены на хребте Харампе, около р. Халятальбей и в

окрестностях горы Сieraга. В большинстве своем исследованные нами спрединговые комплексы этих участков представляют собой серии параллельных диабазовых даек, расположенных в матрице габброидов и имеющих мощность от первых сантиметров до десятков сантиметров. Представительная коллекция эклогитов и ассоциирующих с ними пород была собрана нами в южной части хребта Марун-Кей в районе Слюдяной Горки (см. рис. 2). Геологические особенности этого участка детально рассмотрены в работах Н.Г. Удовкиной [1971, 1985].

Район Войкаро-Сыньинских офиолитов

Офиолитовые ассоциации Войкаро-Сыньинского массива Полярного Урала образуют совокупность пластин с юго-восточными падениями границ. Западная пластина сложена метаморфическими комплексами пород высоких давлений и на нее надвинуты с востока нижнепалеозойские офиолиты средних и низких давлений [Добрецов, 1974]. В целом, в геологической структуре Войкаро-Сыньинского массива выделяется три крупных, сложно построенных покрова, наклоненных к востоку под углами от 5° до вертикальных [Савельев, Савельева, 1977]. Наиболее мощный из них – Пайерский покров, в состав которого входят следующие комплексы (с запада на восток): дунит-гарцбургитовый с жильной серией разнообразных ультрамафитов; вышележащий дунит-верлит-пироксенит-габбровый (расслоенный); диабазов и габбро-диабазов дайковых палеоспрединговых серий; вулканический, представленный подушечными лавами и гиалокластитами, венчающими разрез офиолитов. Максимальная мощность всего Пайерского покрова на широте рек Хойла – Левая Пайера достигает 8 км.

Данные предыдущих исследователей о возрасте пород, входящих в состав Войкаро-Сыньинских офиолитов, весьма разнообразны: габбронориты – 1.4–1.5 млрд лет [Виноградов, Буякайте, 1981; Геохимия изотопов..., 1983]; тоналиты – 400 млн лет [Виноградов, Буякайте, 1981]; габбро, вебстериты – 397 млн лет [Edwards, Wasserburg, 1985]. По данным Р.Г. Язевой [Язева, Бочкарев, 1984], спилит-диабазовые комплексы датируются средним ордовиком и силуром. По мнению М.Н. Костюхина и Д.Н. Ремизова [1995], возраст офиолитов Полярного Урала – O_3-S_2 . Согласно данным: [Петрология..., 1977], возраст Войкаро-Сыньинских офиолитов – 345–467 млн лет. В последнее время, основываясь на изотопных датировках Sm-Nd методом, возраст Войкаро-Сыньинских офиолитов оценивается в 387 ± 34 млн лет [Sharma, Wasserburg, 1995]. Таким образом, возраст Войкаро-Сыньинских офиолитов по данным предыдущих исследователей определяется от раннерифейского до ранне-среднепалеозойского.

В составе расслоенной серии Войкаро-Сыньинских офиолитов наблюдается чередование дунитов, верлитов, клинопироксенитов, сменяющихся габброидами. Среди габброидов Войкаро-Сыньинских офиолитов выделяются “нижнее” габбро с полосчатыми структурами и “верхнее” массивное. “Нижнее” габбро имеет тесные связи и постепенные переходы с ультрамафитами

расслоенного комплекса, “верхнее” ассоциирует, с одной стороны, с диоритами, с другой – имеет непосредственные связи с корневыми частями дайкового комплекса.

В Войкаро-Сыньинских офиолитах палеоспрединовые комплексы, представленные сериями параллельных даек, находятся восточнее габбро-гипербазитовых массивов, залегая выше их по разрезу, и прослеживаются на расстоянии более 150 км [Петрология..., 1977; Савельев, Савельева, 1977; Язева, Бочкарев, 1984]. Детальные исследования, проведенные нами в районе рек Правая Пайера и Лагорта-Ю, позволили получить новые данные об особенностях формирования этих комплексов, в составе которых оказалось возможным выделить собственно дайковые серии типа “дайка в дайке” и ассоциацию “вторичных камер”. Дайковые серии, детально изученные по р. Лагорта-Ю, представлены в разрезе десятками дайковых тел, варьирующих по мощности от 5 см до 3–4 м с субпараллельными закальными контактами, указывающими на неоднократные поступления расплава. Дайки ориентированы преимущественно в одном направлении (около 40° СВ), совпадающем с общим простиранием границ гипербазитов с габбро. Более поздние дайки имеют субмеридиональное простираение. Породы дайковых серий представлены в основном диабазами, диабазовыми и габбро-диабазовыми порфиритами (пироксеновыми, пироксен-плаггиоклазовыми и плаггиоклазовыми). Единичные маломощные (15–20 см) дайки среднего и кислого составов завершают дайковые серии. Одними из последних формировались также и плаггиоклазовые порфириты.

Ассоциация “вторичных камер”, детально изученная по разрезу р. Правая Пайера, представляет собой сложное сочетание субинтрузивных вытянутых тел неправильной формы до нескольких десятков метров мощности, имеющих субвертикальные закалочные контакты преимущественно с габброидами и габбро-диабазом. Внутри силлообразных тел, рассекаемых субвертикальными дайками, часто устанавливаются постепенные переходы от мелкозернистых диабазов к габбро-диабазовым порфиритам, что отражает условия кристаллизации базальтовых магм в мелких и неглубоко залегающих “вторичных камерах”. Таким образом, спрединовые процессы в Войкаро-Сыньинских офиолитах реализовывались в верхних консолидированных горизонтах с формированием серии параллельных трещин и, соответственно, дайкового комплекса типа “дайка в дайке”, а на более глубоких уровнях, в пластичной и разогретой матрице, с образованием силлообразных “вторичных камер”.

Эффузивы представлены главным образом лавами (пиллоу-лавами) основного состава. В значительной мере присутствуют также различные лавобрекчии и пирокластиты со следами подводных извержений. По составу вулканиты изменяются от базальтов до андезитобазальтов.

Осадочные комплексы включают в себя кремнистые породы с прослоями глинистых сланцев и небольшим количеством известняков в верхней части разреза. Встречаются также мощные терригенные комплексы, сложенные алевропелитами, песчаниками, конгломератами.

Хадатинские офиолиты. Коллекции пород из габбро-гипербазитовых комплексов и палеоспрединовых дайковых серий Хадатинских офиолитов были исследованы с помощью изотопно-геохимических и петролого-минералогических методов.

Были получены следующие данные о возрасте Хадатинских офиолитов Ag-Ag изотопным методом [Симонов и др., 1998]: амфиболовое габбро из расслоенного комплекса массива Сыум-Кеу (первичная роговая обманка) – 419 ± 33 млн лет; габбро массива Харче-Рузь (свежий плагиоклаз) – 491 ± 27 млн лет; диабаз из спрединовых дайковых серий, отобранный в районе р. Халятальбей, в области развития “малыкского комплекса габброидов” (слабоизмененная порода в целом: свежий плагиоклаз + свежий клинопироксен + амфибол по пироксену) – 423 ± 24 млн лет (рис. 3). В целом, учитывая, что примеси вторичного амфибола в пробах из палеоспрединового комплекса могут занижать возраст, видно, что магматические комплексы Хадатинских офиолитов образовывались в достаточно близком интервале в ордовике–силуре и дайковые серии проникали в габброиды без существенного разрыва во времени.

Дайки из палеоспрединовых комплексов Хадатинских офиолитов представлены преимущественно диабазами, габбро-диабазами и базальтами. Дайковые породы сравнительно слабо изменены и содержат, несмотря на древний палеозойский возраст, свежие минералы (плагиоклаз и клинопироксен).

Исследования геохимических особенностей пород палеоспрединовых серий (данные по устойчивым к вторичным процессам редким элементам – Y, Zr, Nb, а также по Rb и Sr) и петрохимический анализ показали, что Хадатинские офиолиты формировались скорее всего в условиях примитивных энсиматических островных дуг типа Марианской, Тонга, Идзу-Бонинской (Тихий океан). Об этом же убедительно свидетельствуют данные по составам первичных минералов – все проанализированные клинопироксены из пород палеоспрединовых серий Хадатинских офиолитов имеют исключительно бонинитовые характеристики [Куренков и др., 2002].

Высокобарические комплексы хребта Марун-Кеу. Среди этих комплексов наибольший интерес вызывают две группы пород – эклогиты и гранатовые перидотиты.

Эклогиты представлены мелко-среднезернистыми слабо, реже сильно гнейсовидными разностями. Главными породообразующими минералами являются омфациит, гранат, кианит и амфибол, содержание фенгита не превышает 2–5%. Реже отмечены разновидности без фенгита и кианита. Из аксессуарных минералов резко преобладает рутил, в некоторых разностях в виде включений отмечается хромит. Омфациит, как и амфибол, присутствует в виде близких к изометричным или призматическим относительно крупных зерен. Обычно имеет светло-зеленую окраску. Гранат и кианит встречаются в виде гораздо более мелких идиоморфных кристаллов, нередко образующих скопления. Но даже в мономинераль-

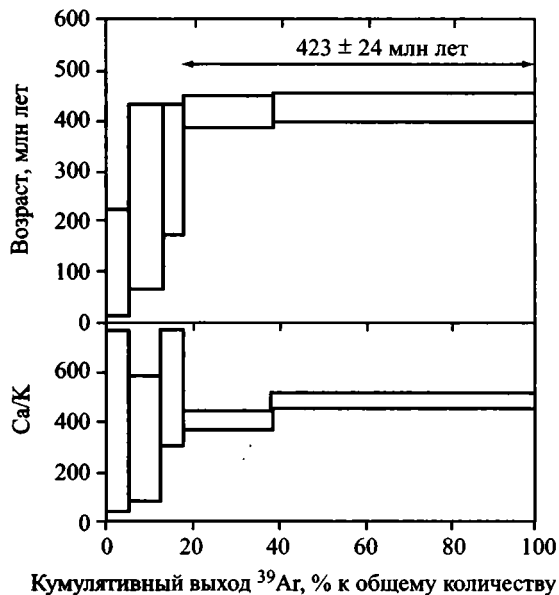


Рис. 3. Возрастной спектр по результатам Ar-Ar изотопного анализа образца диабазы из дайкового комплекса Хадатинских офиолитов

ных агрегатах отчетливо видна их зернистая структура. Характер выделений именно глиноземистых минералов определяет гнейсовидную текстуру пород. Мономинеральные скопления кианита и граната образуют “прослой” в породе. Кианит, в основном, бесцветный, в редких случаях с повышенным содержанием хрома в породе, он имеет ярко-синюю окраску.

Минеральные превращения ретроградного этапа выражены достаточно слабо и проявлены спорадически. По омфакиту развиваются симплектитовые срастания малонатрового пироксена и плагиоклаза, в краевой части выделений фенгита фиксируются агрегаты биотита и альбита.

Гранатовые перидотиты состоят главным образом из оливина, граната и амфибола. Клинопироксен и ортопироксен также являются обычными минералами, однако только изредка они встречаются в одном парагенезисе. Процентное соотношение породообразующих минералов может существенно варьировать: 5–30% оливина, 0–30% ортопироксена, 0–40% клинопироксена, 10–60% амфибола, 1–20% граната. Породы представлены среднезернистыми разновидностями, в которых гнейсовидность проявлена очень слабо. Оливин и пироксены, реже амфибол, слагают относительно более крупные субидiomорфные зерна, в то время как гранат и большая часть амфибола представлены мелкими кристаллами, которые часто образуют мономинеральные скопления. В некоторых случаях наблюдается пятнистое распространение агрегатов граната и создается впечатление, что гранат развивается по определенному глиноземистому минералу (плагиоклаз?). Интересно то, что гранат не контактирует непосредственно с оливином. Низкотемпературные ретроградные изменения проявлены незначительно и выражаются в развитии прожилков хлорита и боулингита по оливину, тремолита и хлорита – по пироксенам.

Результаты минералогических исследований эклогитов и гранатовых перидотитов опираются на данные значительного количества анализов минералов (более 150). В каждом из образцов анализировалось 2–3 зерна, причем центральных и краевых частей отдельно. Представительные анализы минералов приведены в табл. 1. В случае отсутствия или незначительного различия составов центральных и краевых частей приведены составы центральных частей минералов. Расчет содержания трехвалентного железа в

Таблица 1. Представительные анализы минералов из эклогитсодержащих комплексов хребта Марун-Кей (Полярный Урал)

Номера			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
п.п.	образца	анализа												
1	C40/3	11GR_C	41.18	0.00	22.12	0.00	1.72	11.86	0.36	15.81	6.90	0.00	0.00	99.95
2	C40/3	11GR_R	41.00	0.00	22.15	0.00	1.52	13.20	0.38	14.67	7.26	0.00	0.00	100.18
3	C40/4	23GR	40.43	0.00	22.10	0.42	1.14	16.11	0.56	13.52	5.92	0.00	0.00	100.19
4	C40/4	23GR2_C	40.25	0.00	22.19	0.20	1.57	15.48	0.56	13.69	6.00	0.00	0.00	99.94
5	C40/4	23GR2_R	40.22	0.00	22.14	0.47	0.98	16.32	0.64	12.92	6.32	0.00	0.00	100.01
6	C39/14	31GR_C	40.63	0.00	22.50	0.00	1.02	15.98	0.64	14.92	4.19	0.00	0.00	99.88
7	C39/14	31GR_R	40.29	0.00	22.56	0.00	1.01	16.02	0.74	12.81	6.70	0.00	0.00	100.13
8	C39/14	32GR_C	40.31	0.00	22.40	0.00	1.05	14.88	0.61	13.87	6.24	0.00	0.00	99.36
9	C39/14	32GR_R	40.29	0.00	22.54	0.00	0.84	16.18	0.71	12.81	6.60	0.00	0.00	99.96
10	C41/4	42GR_C	40.00	0.00	22.45	0.00	0.83	16.81	0.55	11.35	7.99	0.00	0.00	99.99
11	C41/4	42GR_R	39.94	0.00	22.30	0.00	0.63	16.82	0.58	11.21	8.10	0.00	0.00	99.57
12	C41/4	43GR_C	40.06	0.08	22.39	0.09	1.11	15.85	0.53	11.04	9.30	0.00	0.00	100.46
13	C41/4	43GR_R	39.93	0.00	22.35	0.10	0.86	16.83	0.55	11.24	8.07	0.00	0.00	99.92
14	C39/5	5GR	40.21	0.08	22.17	0.00	1.15	15.75	0.41	11.53	8.93	0.00	0.00	100.24
15	C39/2	61GR_C	40.14	0.00	22.35	0.00	1.27	16.16	0.56	11.71	8.12	0.00	0.00	100.32
16	C39/2	61GR_R	40.01	0.00	22.20	0.13	0.96	17.58	0.53	10.72	8.30	0.00	0.00	100.43
17	C39/2	62GR	40.18	0.07	22.43	0.00	1.08	16.32	0.55	11.65	8.17	0.00	0.00	100.45
18	C39/2	63GR_C	40.15	0.00	22.19	0.00	1.56	15.66	0.54	11.72	8.52	0.00	0.00	100.35
19	C39/2	63GR_R	40.17	0.00	22.29	0.00	0.82	17.11	0.55	11.08	8.28	0.00	0.00	100.30
20	C39/13	71GR	40.59	0.00	22.17	0.63	1.16	14.88	0.66	14.30	5.85	0.00	0.00	100.24
21	C39/13	72GR	40.27	0.00	22.11	0.55	1.60	14.82	0.72	14.11	5.82	0.00	0.00	100.00
22	C39/13	71OPX	56.01	0.14	1.17	0.17	0.36	10.29	0.15	31.64	0.21	0.00	0.00	100.15
23	C39/13	72OPX	55.97	0.00	1.09	0.22	0.43	9.99	0.15	31.28	0.82	0.00	0.00	99.94
24	C40/4	22CPX	54.34	0.16	8.35	0.26	0.39	2.48	0.05	11.56	18.22	4.02	0.00	99.83
25	C40/4	22CPX_R	54.36	0.16	8.42	0.24	0.02	2.72	0.05	11.52	18.19	4.00	0.00	99.68
26	C39/14	32CPX_C	54.68	0.00	0.71	0.00	0.11	2.62	0.07	16.50	24.93	0.29	0.00	99.91
27	C39/14	32CPX_R	54.62	0.00	0.75	0.00	0.53	2.27	0.08	16.53	24.93	0.34	0.00	100.05
28	C41/4	41CPX1C	54.54	0.15	8.37	0.91	0.24	2.29	0.03	11.45	18.07	4.20	0.00	100.25

Таблица 1 (окончание)

Номера			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
п.п.	образца	анализа												
29	C41/4	41CPX_R	54.27	0.17	8.91	0.38	0.05	2.78	0.04	11.43	18.20	4.00	0.00	100.23
30	C41/4	42CPX	54.49	0.16	8.45	0.09	0.29	2.47	0.04	11.55	18.18	4.08	0.00	99.80
31	C39/5	5CPX	54.29	0.21	8.66	0.40	0.54	2.46	0.05	11.32	18.05	4.16	0.00	100.14
32	C39/5	5CPX_R	54.33	0.21	8.66	0.39	0.11	2.82	0.04	11.28	18.10	4.10	0.00	100.04
33	C39/2	61CPX	54.07	0.20	9.49	0.27	0.66	2.33	0.05	10.86	17.44	4.48	0.00	99.83
34	C39/2	62CPX	54.33	0.16	8.79	0.30	0.14	2.84	0.04	10.93	17.64	4.35	0.00	99.51
35	C39/6	81CPX	54.49	0.21	9.89	0.00	0.48	2.13	0.05	10.72	17.37	4.70	0.00	100.04
36	C39/6	82CPX	54.22	0.19	9.94	0.00	0.12	2.53	0.05	10.83	17.33	4.51	0.00	99.72
37	C40/4	21AMP	56.62	0.00	1.02	0.18	0.00	10.31	0.11	32.02	0.17	0.00	0.00	100.44
38	C40/3	11AMF	45.24	0.21	11.79	0.58	–	4.69	0.04	18.82	12.59	2.51	0.72	97.17
39	C40/3	12AMF	45.57	0.20	11.82	0.45	–	4.81	0.04	18.55	12.34	2.50	0.81	97.08
40	C40/4	22AMF_C	45.10	0.37	11.44	0.50	–	5.79	0.06	18.10	12.29	2.25	0.82	96.73
41	C40/4	22AMF_R	44.95	0.38	11.63	0.51	–	5.61	0.05	18.39	12.45	2.20	0.71	96.88
42	C40/4	23AMF	45.77	0.37	11.12	0.33	–	5.65	0.06	18.30	12.30	2.33	0.66	96.87
43	C39/14	32AMF	44.49	0.48	12.15	0.09	–	5.80	0.06	17.98	12.41	2.55	0.64	96.66
44	C39/2	61AMF_C	46.36	0.48	13.45	0.23	–	5.44	0.05	16.20	10.52	3.10	0.74	96.57
45	C39/2	61AMF_R	46.33	0.47	13.30	0.22	–	5.38	0.04	16.03	11.07	2.62	0.69	96.15
46	C39/2	63AMF	45.68	0.18	13.72	0.26	–	7.50	0.05	14.71	11.72	2.48	0.44	96.74
47	C39/13	71AMF	44.57	0.38	11.74	0.53	–	5.84	0.06	18.45	12.67	2.35	0.88	97.46
48	C39/6	81AMF	46.31	0.53	14.42	0.06	–	6.01	0.05	15.69	10.80	2.75	0.95	97.55

Примечание. 1–21 – гранаты; 22, 23 – ортопироксены; 24–36 – клинопироксены; 37–48 – амфиболы. Для анализов 38–48 FeO – общее железо. Прочерки – отсутствие данных.

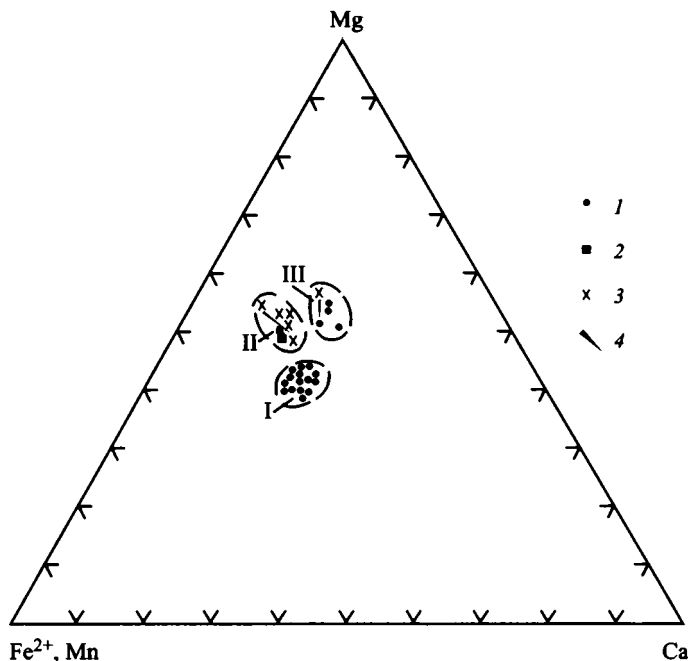


Рис. 4. Состав гранатов из эклогитов и гранатовых перидотитов

1–3 – гранаты из кианит-фенгитсодержащих эклогитов (1), безкианитовых эклогитов (2), гранатовых перидотитов (3); 4 – изменение состава граната от центра к кайме. I–III – группы гранатов. Пояснение см. в тексте

гранатах, пироксенах и амфиболах производился в соответствии с общепринятой методикой [Droop, 1987].

Г р а н а т ы. Проанализированные гранаты относятся к серии пироп-альмандин-гроссуляр с незначительным содержанием спессартинового компонента (рис. 4). Большинство гранатов характеризуется слабо выраженной зональностью или отсутствием таковой. При этом, даже в пределах одного образца можно наблюдать разный характер зональности для разных зерен. Можно предполагать, что разные типы зональности отражают различные стадии (проградную и ретроградную) метаморфического процесса или же характер зональности определяется составом контактирующих минералов. Наиболее же часто наблюдается рост содержаний гроссулярового и снижение пиропового компонентов, что можно в общем случае интерпретировать как снижение температуры с одновременным ростом давления.

Отчетливо выделяется три группы гранатов (см. рис. 4). Первая группа (I) характеризуется максимальным содержанием гроссуляра (20–26%) при примерно равных соотношениях пиропы и альмандина. Гранаты этой группы наиболее типичны в эклогитах. Второй группе (II) свойственны более низкие содержания гроссуляра (16–20%) при повышенных содержаниях пиропового компонента (50–57%). Гранаты этой группы характерны для гранатовых перидотитов, а также для эклогитов с ортопироксеном и без кианита. И, наконец, третья группа (III) отличается одновременно повышенными содержаниями и гроссуляра и пиропы.

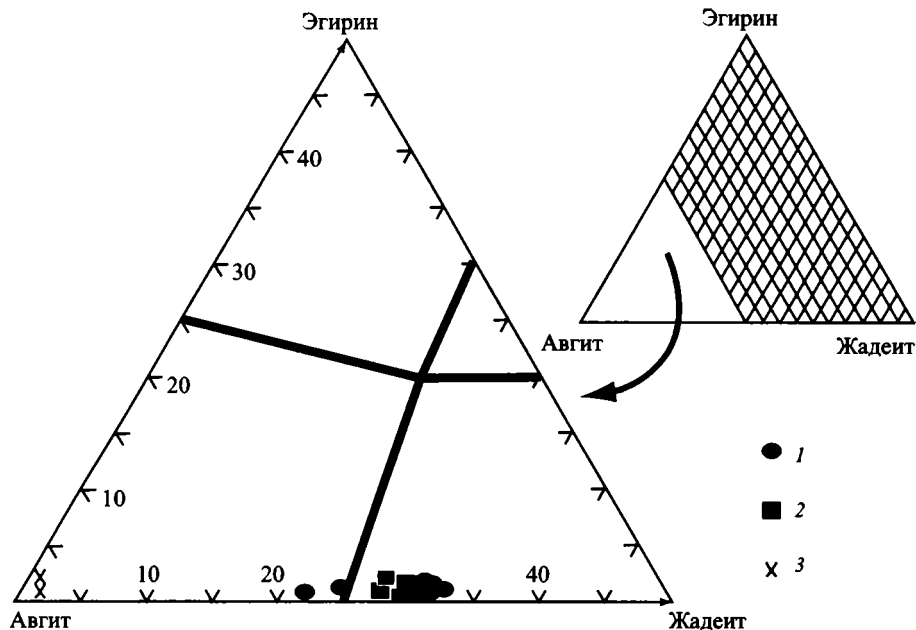


Рис. 5. Состав клинопироксенов из эклогитов и гранатовых перидотитов

1–3 – пироксены из кианит-фенгитсодержащих эклогитов (1), безкианитовых эклогитов (2), гранатовых перидотитов (3)

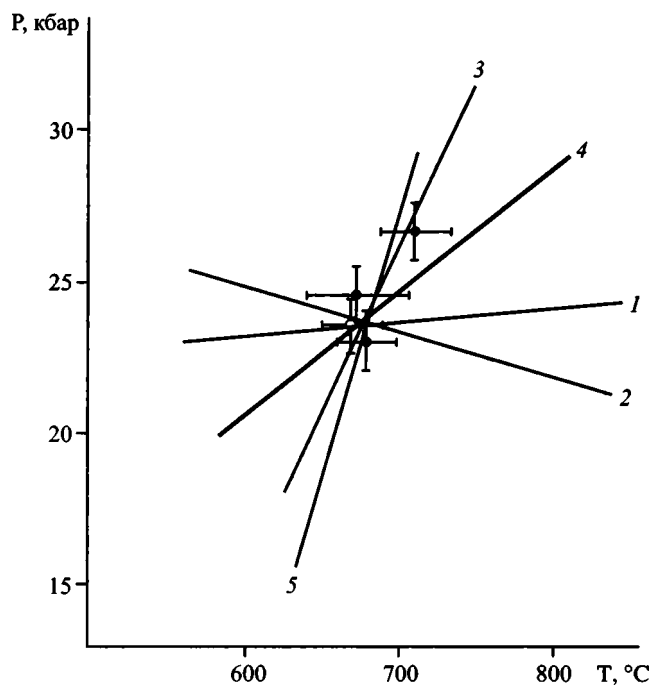


Рис. 6. P-T условия метаморфизма кианит-фенгитсодержащих эклогитов

Показаны средние значения P-T с доверительными интервалами (2 σ) и линии некоторых равновесий, рассчитанных для обр. С39-2: 1 – $Py + 2Grs + 3Cel = 3Mus + 3Di$; 2 – $Py = Jd + Ky + H_2O$; 3 – $Py + 3Hed = Alm + 3Di$; 4 – $3Cel + 4Ky = Py + 3Mus + 4Qtz$; 5 – $3CaTs + 3Cel = Py + 2Grs + 3Mus$

Пироксены. Выделяется две группы пироксенов: омфациты и авгиты (рис. 5). Омфацит с содержанием жадеитового компонента 27–34% (реже до 20%) встречается в эклогитах, в то же время и гранатовые перидотиты с низким содержанием оливина также характеризуются наличием омфацита. Содержание эгиринового компонента, по расчетным данным, невелико и не превышает 4%. Зональность в пироксенах проявлена очень слабо или не отмечается вообще. Следует отметить повышенную магнетиальность клинопироксенов практически во всех проанализированных образцах.

Авгиты встречены в гранатовых перидотитах. Содержания жадеитового компонента в них очень невелики (см. рис. 5), что определяется, вероятно, общим низким содержанием щелочей в породе.

Амфиболы. Практически все проанализированные амфиболы относятся к эденит-парагаситовой серии с повышенным содержанием щелочей. Только в редких случаях отмечается низкотемпературный тремолит (см. табл. 1), фиксирующий, вероятно, наиболее низкотемпературную ветвь ретроградной стадии.

Фенгиты. Характеризуются высокими значениями селадонитового и парагонитового компонента (см. табл. 1), что соответствует высоким давлениям и умеренным температурам. Во всех проанализированных минералах фиксируется присутствие хрома, причем в высокохромистых разновидностях пород значение Cr_2O_3 составляет более 2%.

Кианиты. Практически во всех проанализированных минералах фиксируется примесь хрома и железа. При этом в некоторых разновидностях пород содержание Cr_2O_3 в основной массе кристаллов составляет 1–2%, в то время как более редкие, ярко окрашенные зерна характеризуются гораздо более высокими содержаниями Cr_2O_3 , превышающими 10% (см. табл. 1). В таких зернах отмечается резкая зональность, а их центральные части насыщены включениями рутила и хромита. Анализ литературных данных показывает, что содержание хромового компонента в кианите из изученных эклогитов является максимальным из описанных хромсодержащих кианитов и намного превышает уровень предполагаемого предельного вхождения Cr_2O_3 в кианит.

Корректная оценка давления для безплагиоклазовых ассоциаций эклогитов и гранатовых перидотитов часто представляет серьезную проблему, поскольку использование существующих геотермобарометров, учитывающих содержание жадеитового компонента в омфаците, например: [Holland, 1990], позволяет оценить только нижний предел давлений, который может быть значительно ниже реальных значений. Наиболее благоприятны в этом плане минеральные ассоциации с фенгитами, которые в большинстве случаев и используются для известных проявлений высокобарического метаморфизма (например: [Carswell et al., 1997]). Давление рассчитывается по реакции, которая слабо зависит от температуры: $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ (пироп) + $2\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ (грассуляр) + $3\text{K}(\text{AlMg})\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ (идеальный селадонит) = $6\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ (диопсид) + $3\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ (идеальный мусковит).

Для определения температуры при метаморфизме возможно использование гранат-пироксенового или гранат-мусковитового геотермометров.

Таблица 2. Представительные анализы минералов из эклогитов хребта Марун-Кей (Полярный Урал)

Компо- нент	Обр. С 9-96					Обр. С16б-96							
	grt-c	grt-r	cpx-r	cpx-c	amph	grt-c	grt-r	kia	amph	cpx1-c	cpx1-r	cpx2-c	cpx2-r
SiO ₂	39.60	39.30	54.90	54.90	47.700	41.00	40.50	37.50	43.60	54.40	54.80	54.50	54.50
TiO ₂	0.01	0.04	0.14	0.13	0.468	0.00	0.01	0.00	0.26	0.03	0.06	0.09	0.08
Al ₂ O ₃	21.80	21.50	9.80	9.70	13.400	22.90	22.60	57.80	15.10	4.29	5.03	8.06	8.20
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.09	0.11	0.082	0.02	0.02	0.02	0.09	0.64	0.65	0.17	0.19
FeO	19.80	19.90	2.90	3.00	5.900	11.70	12.10	1.50	4.30	2.30	2.10	2.00	2.00
Fe ₂ O ₃	0.99	0.98	1.43	1.00	–	0.39	0.55	–	–	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.60	0.61	0.04	0.03	0.027	0.21	0.22	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.03
MgO	11.00	9.60	9.80	9.60	15.500	15.20	14.20	1.60	16.90	13.80	13.40	12.10	12.00
CaO	6.10	7.40	14.70	14.50	8.900	7.80	8.80	0.84	11.60	20.80	20.60	18.70	18.60
Na ₂ O	0.02	0.02	5.79	5.89	3.740	0.02	0.01	0.00	2.86	2.35	2.64	3.55	3.59
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.686	0.00	0.02	0.00	0.78	0.00	0.01	0.00	0.00
Сумма	99.92	99.36	99.59	98.82	96.440	99.19	99.00	99.17	95.49	98.58	99.19	99.21	99.13
f	50.37	53.77	14.15	14.91	17.710	30.24	32.48	–	12.41	8.56	8.09	8.27	8.55
Ca-ko	16.51	20.32	–	–	–	20.50	23.23	–	–	–	–	–	–
Jd	–	–	35.90	38.00	–	–	–	–	–	18.10	20.40	27.60	28.00

Примечание. grt – гранат; cpx – клинопироксен; amph – амфибол; kia – кианит; grt-c – центр зерна минерала; grt-r – край зерна минерала; f – железистость; Ca-ko – гроссуляровый компонент; Jd – жадеитовый компонент.

Однако наиболее оптимальным представляется другой вариант расчета Р-Т условий, описанный ниже.

Для расчета Р-Т параметров метаморфизма использовались внутренне согласованный банк термодинамических данных [Holland, Powell, 1990, 1998] и компьютерная программа THERMOCALC [Powell, Holland, 1988]. Эта программа дает возможность рассчитать отдельные реакции, используемые в геотермобарометрии, и оценить средние температуру и давление образования минеральной ассоциации по серии независимых реакций. На рис. 6 приведены средние значения температуры и давления с возможными интервалами погрешностей (2 σ) для проанализированных образцов. Для одного из них показаны линии реакций, по которым оценены средние значения Р-Т параметров. В других образцах средние значения температуры и давления попадают в достаточно узкий интервал ($T = 660\text{--}690\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 21\text{--}23\text{ кбар}$), что позволяет говорить о достаточной корректности полученных значений. Исключение составляет оценка Р-Т параметров для эклогита с высоким содержанием хрома в породе, что фиксируется по повышенным значениям Cr_2O_3 в минералах и присутствию включений хромита в кианите. Более того, как отмечалось выше, содержание хрома в центральных частях кианита является максимальным из описанных в литературе хромсодержащих кианитов. Расчеты показывают более высокие температуры и давления. Нельзя полностью исключать вариант, что полученные оценки Р-Т параметров фиксируют более ранние стадии метаморфического процесса, однако наиболее вероятно завышение полученных значений из-за неучета хрома в минеральных реакциях.

Проведенные исследования позволяют говорить о том, что изученные эклогиты являются одними из наиболее высокобарических из известных эклогитов России.

Изотопные исследования наиболее свежих образцов кианитовых и барруазитовых эклогитов [Шацкий и др., 2000] показали следующее.

Изученные образцы кианитовых эклогитов, сложенные омфацитом, гранатом, кианитом, амфиболом и кварцем, характеризуются крайне неравномерной структурой. Отдельные участки породы сложены крупными зернами омфацита (0.8–1.5 мм), другие – агрегатом мелких зерен граната (20–400 мкм), пироксена и кианита. Амфибол встречается в виде порфиروبласт. Наблюдается замещение омфацита амфиболом. Исследованный образец барруазитового эклогита (С9-96) сложен крупными зернами омфацита, амфибола (до 1.5 мм), мелкими идиоморфными и субидиоморфными зернами граната (40–350 мкм), кварцем и фенгитом. Гранат совместно с мелкими зернами омфацита образует скопления, а также встречается в виде вкрапленников в порфиروبластах омфацита, амфибола и фенгита. В отличие от кианитовых эклогитов не наблюдается явных признаков замещения пироксена амфиболом.

Представительные анализы минералов из эклогитов, исследованных Sm-Nd методом, приведены в табл. 2. Омфациты из кианитовых эклогитов содержат меньше жадеитового компонента по сравнению с омфацитом барруазитовых эклогитов. В то же время гранаты кианитовых эклогитов характеризуются меньшей величиной железистости по сравнению с гранатами барруазитового эклогита. Гранаты из эклогитов обнаруживают зональ-

Таблица 3. Sm-Nd изотопные данные для пород и минералов хребта Марун-Кей
(Полярный Урал)

Номер образца	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2s_{\text{ср.}}$
C39-2 Вал.	0.655±2	3.149±7	0.1258	0.512425	0.00002
C39-2 Amph.	0.0378±2	—	—	—	—
C39-2 Grt	0.0576±2	—	—	—	—
C9-96 Вал.	1.838±2	5.921±1	0.1877	0.512584	0.000016
C9-96 Mica	0.1814±3	0.482±2	0.2276	0.512323	0.000020
C9-96 Amph	1.78±1	3.523±4	0.3056	0.512798	0.000018
C9-96 Cpx	1.223±5	2.901±5	0.2550	0.512745	0.000018
C9-96 Grt	0.9884±5	1.016±3	0.5884	0.513545	0.000017
C16b-96 Вал.	0.304±2	0.512±3	0.3590	0.512935	0.000017
C16b-96 Cpx1	0.2889±6	0.7005±7	0.2494	0.512753	0.000020
C16b-96 Cpx2	0.300±6	0.712±1	0.2548	0.512737	0.000030
C16b-96 Amph	0.539±2	1.139±3	0.2862	0.512780	0.000021
C16b-96 Grt	0.2173±3	0.1869±7	0.7032	0.513735	0.000033
C39-4 Вал	1.517±3	7.818±1	0.1174	0.512418	0.000017
C39-4 Cpx	0.1281±5	0.2223±5	0.3485	0.512806	0.000021
C39-4 Amph	0.205±1	0.378±3	0.3280	0.512722	0.000018
C39-4 Grt	0.0772±4	0.0841±6	0.5552	0.51339	0.000033
C39-1 Вал	4.709±4	22.10±3	0.1289	0.512466	0.000018

Примечание. Приводимые погрешности относятся к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Вал. – валовая проба, Grt – гранат, Amph – амфибол, Cpx – клинопироксен, Mica – фенгит.

ность, выражающуюся в увеличении от центра к краю гроссулярового компонента и величины железистости. Температуры равновесия эклогитов, установленные по геотермометру [Ellis, Green, 1979], лежат в интервале 700–750 °C. Нижняя величина давления оценивается в 13–15 кбар. Если принять, что $R_{\text{H}_2\text{O}} = R_{\text{общ}}$, то, согласно моновариантной реакции парагонит = жадеит+кианит+кварц [Holland, 1990], ассоциация кианита с омфацитом может свидетельствовать о величине давления больше 20 кбар.

Результаты изотопных исследований эклогитов приведены в табл. 3. Как видно из рис. 7, А, гранат, пироксен и порода барруазитового эклогита образуют минеральную изохрону, отвечающую возрасту $366 \pm 8,5$ млн лет. Амфибол лежит ниже этой изохроны. При изучении кианитовых эклогитов возникает аналитическая проблема, связанная с низким содержанием редкоземельных элементов в гранатах. Мономинеральные фракции и порода кианитового эклогита обр. C-16b образуют эррохрону, отвечающую возрасту 338 ± 40 млн лет (см. рис. 7, Б). Как видно из данных таблиц 2, 3, изумрудно-зеленый и слабо окрашенный пироксены имеют различные содержания хрома и жадеитового компонента, а также различающиеся Sm/Nd отношения. Это свидетельствует об отсутствии равновесия, что и объясняет большую величину СКВО. Мономинеральные фракции и порода кианитового эклогита обр. C39-4 на эволюционной Sm-Nd диаграмме демонстрируют значительный разброс точек, что может объясняться неравновесным распределением редкоземельных элементов между минералами [Burton et al., 1995]. В то же время, гранат и порода об-

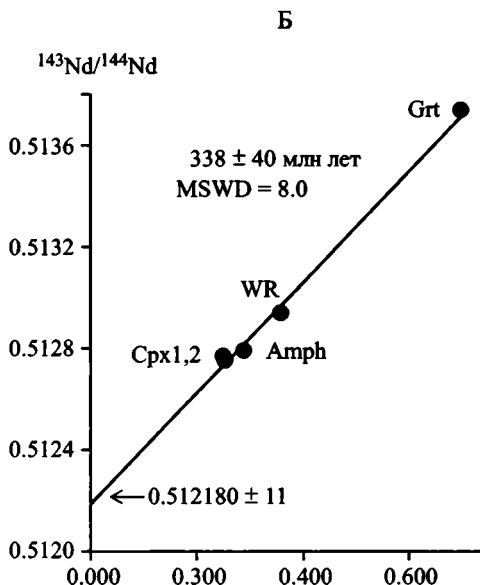
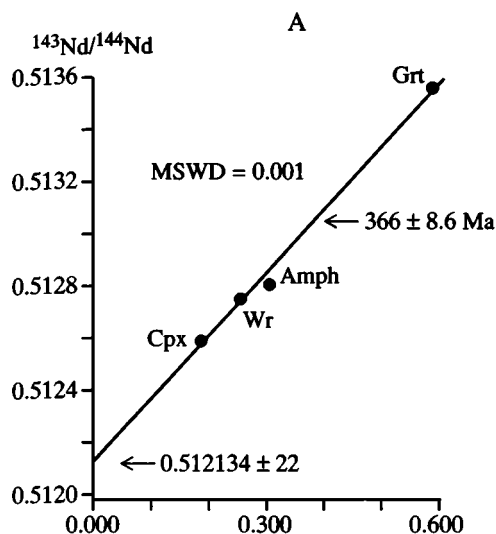
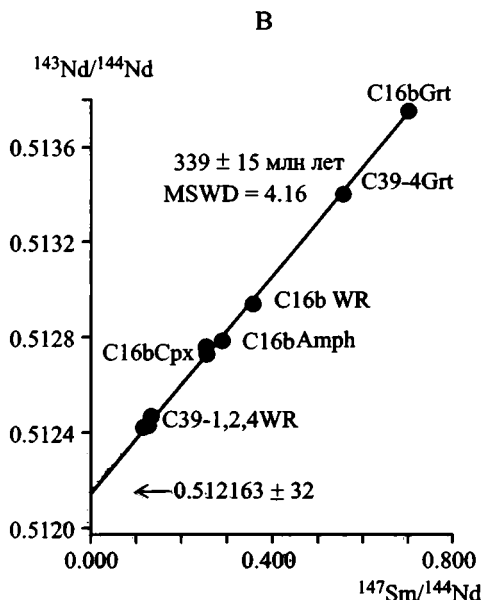


Рис. 7. Изохронные диаграммы эклогитов Полярного Урала

А, Б – эклогиты: А – обр. С9-96, Б – обр. С16в-96; В – валовые анализы пород и мономинеральных фракций дистеновых эклогитов

разуют двухточечную изохрону, отвечающую такому же значению возраста, как и эррохрона эклогита обр. С16в. Принимая это во внимание, мы нанесли на эволюционную диаграмму мономинеральные фракции и породы обр. С16в, гранат и породу обр. С39-4, а также кианитовые эклогиты обр. С39-1, -2. Как видно из рис. 7, В, полученная линия регрессии отвечает возрасту 339 ± 16 млн лет.

Из приведенных данных следует, что существует значимое различие в минеральном возрасте кианитовых и барруазитовых эклогитов. В этой связи отметим, что различное значение Sm-Nd минерального возраста было также отмечено для эклогитов восточной части Богемского массива [Bruesckner et al., 1991]. Авторы предлагают два возможных варианта интерпретации полученных данных. Либо эти цифры отражают дискретные этапы образования эклогитов, либо они отвечают стадии эксгумации эклогитов. В настоящее время существуют различные точки зрения относительно значения температуры закрытия Sm-Nd системы. По мнению одних исследователей, температура закрытия лежит в интервале 600–700 °С, а



согласно другим оценкам, она выше 850 °C [Burton et al., 1995]. В то же время, совпадение U-Pb возраста по цирконам и Sm-Nd минерального возраста эклогитов и алмазонасных пород Кокчетавского массива [Shatsky et al., 1999] свидетельствует о том, что температура закрытия может превышать 800 °C при быстрых скоростях эксгумации.

Как было показано выше, температуры равновесия эклогитов Полярного Урала не превышают 750 °C, хотя отсутствие прогрессивной зональности в гранатах может свидетельствовать о том, что эти цифры отвечают температуре последнего равновесия, а не пику метаморфизма. Поэтому мы можем предположить, что полученные значения минерального возраста отражают либо пик высокобарического этапа метаморфизма, либо время эксгумации эклогитов.

Войкаро-Сыньинские офиолиты. Коллекции пород этих офиолитов, отобранных из непрерывных разрезов расслоенного габбро-гипербазитового комплекса и палеоспрединовых дайковых серий (вдоль рек Правая Пайера и Лагорта-Ю), были изучены с помощью изотопно-геохимических методов.

Анализ свежих первичных минералов Ag-Ag изотопным методом [Симонов и др., 1998] (плагноклаз – Pl и клинопироксен – Cpx) показал для расслоенного комплекса: оливиновое габбро (Pl) – 450 ± 25 млн лет, габбро (Pl) – 550 ± 80 (?) млн лет; для спрединовых серий: пироксеновые порфиристы (Cpx) – 352 ± 60 (?) – 444 ± 56 млн лет, плагноклазовый порфирит (Pl) – 426 ± 21 млн лет. Исследования вторичных амфиболов позволили выяснить возраст метаморфизма: пироксеновые порфиристы (роговая обманка) – 497 ± 26 млн лет, (актинолит) – 339 ± 40 млн лет. Таким образом, Ag-Ag датирование по первичным неизмененным минералам показало, что Войкаро-Сыньинские интрузивные габбро-гипербазитовые комплексы формировались в ордовике–силуре практически синхронно со спрединовыми сериями. Метаморфические процессы начались одновременно с образованием магматических пород в ордовике (“океанический” метаморфизм) и продолжались до девона (“региональный” метаморфизм).

Рассматривая петрохимические особенности пород палеоспрединовых комплексов из Войкаро-Сыньинских офиолитов видим широкие вариации содержания титана при низких количествах калия (рис. 8). Минимумом титана обладают пироксеновые порфиристы, попадающие в поле бонинитов. Диабазовые дайки комплекса типа “дайка в дайке” и большая часть пород из вторичных камер располагаются в полях океанических серий и островодужных толеитов, отражая скорее всего геодинамические процессы развития примитивных островных дуг на океанической литосфере.

Проведенные детальные петрологические, петрохимические, геохимические и минералогические исследования рассматриваемых палеоспрединовых комплексов позволили впервые для офиолитов Полярного Урала выявить своеобразные породы, соответствующие по своим характеристикам *бонинитовым сериям* [Симонов и др., 1996]. Учитывая важность бонинитов для реконструкции палеогеодинамических условий формирования офиолитов, данным породам было уделено самое пристальное внимание. Они приурочены в основном к “вторичным камерам” и ассоциирующим с ними дайкам. Представлены пироксеновыми порфиритами, в которых вкрапленники

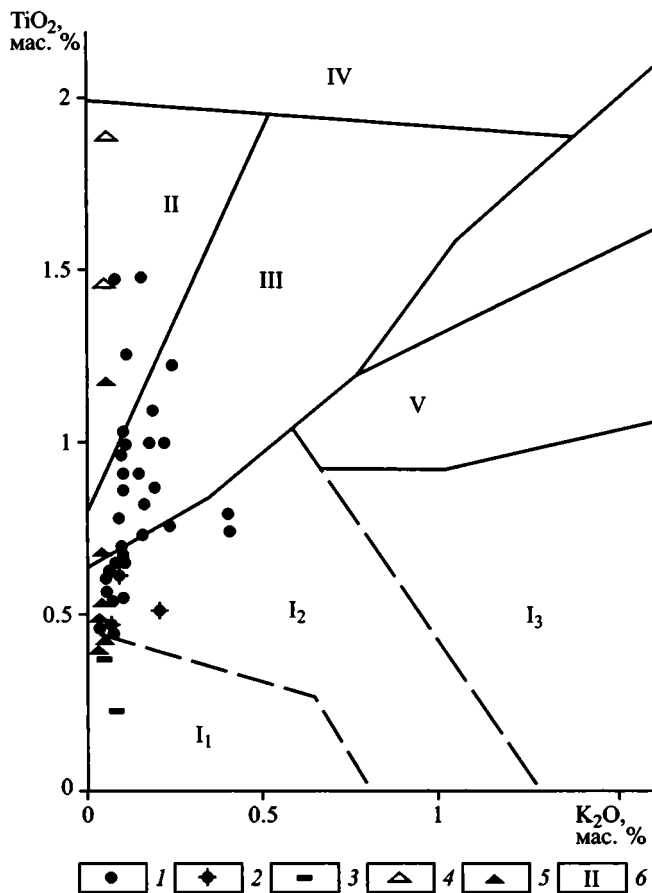


Рис. 8. Диаграмма K_2O – TiO_2 для составов пород из дайковых комплексов Войкаро-Сыныинских офиолитов [Куренков и др., 2002]

1 – диабазы комплекса типа “дайка в дайке”; 2 – диабазы более поздних даек, секущих основную генерацию даек; 3 – пироксеновые порфириды даек; 4 – диабазы “вторичных камер”; 5 – пироксеновые порфириды “вторичных камер”; 6 – поля составов пород: I – островодужные ассоциации (I₁ – бониниты, I₂ – толеиты, I₃ – известково-щелочные серии), II – срединно-океанические (N-MORB), III – обогащенные срединно-океанические (E-MORB) и задуговых бассейнов (BABV), IV – океанические внутриплитные острова, V – известково-щелочные островодужные и обогащенные задуговых бассейнов (ABABV)

пироксенов в большинстве случаев замещены коричневой роговой обманкой, актинолитом и хлоритом. Подобная и более высокая степень метаморфической переработки характерна для пород бонинитовых серий из палеозойских офиолитов [Добрецов и др., 1986; Симонов, Кузнецов, 1991; Симонов и др., 1994]. Столь глубокие преобразования заставляют тщательно подходить к методике исследования древних бонинитовых серий [Симонов и др., 1994], поэтому в основу работы положены результаты изучения характеристик как можно менее зависимых от метаморфических изменений минералов. Основной упор был сделан на изучение геохимии устойчивых при вторичных процессах элементов, таких как Ti, Ni, Cr, V, Y, Zr и Nb, а также на исследование составов первичных минералов в сравнении с данными по со-

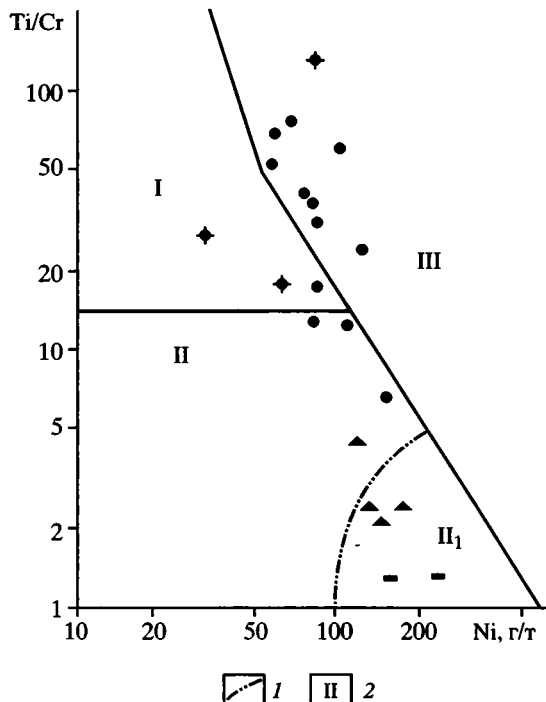


Рис. 9. Диаграмма Ni–Ti/Cr для составов пород из дайковых комплексов Войкаро-Сыньинских офиолитов [Куренков и др., 2002]

1 – поле составов бонинитов западной части Тихого океана; 2 – поля составов пород: I – умеренно титанистых островодужных серий; II – низкотитанистых островодужных серий (II₁ – бонинитов); III – высокотитанистых серий срединно-океанических хребтов и задуговых бассейнов. Остальные условные обозначения см. на рис. 8

временным островодужным и океаническим структурам.

По основным петрохимическим компонентам пироксеновые порфириды из палеоспрединовых комплексов Войкаро-Сыньинских офиолитов близки бонинитам современных энсиматических дуг Тихого океана (Идзу-Бонинская, Тонга). В то же время, как и в случае с более древними бонинитами Центральной

Азии [Симонов и др., 1994], намечаются определенные различия. В частности, устанавливаются повышенные значения CaO (9.5–18%), что связано с преобладанием измененного клинопироксена в основной массе. Из анализа имеющихся данных видно, что существуют бониниты и бонинитовые расплавы с высокими содержаниями CaO (до 12–15%) в Идзу-Бонинской дуге, в офиолитах Горного Алтая, Малого Кавказа [Симонов и др., 1994; Цамерян и др., 1988]. К тому же мы видим, что в Войкаро-Сыньинской офиолитовой ассоциации есть породы, практически идентичные порфиридам по содержанию основных петрохимических компонентов – это пироксениты и особенно вебстериты: 48.3% SiO₂; 0.23% TiO₂; 4.26% Al₂O₃; 17.16% MgO; 16.94% CaO [Петрология..., 1977]. Именно пироксениты рассматривались в качестве интрузивных аналогов бонинитовых серий [Добрецов и др., 1986], наиболее близки к бонинитам вебстериты.

Таким образом, высокие содержания CaO в пироксеновых порфиридах (соответствующих, по нашему мнению, бонинитовым сериям) находят свое объяснение. Наиболее характерной особенностью бонинитов является высокое содержание MgO при значительных количествах SiO₂, что характерно и для рассмотренных пироксеновых порфиридов, которые по соотношению этих элементов резко отличаются от обычных базальтов, располагаясь в полях бонинитов Тихого океана и Горного Алтая. Пироксеновые порфириды Полярного Урала имеют аномальные содержания Cr (1044–1720 г/т) по сравнению с океаническими (150–300 г/т) и островодужными (40–60 г/т) базальтами, что даже выше, чем в бонинитах Восточного Саяна (в среднем 500 г/т) и близко к количеству Cr в бонинитах Горного Алтая (893 г/т) и островных дуг западной части Тихого океана: Идзу-Бонинской (в среднем

786 г/т), Марианской (915 г/т), Тонга (1800 г/т) [Симонов, 1993]. В результате мы имеем очень низкие значения Ti/Cr (1.3–2.5) и на диаграмме $Ti/Cr - Ni$ пироксеновые порфиристы Войкаро-Сыньинских офиолитов попадают в поле бонинитов Тихого океана (рис. 9).

Несмотря на значительную степень измененности пород палеоспрединовых комплексов Войкаро-Сыньинских офиолитов, нам удалось найти достаточное количество свежих клинопироксенов в пироксеновых порфиристах. На диаграммах, отражающих взаимосвязи основных химических компонентов (SiO_2 , TiO_2 , FeO , Na_2O , Cr_2O_3), видно, что составы рассмотренных пироксенов ассоциируют преимущественно с полями клинопироксенов океанических и бонинитовых серий, попадая также в области островодужных толеитов. В целом, исследования составов минералов показывают развитие переходных магматических систем, имеющих как океанические, так и островодужные (бонинитовые и островодужно-толеитовые серии) характеристики, в условиях примитивных энсиматических островных дуг, зарождающихся на океанической литосфере, что является хорошим подтверждением выводов, основанных на геохимических данных.

В результате проведенных исследований было выяснено, что палеоспрединовые комплексы Полярного Урала, обладая признаками океанических и бонинитовых серий, формировались скорее всего во фронтальной части зарождающейся на океанической литосфере примитивной островной дуги в самом начале развития субдукционных процессов. Данные выводы хорошо согласуются с представлениями об образовании Войкаро-Сыньинских офиолитов в фундаменте островных дуг типа Идзу-Бонинской и Тонга [Добрецов, 1974; Петрология..., 1977; Язева, Бочкарев, 1984].

Большое значение для тектонических построений имеет выяснение взаимоотношений палеоспрединовых комплексов Войкаро-Сыньинских офиолитов с пространственно отделенными от них лавовыми сериями. Исследования геохимических особенностей, и прежде всего распределение устойчивых к вторичным процессам элементов (Ti , Cr , Ni , V), показало, что лавы формировались из близких к дайковым комплексам магматических систем в палеогеодинамической обстановке с преобладанием океанических характеристик. Эти выводы согласуются с данным предыдущих исследователей [Язева, Бочкарев, 1984], показавших, что диабазы комплекса параллельных даек сопоставимы со спилитами района р. Войкар, являясь комагматичными образованиями.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате детальных петролого-геохимических исследований палеоспрединовых комплексов из офиолитов Полярного Урала было выяснено, что они формировались преимущественно в палеогеодинамических условиях начальных стадий развития примитивных островных дуг с бонинитовыми сериями типа Марианской, Тонга и Идзу-Бонинской на западе Тихого океана. В то же время, процессы формирования структур Уральского палеоокеана начинались до образования примитивных островных дуг и продолжались после с дальнейшим развитием палеозон субдукции. Мы имеем воз-

возможность проследить историю палеоокеанических структур Полярного Урала до развития бонинитсодержащих дайковых серий и после.

Палеоспрединовые бонинитсодержащие дайковые серии офиолитов Полярного Урала формировались на фундаменте из габбро-гипербазитовых комплексов, поэтому важным является вопрос о палеогеодинамической обстановке формирования этих преимущественно ультраосновных серий. Весьма успешным оказался подход, как это показано для офиолитов Дальнего Востока и Сибири [Паланджян, 1992; Симонов, Ступаков, 1996], с использованием составов первичных минералов из ультраосновных пород. В случае Войкаро-Сыньинских офиолитов был проведен сравнительный анализ минералов из гипербазитов с современными эталонными объектами [Паланджян, 1992]. В результате выяснено, что ультрабазиты Войкаро-Сыньинского массива наиболее близки к перидотитам срединно-океанических хребтов, практически совпадая по всем рассмотренным характеристикам минералов с ультраосновными породами океанических офиолитов Чагану-зунского массива в Горном Алтае. Более детальное рассмотрение характеристик хромшпинелидов, орто- и клинопироксенов позволило уточнить, что ультрабазиты Войкаро-Сыньинского массива формировались скорее всего в медленноспрединовых срединно-океанических хребтах в участках наложения мантийных плюмов и впоследствии служили в качестве фундамента зарождающихся островных дуг. Эти данные идеально соответствуют результатам наших исследований палеоспрединовых комплексов Войкаро-Сыньинских офиолитов. В целом, выстраивается последовательная цепочка палеогеодинамических событий с формированием в медленноспрединовых срединно-океанических хребтах Уральского палеоокеана океанической литосферы (с преобладанием гипербазитов), послужившей затем фундаментом для развития примитивных энсиматических островных дуг с бонинитовыми сериями.

Все палеогеодинамические процессы развития структур Уральского палеоокеана после формирования спрединговых бонинитсодержащих комплексов в условиях примитивных островных дуг связаны с эволюцией палео-осон субдукции. Для расшифровки особенностей дальнейшего развития островодужных систем существенную помощь могут оказать другие индикаторные серии горных пород. В частности, характерными ассоциациями областей развитых островных дуг являются шошонитовые серии. Они располагаются дальше от океана, чем толеитовые и известково-щелочные серии, и как бы надстраивают разрезы ранних энсиматических островных дуг [Morrison, 1980; и др.].

В 1995 г. в восточной части Войкаро-Сыньинских офиолитов из обнажений по руч. Кевсоим (между реками Войкар и Кокпела) были отобраны образцы пород субщелочной серии из островодужной ассоциации девона. По внутреннему строению рассмотренные породы имеют эффузивный облик с закалочной микрозернистой основной массой, содержащей вкрапленники плагиоклаза (до 5 мм) и более мелкие фенокристы клинопироксенов. Обильно развит магнетит. Полевой шпат и основная масса порфиринов сильно изменены, а среди клинопироксенов удалось найти свежие, хорошо сохранившиеся кристаллы. При изучении химического состава рассматриваемых пород сразу же обращают на себя внимание очень высокие концент-

рации K_2O (2.66–3.27%) при умеренных содержаниях SiO_2 (51.13–55.24% – базальты и андезитбазальты). По соотношениям этих компонентов данные порфириты хорошо соответствуют шошонитовым сериям, располагаясь в поле шошонитов Новой Гвинеи. Высокие концентрации Sr (до 812 г/т) и Rb (до 41 г/т) также подтверждают принадлежность изученных пород к шошонитам, причем, согласно содержанию данных элементов, они идентичны шошонитам Новой Гвинеи и формировались в островной дуге с мощной (> 30 км) корой [Condie, 1973; Jaques, 1976].

С учетом высокой степени измененности пород был использован методический подход, успешно примененный нами для древних венд-кембрийских островодужных систем Центральной Азии [Симонов и др., 1994] и основанный на рассмотрении таких практически не зависящих от вторичных процессов диагностических критериев, как составы первичных сохранившихся клинопироксенов и заключенных в них расплавных включений. Было установлено определенное сходство химизма изученных пироксенов с минералами из типичных шошонитовых серий западной части Тихого океана.

Расплавные включения в клинопироксенах располагаются по прямолинейным зонам роста вдоль граней кристаллов, либо заполняют равномерно весь объем минерала. При нагреве в микротермокамере содержимое расплавных включений становится гомогенным в интервале 1110–1220 °C, что указывает на достаточно широкий диапазон температур кристаллизации пироксенов, которые, судя по взаимоотношениям минералов в порфиритах, образовывались позже плагиоклазов. В результате, кристаллизующиеся пироксены захватывали во включениях последние порции в значительной степени уже продифференцированных расплавов. Это отразилось на составах гомогенизированных расплавных включений, которые показывают последовательную эволюцию магмы от шошонитов к латитам и тосканитам с увеличением K_2O до 5.6% и SiO_2 до 69%. Аналогичный тренд характерен в целом для высококалиевых шошонитовых серий.

В результате проведенных исследований было выяснено, что в восточной части Войкаро-Сыньинского офиолитов устанавливаются высококалиевые субщелочные породы, по всем рассмотренным признакам хорошо соответствующие шошонитовым сериям [Симонов и др., 1996]. Таким образом, учитывая индикаторную роль шошонитов и полученные новые факты, мы можем более успешно и обоснованно подойти к решению задач, связанных с расшифровкой палеогеодинамических процессов формирования структур Уральского палеоокеана.

В целом, приведенные выше данные позволяют выстроить последовательную цепочку палеогеодинамических событий формирования офиолитов Полярного Урала с образованием в медленноспрединговых срединно-океанических хребтах Уральского палеоокеана океанической литосферы, послужившей затем фундаментом для развития примитивных островных дуг с бонинитовыми сериями пород. В дальнейшем, в ходе заглупления палеозоны субдукции и эволюции островодужных систем, проявляется шошонитовый магматизм.

С интенсивными процессами развития зон субдукции связано формирование высокобарических эклогитовых комплексов Полярного Урала. Фактически эклогиты маркируют время субдукции. Ассоциация эклогитов

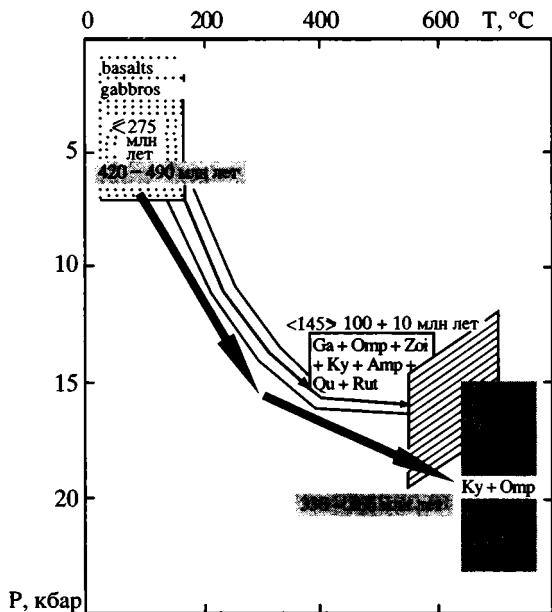


Рис. 10. P-T условия и время формирования эклогитов Полярного Урала

Эклогиты Полярного Урала: 420–490 → 338–366 млн лет; Альпийские эклогиты [Thoni, Jagoutz, 1992]: ≤ 275 → < 145 ≥ 100 + 10 млн лет. Ga – гранат, Omp – омфациит, Zoi – цоизит, Ky – кьянит, Amp – амфибол, Qu – кварц, Rut – рутил. Basalts, gabbros – базальты и габбро офиолитов (протолиты эклогитов)

хребта Марун-Кей с перидотитами, габброидами и диабазами [Удовкина, 1985] свидетельствует о том, что их протолитами могли быть породы офиолитов. По мнению Н.Л. Добрецова и Л.В. Добрецовой [1989], эклогиты марункеусского комплекса, располагающиеся в подошве офиолитовой пластины Сыум-Кей, могут рассматриваться как

метаофиолиты. По данным М.Н. Костюхина и Д.Н. Ремизова [1995], эклогитовая фация хребта Марун-Кей принадлежит к метаофиолитовой формации высоких давлений. Наши полевые исследования в южной части Марун-Кеусской структуры в районе Слюдяной Горки свидетельствуют о развитии высокобарических комплексов по породам офиолитовой ассоциации, что полностью подтверждает приведенные выше данные. Согласно определению абсолютного возраста Ag-Ag методом [Симонов и др., 1998], основная часть Хадатинских офиолитов была сформирована в ордовике–силуре (420–490 млн лет назад) при начальном развитии островодужных структур Уральского палеоокеана. Скорее всего, к этому этапу относится и образование протолитов эклогитов хребта Марун-Кей.

В целом, проведенные исследования позволили получить новую информацию о времени и особенностях формирования эклогитов хребта Марун-Кей.

1. Установлен “юный” (338–366 млн лет), по сравнению с предыдущими оценками (1.5–1.7 млрд лет), возраст эклогитов Полярного Урала.

2. Этот возраст хорошо согласуется с нашими относительно “молодыми” (420–490 млн лет) данными по времени формирования офиолитов Полярного Урала.

3. Полученные соотношения возрастов служат доказательством того, что протолитами изученных эклогитов служили рассмотренные офиолитовые породы. Разница во времени между образованием офиолитов и преобразованием офиолитовых пород в зонах субдукции в эклогиты составляет, по нашим данным, до 150 млн лет, что хорошо соответствует информации по аналогичному периоду (между формированием офиолитов и преобразованием их в эклогиты) для Альпийских эклогитов (130–175 млн лет, судя по данным: [Thoni, Jagoutz, 1992]).

4. Определены физико-химические параметры процессов образования эклогитов: 660–750 °С, 15–23 кбар.

В общем, по аналогии и в сравнении с формированием Альпийских офиолитов по габбро и базальтам офиолитов [Thoni, Jagoutz, 1992], можно рассмотреть и процессы образования эклогитов Полярного Урала (рис. 10), связанные с погружением в зонах субдукции фрагментов палеоокеанической коры Уральского палеоокеана.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

В итоге, проведенные исследования показали, что Войкаро-Сыньинские и Хадатинские офиолиты Полярного Урала формировались практически одновременно в ходе эволюции структур Уральского палеоокеана. В начале (до ордовика) в областях срединно-океанических хребтов образовывалась океаническая литосфера с преобладанием ультраосновных пород (тектонизированные ультрабазиты), на основе которой в ордовике–силуре сформировался расслоенный габбро-гипербазитовый интрузивный комплекс, в свою очередь послуживший фундаментом для практически синхронного (ордовик–силур) развития спрединговых дайковых серий на начальных стадиях развития примитивных островных дуг с бонинитами. В девоне дальнейшее заглубление палеозоны субдукции приводит к образованию развитых островодужных систем с шошонитами. В основном к девону же приурочено и формирование в палеосубдукционных зонах (по офиолитовым комплексам) эклогитов Полярного Урала.

Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 99-05-64892, 01-05-64550).

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов В.И., Буякайте М.В. Изотопный состав стронция в породах Войкаро-Сыньинского офиолитового массива Полярного Урала // Эволюция офиолитовых комплексов. М.: Наука, 1981. С. 59–70.
- Воронов В.И., Коркин В.М. Закономерности эволюции палеозойского геосинклинального вулканизма Шучьинского синклинория в связи с вопросами металлогении // Геосинклинальный вулканизм Урала и колчеданоносность вулканогенных формаций. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 57–64.
- Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала / Под ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1983. 164 с.
- Добрецов Н.Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых комплексов // ДАН СССР. 1974. Т. 216, № 6. С. 1383–1386.
- Добрецов Н.Л., Добрецова Л.В. Эклогиты и глаукофановые сланцы Урала, Шпицбергена, о-ва Куба // Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1989. С. 107–131.
- Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Скляр Е.В., Медведев В.Н. Марианит-бонинитовая серия и эволюция офиолитового магматизма Восточного Саяна // Геология и геофизика. 1986. № 12. С. 29–35.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. 327 с.
- Костюхин М.Н., Ремизов Д.Н. Петрология офиолитов Хадатинского габбро-гипербазитового массива (Полярный Урал). СПб.: Наука, 1995. 120 с.

- Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспреди́нга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 490).
- Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов / Под ред. В.С. Соболева, В.П. Костюка. Новосибирск: Наука, 1975. 232 с.
- Паланджан С.А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 104 с.
- Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
- Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Под ред. В.С. Соболева, Н.Л. Добрецова. Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.
- Путеводитель экскурсии "Офиолиты Полярного Урала" / Под ред. Н.А. Богданова. М.: ГИН АН СССР, 1978. 165 с.
- Пучков В.Н. Тектоника Урала: Современные представления // Геотектоника. 1997. № 4. С. 42–61.
- Савельев А.А., Савельева Г.Н. Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1977. № 6. С. 46–60.
- Савельев А.А., Самыгин С.Г. Офиолитовые аллохтоны Полярного и Приполярного Урала // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 9–30.
- Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
- Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов. Новосибирск: ОИГТМ СО РАН, 1993. 247 с.
- Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 182–199.
- Симонов В.А., Кузнецов П.П. Бониниты в венд-кембрийских офиолитах Горного Алтая // ДАН СССР. 1991. Т. 316, № 2. С. 48–51.
- Симонов В.А., Куренков С.А., Ступаков С.И. Особенности бонинитовых и шошонитовых серий в палеостроводужных ассоциациях Горного Алтая и Полярного Урала // Проблема геологии Сибири. Т. 2. Томск: Изд-во Том. ун-та 1996. С. 47.
- Симонов В.А., Куренков С.А., Тикуннов Ю.В. и др. Новые данные о возрасте офиолитов Полярного Урала // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С. 181–183. (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. 2).
- Симонов В.А., Ступаков С.И. Особенности палеогеодинамических обстановок формирования офиолитов Алтае-Саянской складчатой области (по данным изучения минералов из ультрабазитов) // ДАН. 1996. Т. 351, № 1. С. 93–95.
- Соболев А.В. Проблемы образования и эволюции мантийных магм: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М., 1997. 50 с.
- Соболев А.В., Слуцкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 97–110.
- Старков В.Д. Интрузивный магматизм эвгеосинклинальных зон Полярного Урала. Свердловск, 1985. 148 с.
- Шацкий В.С., Симонов В.А., Ягоуц Э. и др. Новые данные о возрасте эколгитов Полярного Урала // ДАН. 2000. Т. 371, № 4. С. 519–523.
- Удовкина Н.Г. Эколгиты Полярного Урала на примере южной части хребта Марун-Кей. М.: Наука, 1971. 142 с.
- Удовкина Н.Г. Эколгиты СССР. М.: Наука, 1985. 286 с.
- Цамерян О.П., Закариадзе Г.С., Соболев А.В., Кононкова Н.Н. Типизация офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа по составам пород и расплавов // Геохимия. 1988. № 3. С. 1140–1159.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский вулканоплутонический пояс. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 158 с.
- Brueckner H.K., Medaris L.G., Bakun-Czubarow N.N. Nd and Sr age and isotope patterns from Variscan eclogites of eastern Bohemian Massif // Jb. Miner. Abh. 1991. Vol. 163. P. 169–196.
- Burton K.W., Kohn M.J., Cohen A.S., O'Nions R.K. The relative diffusion of Pb, Nd, Sr and O in garnet // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 133. P. 199–211.
- Carswell D.A., O'Brien P.J., Wilson R.N., Zhai M. Thermobarometry of phengite-bearing eclogites in the Dabie Mountains of central China // J. Metamorph. Geol. 1997. Vol. 15, N 2. P. 239–252.

- Condie K.C.* Archean magmatism and crustal thickness // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1973. Vol. 84. N 9. P. 2981–2992.
- Droop G.T.B.* A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria // *Miner. Mag.* 1987. Vol. 51. P. 431–435.
- Edwards R. L., Wasserburg G.J.* The age and emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm–Nd and Rb–Sr-systematics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. Vol. 72. P. 389–404.
- Ellis D.J., Green D.* An experimental study of effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe–Mg exchange equilibria // *Contribs. Mineral. Petrol.* 1979. Vol. 71. P. 13–22.
- Holland T.J.B.* Activities of components in omphacite solid solutions // *Contrib. Miner. Petrol.* 1990. Vol. 105. P. 446–453.
- Holland T.J.B., Powell R.* An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system $\text{K}_2\text{O}–\text{Na}_2\text{O}–\text{CaO}–\text{MgO}–\text{MnO}–\text{FeO}–\text{Fe}_2\text{O}_3–\text{TiO}_2–\text{SiO}_2–\text{C}–\text{H}_2\text{O}$ // *J. Metamorph. Geol.* 1990. Vol. 8, N 1. P. 89–124.
- Holland T.J.B., Powell R.* An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest // *J. Metamorph. Geol.* 1998. Vol. 16, N 3. P. 309–343.
- Jacob D.E., Jagoutz E., Sobolev N.V.* Neodimium and Strontium Isotopic Measurements on Single Subcalcic Garnet from Yakutian Kimberlites // *Jb. Miner. Abh.* 1998. Vol. 172. P. 357–379.
- Jaques A.L.* High- K_2O island-arc volcanic rocks from the Finisterre and Adelbert Ranges, Northern Papua New Guinea // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1976. Vol. 87. N 9. P. 861–867.
- Morrison G.* Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association // *Lithos.* 1980. N 13. P. 97–108.
- Powell R., Holland T.J.B.* An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: Applications to geobarometry, worked examples and a computer program // *J. Metamorph. Geol.* 1988. Vol. 6. P. 173–204.
- Pystin A.* Eclogites of the northern part of the Urals // *Abstr. suppl. N 1 to Terra nova.* 1997. Vol. 9. P. 27.
- Sharma M., Wasserburg G.J., Papanastassion D.A.* et al. High $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in extremely depleted mantle rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. Vol. 135. P. 101–114.
- Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V.* et al. Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. Vol. 137. P. 185–205.
- Sobolev A.V., Danyushevsky L.V.* Petrology and Geochemistry of Boninites from the North Termination of the Tonga Trench: Constraints on the Generation Conditions of Primary High-Ca Boninite Magmas // *J. Petrol.* 1994. Vol. 35. P. 1183–1211.
- Thoni M., Jagoutz E.* Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm–Nd, Rb–Sr, and Pb–Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, southeastern Austria) // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1992. Vol. 56. P. 347–368.

ФОРМИРОВАНИЕ ДООРДОВИКСКИХ ГРАНИТОИДНЫХ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ СЕВЕРОУРАЛЬСКО-ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО РЕГИОНА И ПРОТОУРАЛЬСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО ПАЛЕОКОНТИНЕНТА

Урал – крайний западный структурный элемент палеозойского Урало-Монгольского пояса, непосредственно граничащий с древним Восточно-Европейским кратоном. Для Урала весьма характерно отчетливо выраженное зональное строение. В наиболее общем виде здесь могут быть выделены Восточно- и Западно-Уральская мегазоны.

В Восточно-Уральской мегазоне главенствующая роль принадлежит ранне-среднепалеозойским офиолитам и вулканогенно-осадочным комплексам. Кроме того, здесь развиты гранитоиды и зонально-метаморфизованные комплексы докембрийского и палеозойского возрастов.

Западно-Уральская мегазона сложена в основном палеозойскими карбонатными, кремнистыми и терригенными образованиями, а также выступающими из-под них преимущественно позднедокембрийскими комплексами протоуральского основания (Центрально-Уральское поднятие). Отличительной чертой североуральской части Центрально-Уральского поднятия является широкое развитие в его осевой зоне гранитоидов и ассоциирующих с ними вулканитов доордовикского возраста. В то же время, в более южных частях Центрально-Уральского поднятия доордовикские гранитоиды отсутствуют или развиты крайне незначительно. Такое резкое отличие северной части Центрально-Уральского поднятия от его более южных частей не случайно и объясняется особенностями тектонической эволюции северной части Урала.

В статье рассмотрены особенности вещественного состава доордовикских гранитоидов севера Урала, принимающих участие в строении вулканоплутонических ассоциаций (ВПА), а также одновозрастных им гранитоидов Тимана и фундамента Тимано-Печорской плиты (ТПП). Особое внимание уделено проблеме интерпретации неоднородности минерального и химического состава рассматриваемых ассоциаций и их вещественной типизации, а также анализу результатов радиоизотопного датирования выделенных типов ВПА. Проведено сопоставление вещественных характеристик гранитоидов севера Урала и фундамента ТПП с гранитоидами различных геодинамических обстановок. В основу статьи положены результаты исследований, начатых еще более 10 лет назад и продолженных в 2000–2003 гг. в

рамках проектов РФФИ № 00-05-64645 (руководитель проекта О.В. Удуратина) и 02-05-64284 (руководитель проекта А.А. Моссаковский).

В результате проведенных исследований сделаны выводы о палеогеодинамических обстановках формирования протоуральских гранитоидных plutонов и вулканоплутонических ассоциаций, распространенных на западе северной части Урала и в фундаменте ТПП. На этой основе реконструирован сценарий протоуральского (дораннеордовикского) развития северо-восточных периферических частей Восточно-Европейской платформы.

ПОЛОЖЕНИЕ ПРОТОУРАЛИД В СТРУКТУРЕ ЗАПАДНОГО УРАЛА

В пределах уральского обрамления Восточно-Европейской платформы основные поля развития протоуральских образований приурочены к Западно-Уральской мегазоне. Протоуралиды представлены здесь неравномерно метаморфизованными осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными стратифицированными комплексами, разнообразными гранитоидами, интрузивными базит-гипербазитами нормальной и повышенной щелочности, а также крайне незначительными по объему фрагментами офиолитовых ассоциаций. Протоуральские образования в виде непрерывной полосы прослеживаются вдоль всей Западно-Уральской мегазоны, образуя зону Центрально-Уральского поднятия. Во внутреннем строении этой зоны с юга на север выделяются Эбетинское поднятие (антиформа), поднятие Уралтау и примыкающее с запада к его северному продолжению Башкирское поднятие (Башкирский антиклинорий), Кваркушский антиклинорий, Ляпинский антиклинорий (включающий Кожимское поднятие), поднятие Хараматалоу, Собское поднятие с Енганепэйским, Манитанырд-Пайпудынским и Харбейским выступами, Оченырдское поднятие (рис. 1).

Протоуральские (или иногда их называют еще доуральские) комплексы зоны Центрально-Уральского поднятия, как правило, выступают на дневную поверхность из-под палеозойских толщ, хотя в отдельных местах установлены и обратные соотношения, когда протоуральские комплексы в результате позднепалеозойского тектогенеза оказались тектонически надвинутыми на палеозойские отложения. В частности, тектоническое налегание протоуральских комплексов на палеозойские образования установлено вдоль западного ограничения Башкирского и Манитанырд-Пайпудынского поднятий, а также в ряде других мест.

ПРОТОУРАЛЬСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ УРАЛА – ОБЗОР СОВРЕМЕННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ

В настоящее время существует несколько точек зрения на генетическую природу протоуральских образований Западного Урала, в разной степени различающихся между собой, и, как следствие этого, большое количество взглядов на протоуральскую геодинамику Уральского обрамления Восточно-Европейской платформы (Уральского складчатого пояса).

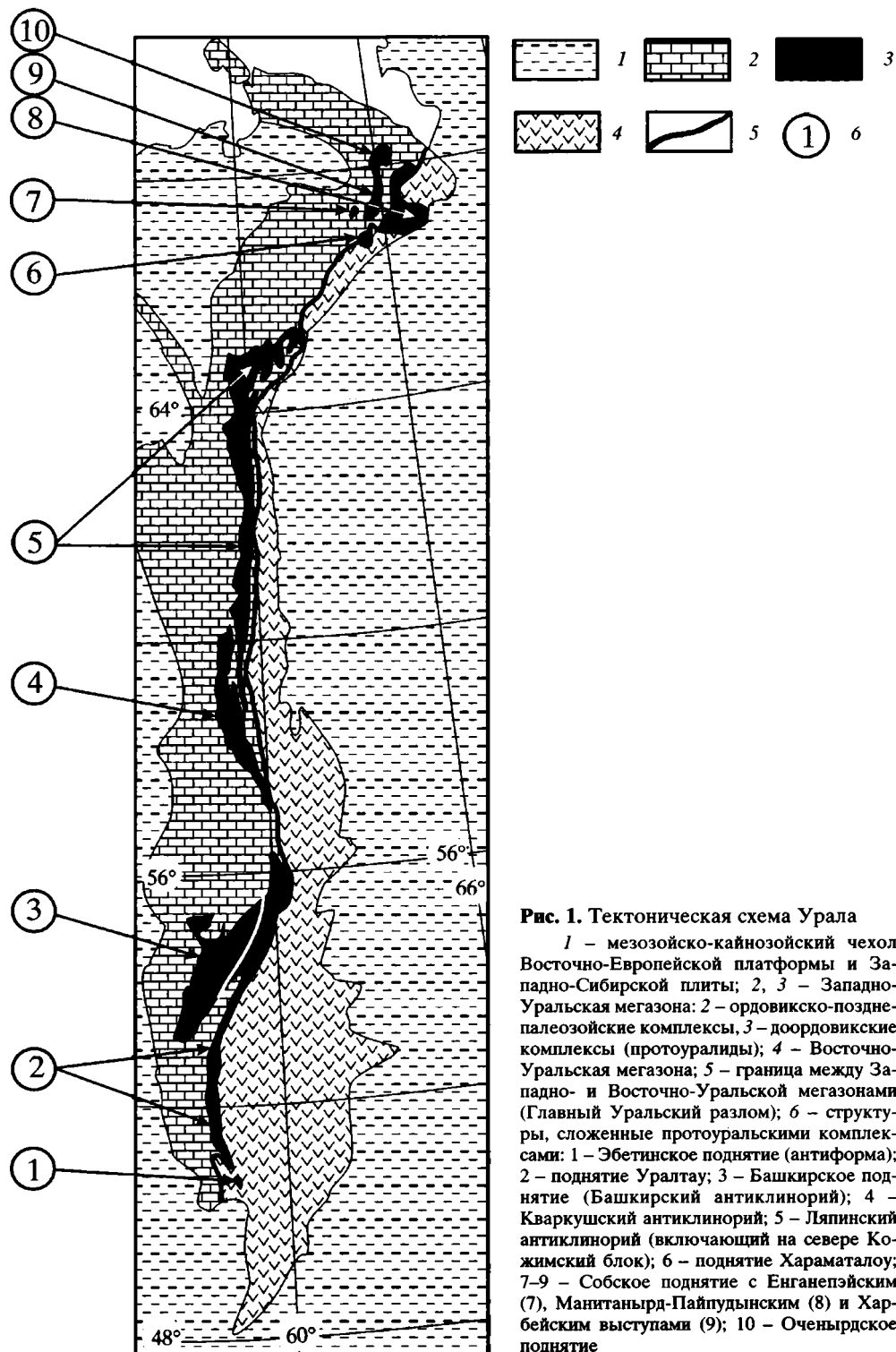


Рис. 1. Тектоническая схема Урала

1 – мезозойско-кайнозойский чехол Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты; 2, 3 – Западно-Уральская мегазона: 2 – ордовикско-позднепалеозойские комплексы (проторуалиды); 3 – доордовикские комплексы (проторуалиды); 4 – Восточно-Уральская мегазона; 5 – граница между Западно- и Восточно-Уральской мегазонами (Главный Уральский разлом); 6 – структуры, сложенные проторуальскими комплексами: 1 – Эбети́нское подня́тие (антиформа); 2 – подня́тие Уралтау; 3 – Башки́рское подня́тие (Башки́рский антиклина́рий); 4 – Кварку́шский антиклина́рий; 5 – Ляпинский антиклина́рий (включая́ющий на севере Ко́жимский блок); 6 – подня́тие Хара́маталоу; 7–9 – Собское подня́тие с Енга́непэ́йским (7), Манита́ны́рд-Пайпу́ды́нским (8) и Харбе́йским выступами (9); 10 – Оче́ны́рдское подня́тие

Перед тем, как перейти к обзору этих представлений, отметим, что и в отношении значительно более полно представленных и лучше изученных собственно уральских (ордовикско-пермских) комплексов Урала и его герцинской (уральской) истории у разных исследователей региона имеются существенные различия во взглядах. Это, в первую очередь, касается первичной тектонической принадлежности ранне-среднепалеозойских (уральских) зеленокаменных комплексов Восточного Урала, а именно: решения вопроса, являются ли эти комплексы образованиями активной континентальной окраины Казахстанско-Тянь-Шаньского или Восточно-Европейского палеоконтинента.

Вторым важнейшим вопросом уральской геологии является проблема длительности существования Уральского палеоокеана: образовался ли этот палеоокеан в ордовике, как это считают большинство исследователей [Руженцев, 1972; Иванов и др., 1986; Иванов, 1998; Пучков, 1993; и др.], или этот океанический бассейн унаследованно развивался с позднего докембрия, как это полагают другие геологи [Самыгин, Лейтес, 1986; Самыгин, 2000; Самыгин и др., 2002; Самыгин, Руженцев, 2003; и др.]. Очевидно, что проблема первичной тектонической принадлежности ранне-среднепалеозойских зеленокаменных комплексов Восточного Урала для целей данной работы менее важна, чем проблема длительности существования Уральского палеоокеана, так как с решением именно этой проблемы напрямую связано понимание протоуральской истории региона.

Существует несколько систем взглядов на формирование протоуралид и, как следствие, несколько систем взглядов на протоуральскую историю восточной периферии Восточно-Европейской платформы.

“Рифтогенная” концепция. Согласно этой концепции, протоуралиды имеют внутриконтинентальное рифтогенное происхождение. Эта точка зрения активно развивалась С.Н. Ивановым, взгляды которого разделяют некоторые уральские геологи – К.С. Иванов, В.А. Коротеев, А.И. Русин, А.В. Маслов и др. [Иванов С.Н., 1977; Иванов К.С., 1999; Коротеев и др., 1994; и др.]. По представлениям этих исследователей, в течение рифея–кембрия (т.е. на протяжении почти 1 млрд лет) в пределах единого Евроазиатского палеоконтинента происходило развитие эпиконтинентального рифтогенного прогиба. В эволюции процессов рифтогенеза с раннего рифея по ранний ордовик на восточной окраине Восточно-Европейской платформы выделяются предрифтовый (“рифтогенно-депресссионный”), рифтовый и океанический этапы [Коротеев и др., 1994]. Все магматические образования этого временного интервала рассматриваются как “рифтогенно-платформенные” [Иванов, 1999; Коротеев и др., 1994]. В частности, отмечается, что на Южном Урале раннерифейские базальты повышенной щелочности сопоставимы с трахибазальтами Восточно-Африканской рифтовой зоны, а вулканиты бимодальной (базальт-риолитовой) серии повышенной щелочности среднерифейской машакской свиты и ее аналогов похожи на образования континентально-рифтогенных зон сводового типа. Такими же вещественными характеристиками обладают вулканиты среднерифейского базальт-долеритового верхнекожимского комплекса, развитого на севере Урала. При этом характерное для позднего рифея ослабление магматической активности и начало аккумуляции отложений, близких

к шельфовым, сменяется в венде накоплением терригенных и карбонатно-терригенных отложений и вулканитов континентальной трахибазальтовой формации (аршинская свита на Южном Урале и маньинская свита на севере Урала), что интерпретируется как новый этап активизации рифтогенеза с образованием “грабеновых ассоциаций”.

По мнению С.Н. Иванова и ряда других исследователей, рифтогенные процессы рифея–венда не выразились в полном разрыве континентальной коры в районе будущего Урала. Складчатые дислокации конца венда – начала кембрия, которые привели к формированию предраннеордовикского несогласия, рассматриваются ими как результат сводообразования при подъеме мантийного диапира, возможно, сочетающегося с малоамплитудными горизонтальными движениями в пределах Восточно-Европейской платформы. Вывод о предрифтовом сводовом воздымании на Урале согласуется с практически полным отсутствием достоверных кембрийских отложений в регионе.

В соответствии с представлениями С.Н. Иванова, его сторонников и последователей, с конца кембрия началось новое растяжение, и грабены заполнялись молассоидными отложениями (на севере Урала эти образования выделяются как саранхапнёвская, тельпосская, обеизская, какпельская и погурейская свиты, а на юге – кидрясовская свита). В результате рифтинга и последовавшего за ним спрединга произошло раздвижение Восточно-Европейского и Казахстанско-Тянь-Шаньского палеоконтинентов – формирование Уральского палеоокеана [Иванов и др., 1986; Иванов, 1998; Пучков, 1993; и др.].

В противоположность представлениям о рифтогенном происхождении позднедокембрийских образований (протоуралид) некоторые исследователи, отмечая слабую их дислоцированность, считают, что структурный план рифея Западного Урала определяется не геометрией наложенных рифтовых впадин, а структурным планом фундамента прилегающих частей Восточно-Европейской платформы. С их точки зрения позднедокембрийские отложения Западного Урала, т.е. протоуралиды, являются платформенными образованиями. Это доказывается сопоставлениями формационных рядов позднедокембрийских осадочных формаций Урала с рядами формаций некоторых негативных структур Восточно-Европейской платформы [Баранов, Пелевин, 1982; Ключина, 1982].

Кроме того, точке зрения о позднедокембрийском рифтогенезе и последовавшим за ним раннеордовикском спрединге, повлекшим за собой отделение от Восточно-Европейской платформы Казахстанско-Тянь-Шаньского блока, в определенной степени противоречат данные о среднепалеозойском возрасте Центрально-Казахстанского континентального массива. Согласно материалам, изложенным в работах: [Борисёнок и др., 1996; Дегтярев, 1999; Моссаковский и др., 1993], в ордовике в Центральном Казахстане реконструируются разнородные докембрийские микроконтиненты, разделенные котловинами малых океанических бассейнов, островными вулканическими дугами и краевыми морями с океанической корой.

Лишь к началу силура был сформирован единый крупный Центрально-Казахстанский массив с гетерогенной новообразованной корой континен-

тального типа. Следовательно, Палеоуральский океан не мог образоваться в раннем ордовике при разделении Казахстанско-Тянь-Шаньского и Восточно-Европейского палеоконтинентов. Таким образом, “рифтогенная” концепция, основанная на представлениях о рифтогенной природе протоуральских комплексов, весьма уязвима для критики. И в первую очередь потому, что Казахстанско-Тянь-Шаньский континент, представляющий собой каледонский композитный массив континентальной коры, в позднем докембрии и в раннем палеозое как единый континент еще не существовал. А значит, в результате позднедокембрийско-кембрийского рифтинга и последовавшего за ним раннеордовикского спрединга он не мог отделиться от Восточно-Европейского крата.

“Коллизионная” концепция. Другая система взглядов предполагает, что ордовикскому заложению Палеоуральского океана предшествовали коллизионные процессы, приведшие к закрытию рифейского Протоуральского океанического бассейна. В основу этой системы взглядов положено существование отчетливо проявленного в большинстве районов Урала углового несогласия между структурными планами протоуралид и уралид.

Известно, что протоуральские структуры в ряде мест имеют отчетливую северо-западную ориентировку, в то время как уральские характеризуются преимущественно субмеридиональным простираем на Южном, Среднем и Северном Урале и северо-восточным – на Приполярном и Полярном Урале. Факт наличия “предуральского” несогласия интерпретируется как следствие того, что развитие палеозойского Палеоуральского океана происходило вне структурных связей с Протоуралом. В рамках “коллизионной” концепции протоуральской эволюции конкурируют две модели.

Согласно первой из них, которую можно было бы назвать “рифтогенно-коллизионной”, протоуралиды структурно оформились при позднедокембрийской коллизии пассивной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента и активной окраины Сибирского континента [Душин, 1997]. Эта модель разработана преимущественно для северных частей Урала и слабо применима к южному сегменту протоуралид. По представлениям В.А. Душина, в раннем–среднем рифее существовал единый Евразийский континент. В раннем рифее в его пределах произошло заложение серии рифтов северо-западного (в современных координатах) простираения, обусловивших в дальнейшем (в позднем рифее) раскрытие Протоуральского (Палеоазиатского, по В.А. Душину) океана. В течение раннего–среднего рифея был проявлен внутриплитный депрессионно-рифтовый магматизм. В качестве примера для севера Урала предлагается верхнекожимский метабазальт-долеритовый комплекс, коррелируемый В.А. Душиным с вулканитами метабазальтовой формации Енисейского кража.

С позднего рифея характер и интенсивность магматизма в области будущих протоуралид резко меняются, на основании чего В.А. Душин в структуре протоуралид выделяет палеоконтинентальную и палеоокеаническую зоны – Кожимско-Тимаизскую и Собско-Едунейскую, соответственно. В Кожимско-Тимаизской зоне до позднего рифея включительно

господствовал платформенный режим. Здесь время от времени происходила рифтогенная активизация, сопровождавшаяся магматизмом траппового характера, который был приурочен к разломам северо-западного и меридионального простираения. В конце позднего рифея начался новый этап седиментации и магматизма, протекавший на фоне сводовых поднятий, грабенообразования и интенсивного растяжения земной коры, сопровождавшийся мощным трахибазальт-базальтовым вулканизмом. По мере расширения рифтовой зоны с юго-запада на северо-восток происходило утонение континентальной коры, углубление бассейна седиментации и смена субщелочного магматизма толеитовым.

В Собско-Едунейской зоне в позднем рифее проявился типично океанический магматизм. Сейчас реликты океанической коры прослеживаются только в пределах Собского поперечного поднятия – в структурах Енганепэ, Харбея, Хараматалоу и Манитанырда. Подобные комплексы, как отмечает В.А. Душин, установлены и в пределах Западно-Сибирской плиты (район г. Ханты-Мансийска). В конце позднего рифея вдоль западной окраины Сибирского палеоконтинента начали формироваться островодужные комплексы. В.А. Душиным реконструируются две субпараллельные краю Сибирской платформы островные дуги – Собская – на коре океанического типа и Оченырдынская – на коре переходного типа. Эти дуги входили в единый Таймырско-Полярноуральско-Енисейский вулканоплутонический пояс, обрамлявший с севера и запада Сибирскую платформу. Зоны субдукции, с которыми были связаны эти дуги, погружались в северо-восточном направлении, в сторону Сибирской платформы.

Во время вендско-раннекембрийского закрытия Палеоазиатского океана в Кожимско-Тимаизской зоне происходило образование молассовой и базальт-риолитовой формаций. С коллизионными процессами этого этапа В.А. Душин связывает внедрение основной массы протоуральских гранитных массивов западного склона севера Урала. К среднему кембрию был сформирован единый “континентальный” массив, а в раннем ордовике при его разрушении и раздвижении Восточно-Европейского и Сибирского палеоконтинентов заложился Палеоуральский океан [Душин, 1997].

Однако существуют палеогеографические данные, противоречащие изложенной выше модели В.А. Душина. В частности, известно, что среди вендских отложений Восточно-Европейской платформы встречаются тиллиты, а кембрийские отложения представлены здесь преимущественно терригенными толщами, содержащими брахиоподовую фауну. В то же время, на Восточно-Европейской платформе практически отсутствуют кембрийские эвапориты и доломиты. Кроме того, в кембрийских отложениях Восточно-Европейской платформы и в структурах ее обрамления, по существу, отсутствует теплолюбивая фауна археоциат¹. Это может означать, что на Восточно-Европейском континенте в венде–кембрии доминировали холодные климатические условия. В кембрийских же отложениях Сибирской

¹ Находки археоциатовых известняков известны лишь в Сакмарской и Троицкой зонах на Южном Урале, которые, по всей видимости, являются принадлежностью приуроченных к Восточно-Европейскому континенту чужеродных террейнов [Kouznetsov, Pavlenko, 1998; Кузнецов, Павленко, 2000].

платформы, напротив, широко распространены в основном карбонатные отложения, в том числе археоциатовые известняки, а также соленосные комплексы, которые указывают на господство на Сибирской платформе в кембрии теплого климата [Зоненшайн и др., 1990].

Все это нашло отражение в большинстве глобальных палинспастических реконструкций [Зоненшайн и др., 1990; McKerrow, 1994; Torsvik et al., 1996; Van der Voo, 1988]. В соответствии с этими реконструкциями в раннем кембрии Восточно-Европейский континент располагался в южной приполярной области (не севернее 80–70° ю.ш.), в то время как Сибирский кратон располагался в приэкваториальной зоне. Таким образом, перед ордовиком, временем предполагаемого раскрытия Палеоуральского океана, Восточно-Европейский и Сибирский палеоконтиненты располагались в разных климатических зонах, в приполярной и приэкваториальной, соответственно. Это может означать, что они не могли тогда составлять единого континента, т.е., что Палеоуральский океан не мог образоваться при их раздвижении, как это предполагается в модели В.А. Душина [1997]. А это, в свою очередь, накладывает существенные ограничения и на саму эту модель.

В рамках “коллизийной” концепции существует и вторая модель, предполагающая столкновение позднекембрийской пассивной окраины Восточно-Европейского континента и активной окраины Протогондваны, которое привело к формированию коллизийного орогена протоуралид, являющегося частью гигантского Кадомского коллизийного складчатого пояса. Согласно этой модели, к востоку (в современных координатах) от Восточно-Европейского континента в рифее располагался океан [Пучков, 1997, 2000; Erdmann, 1998; Puchkov, 1998]. Восточная окраина Восточно-Европейского континента до раннего венда испытывала периодическую рифтогенную активизацию. К концу венда его восточная (уральская) пассивная окраина сблизилась с активной северной окраиной Протогондваны, в результате чего в позднем венде (630–570 млн лет) произошла континентальная коллизия и был сформирован Кадомский ороген. Для разработки этой модели важное значение имела трактовка преднижеордовикского несогласия, одинаково широко проявленного на Уральской окраине Восточно-Европейского континента и на фрагментах эпикадомской окраины Протогондваны, участвующих в строении варисцид Северной Африки (Марокко) и Европы (Иберия, Саксо-Тюрингия и Богемия).

Развивая эту идею, В.Н. Пучков предположил, что протоуралиды и “до-таймыриды” некогда соединялись и участвовали в строении Кадомского внутриконтинентального коллизийного складчатого пояса, располагавшегося внутри суперконтинента Пантерра (модификации позднепротерозойской Пангеи) [Пучков, 1997, 2000; Puchkov, 1998]. В раннем ордовике началось заложение системы рифтов, повлекшее за собой распад этого суперконтинента. Одна из ветвей рифтовой системы дала начало Палеоуральскому океану. В основу этих построений положены модернизированные В.Н. Пучковым [Puchkov, 1997; Пучков, 2000] глобальные плитотектонические реконструкции, учитывающие палеомагнитные данные [McKerrow, 1994].

Эта точка зрения на протоуральскую геодинамику Урала является в настоящее время, пожалуй, одной из наиболее разработанных и внутренне непротиворечивых. Однако и она, тем не менее, не в состоянии взаимоувязать всю совокупность региональных данных и глобальных построений. В частности, в последнее время появились некоторые палеомагнитные [Метелкин и др., 2000] и палеогеографические данные, а также созданные на их основе глобальные плитотектонические построения [Борисова и др., 2001, 2003], принятие которых может накладывать существенные ограничения на предложенную интерпретацию протоуральской истории Урала, а также восточной и северо-восточной периферических частей Восточно-Европейской платформы. Кроме того, по нашему мнению, в рамках этой точки зрения не находят безусловного подтверждения представления об отнесении протоуральских комплексов к образованиям континентальной окраины пассивного типа. И действительно, значительная роль в строении протоуралид в северной части западного Урала принадлежит магматическим, в том числе и гранитоидным комплексам.

“Океаническая” концепция. Эта система взглядов допускает, что в рифее, раннем и среднем палеозое к востоку (в современных координатах) от Восточно-Европейского континента существовал океанический бассейн. При этом предполагается, что в течение всего этого промежутка времени располагавшийся к востоку от уральского края Восточно-Европейского континента океан развивался перманентно, т.е., что Протоуральский и Палеоуральский океаны имеют сквозное развитие.

Впервые такая точка зрения была высказана в работе С.Г. Самыгина и А.М. Лейтеса [1986]. В соответствии с ней, Уральская окраина Восточно-Европейского континента с раннего рифея по ранний ордовик включительно развивалась в режиме пассивной континентальной окраины, с эпизодически проявлявшейся рифтогенной активизацией. В основу этих представлений положены рассуждения о том, что позднедокембрийский существенно осадочный комплекс протоуралид, состоящий из трех разделенных крупными несогласиями трансгрессивных серий, по составу и внутреннему строению ничем принципиально не отличается от развитых в этой же части региона однотипных палеозойских комплексов. С учетом того, что шельфовая природа последних не вызывает сомнений [Пучков, 1979], рифейские комплексы также рассматриваются как образования шельфа. К образованиям континентального склона авторы и приверженцы этой точки зрения относят восточнояровейский (R_3 –O?) и неркаюский (докембрий?) комплексы на Приполярном Урале.

Важным моментом в этой модели является унаследованное развитие уральской окраины Восточно-Европейского континента в палеозое по отношению к докембрийской стадии ее развития. С.Г. Самыгин считает, что предордовикский стратиграфический перерыв сопоставим по продолжительности с перерывами между докембрийскими седиментационными ритмами и нет принципиального различия между соответствующими угловыми несогласиями. Эти несогласия С.Г. Самыгин, так же, как и С.Н. Иванов (см. выше), считает рифтогенными, но, в отличие от него, полагает, что проявление рифтогенных процессов лишь периодически осложняло позднедокембрийскую эволюцию пассивной окраины Восточно-Европейского континента.

нента. Доказательством существования Палеоуральского океана уже в докембрии являются древние офиолиты, выходы которых известны в пределах Собского поперечного поднятия (кряж Енганепэ).

Однако, по нашему мнению, в рамках этих представлений о протоуральской истории как об истории пассивной континентальной окраины, так же, как в концепции В.Н. Пучкова (см. выше), не находит удовлетворительного объяснения присутствие в структуре протоуралид северных частей Урала значительных объемов позднедокембрийских дифференцированных магматических, и в том числе гранитоидных образований.

В последние годы С.Г. Самыгин несколько модифицировал свою модель протоуральской эволюции, полагая, что в конце венда и в раннем кембрии на краю Восточно-Европейского континента формировался энсиалический вулканический пояс островодужного типа – Лушниковская дуга. Реликты этого надсубдукционного вулканического сооружения (лушниковская свита) известны на Южном Урале. С.Г. Самыгин полагает, что в аккреционной призме перед фронтом Лушниковской дуги в доордовикское время оказались сгруженными фрагменты Протоуральского океана, а также комплексы чехла и фундамента микроконтинента Палеогондванского происхождения (см. рис. 6,А в статье С.Г. Самыгина и др. “Зона Уралтау: геодинамическая природа и структурная эволюция”... в т. 1 настоящего сборника). По мнению С.Г. Самыгина, на это указывают известные данные о докембрийском возрасте некоторых меланократовых комплексов палеоокеанической природы и островодужных образований, распространенных на Южном Урале [Самыгин, 2000; Самыгин и др., 2002; Самыгин, Руженцев, 2003, а также см. статью С.Г. Самыгина и др. в т. 1 настоящего сборника).

В качестве пассивной континентальной окраины уральский край Восточно-Европейского континента с раннего рифея по ранний ордовик рассматривался и в реконструкции Л.П. Зоненшайна [Зоненшайн и др., 1990]. Преднижнеордовикское угловое несогласие при этом объяснялось складкообразованием, проявившемся во второй половине кембрия в результате столкновения восточного края (современные координаты) Восточно-Европейского континента с докембрийскими микроконтинентами и островной дугой. В рамках этих представлений допозднекембрийские комплексы, известные в основании Печорской плиты, а также выходы протоуралид на Полярном Урале, Пай-Хое и Вайгаче рассматриваются как аккреционные образования. В южной части Урала в предордовикское время предполагается столкновение Восточно-Европейского континента с Зауральским микроконтинентом, что позволяет, кроме трактовки предордовикского несогласия, дать объяснение того, каким образом глыбы археоциатовых известняков попали на Урал.

Наряду с моделями, предполагающими сквозное (позднедокембрийско-палеозойское) развитие океанического бассейна, который располагался к востоку (в современных координатах) от уральского края Восточно-Европейского континента, и предусматривающими при этом пассивный характер этой континентальной окраины, развиваются модели, в рамках которых эта окраина считается активной. Существует много моделей такого типа протоуральской эволюции и среди них – малоизвестная, но весьма интересная модель, изложенная в работе: [Linnemann et al., 1998]. В самых общих чертах эта модель может быть представлена следующим образом.

Восточная окраина Восточно-Европейского континента в позднем докембрии – кембрии представляла собой активную континентальную окраину андийского типа. При этом уральский край Восточно-Европейского континента располагался на продолжении Кадомского надсубдукционного вулканического пояса окраины Гондваны. Субдукционные процессы на Кадомской активной окраине, сопровождаемые островодужным магматизмом с максимумом активности приблизительно 575 млн лет назад, закончились столкновением (коллизией) фрагментов надсубдукционного вулканического сооружения и континента. Процессы этого столкновения сопровождались становлением коллизионных гранитоидов (540 млн лет). Последующее общее поднятие сменилось в конце кембрия – начале ордовика рифтингом и спредингом, отторгнувшими от Кадомского орогена его фрагменты. С середины ордовика с океанической стороны эпикадомских блоков начали закладываться зоны субдукции, в результате чего на восточном (современные координаты), уральском, краю Восточно-Европейского палеоконтинента сформировалась активная континентальная окраина западнотихоокеанского типа.

Сходная модель предложена недавно в работе: [Scarrow et al., 2001]. На основании детального изучения вещественных характеристик протоуральских комплексов кряжа Енганепэ на западе Полярного Урала авторы выявили в этой части региона ассоциации океанических толеитов, островодужных толеитов и адакитов и реконструировали строение восточной периферии Восточно-Европейского континента (континента Балтия, согласно терминологии авторов модели) в позднем докембрии и позднедокембрийскую эволюцию его уральского края. Этот вариант интерпретации протоуральской истории предполагает существование внутриокеанического островодужного сооружения, которое оказалось аккрецированным к пассивной окраине Восточно-Европейского континента в результате поддвига под эту островную дугу пассивной окраины континента. Комплексы океанического бассейна – офиолиты кряжа Енганепэ с возрастом около 570 млн лет [Хаин и др., 1998, 1999; Khain et al., 2003], некогда отделявшего дугу от континента, оказались обдуцированными на его край. Авторы работы [Scarrow et al., 2001] отмечают, что протоуральские комплексы кряжа Енганепэ на Полярном Урале по составу и возрасту сходны с образованиями, некогда входившими в состав Авалонско-Кадомской дуги. На этом основании они делают предположение, что островодужная система, располагавшаяся в венде недалеко от Восточно-Европейского континента, являлась продолжением Кадомской дуги, ограничивающей с юга суперконтинент Паннотия, который включал в себя и Восточно-Европейский кратон.

Слабой стороной этой модели является то, что палеогеодинамическая картина реконструирована на основании материалов, полученных в результате детального изучения весьма ограниченного по площади участка развития протоуральских комплексов лишь одного из районов Полярного Урала. С учетом того, что строение протоуралитов этого участка нельзя считать типичным для других районов распространения протоуральских комплексов, вряд ли оправданно экстраполировать реконструированные здесь обстановки на весь уральский край Восточно-Европейского континента.

Как активная позднедокембрийская континентальная окраина уральский край Восточно-Европейского континента рассматривается и в широко известной модели А.М. Дж. Шенгера, Б.А. Натальина и В.С. Буртмана [Шенгер и др., 1994]. Согласно представлениям этих авторов, в позднем докембрии Восточно-Европейский и Сибирский палеоконтиненты, соприкасаясь своими северными (в современных координатах) краями, составляли единый Восточно-Европейско-Сибирский палеоконтинент. Аккреционно-коллизийные структуры байкалитид и протоуралитид образовывали единый пояс на восточной активной окраине этого единого континента в зоне перехода к Туркестанскому океану. Сибирский и Восточно-Европейский фрагменты континента были пространственно разобщены лишь в позднем венде. Венд-кембрийский этап рифтогенеза, проявившийся в пределах рифейского аккреционно-коллизийного пояса байкалитид-протоуралитид, привел к отчленению от континента узкой полосы континентальной коры. Вдоль океанского края этой полосы заложилась зона конвергенции, в которой поглощалась океаническая литосфера Туркестанского океана. Над ней начала функционировать энсиалическая островная дуга, которую авторы модели называют Кипчакской дугой. Бассейн, отчленившийся от континента полосу континентальной коры, трансформировался в палеозое сначала в задуговой спрединговый бассейн, а затем – в Ханты-Мансийский палеоокеан [Шенгер и др., 1994]. Однако протоуральские комплексы и структуры, которые могут рассматриваться как реликты аккреционно-коллизийного складчатого пояса, распространены лишь в северных частях уральского края Восточно-Европейского континента, тогда как в пределах ее южной половины протоуралитиды, по существу, не содержат комплексов – показателей режима активной континентальной окраины, что существенным образом ограничивает справедливость изложенной модели в ее позднедокембрийской части.

Таким образом, рассмотренные концепции отражают не только разнообразие мобилистских представлений на протоуральскую историю восточной (уральской) окраины Восточно-Европейского континента, но и эволюцию этих представлений. Проведенный анализ показывает, что большое значение для тестирования существующих моделей геодинамического развития протоуралитид имеют стратиграфические, палеогеографические и палеомагнитные данные. Кроме того, весьма важным для решения проблемы протоуральской истории уральского края Восточно-Европейского континента является определение геодинамического типоморфизма позднедокембрийско-кембрийских гранитоидов и гранитоидных вулканоплутонических ассоциаций, широко развитых на севере Западно-Уральской мегазоны. Забегая несколько вперед, отметим, что не меньшее значение для решения этих вопросов имеют и аналогичные образования, участвующие в строении прилегающих к Западному Уралу частей фундамента ТПП.

Современная интерпретация магматических и осадочно-вулканогенных формаций, с привлечением результатов анализа новейших палеомагнитных, палеонтологических и других данных, открывает дальнейшие перспективы воссоздания геодинамических обстановок формирования протоуралитид и делает возможным создание новых региональных и глобальных палеотектонических реконструкций.

**ПРОТОУРАЛЬСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ
ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ
ЗАПАДНОГО СКЛОНА СЕВЕРА УРАЛА
И ПРИЛЕГАЮЩИХ ЧАСТЕЙ
ФУНДАМЕНТА ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПЛИТЫ**

Геологическая позиция

В строении фундамента ТПП и пограничной с ней части Центрально-Уральского поднятия отчетливо обособливаются области, где достаточно широко распространены вулканогенные, вулканогенно-осадочные комплексы, зачастую подвергнутые метаморфическим преобразованиям, а также территории, где преимущественным развитием пользуются слабодеформированные и слабометаморфизованные осадочные образования. Именно эти различия состава, степени дислоцированности и метаморфизма поздне-докембрийских отложений привели большинство исследователей, вслед за Н.С. Шатским, к выделению в строении фундамента ТПП и северных протоуралид эв- и миогеосинклинальных зон. В строении фундамента ТПП эти области называются, соответственно, Большеземельским (Большеземельская и Печорская зоны) и Тиманским (Тиман и Ижемская зона) мегаблоками (рис. 2). Граница между ними была проведена параллельно Тиману, к северо-востоку от него [Перфильев, 1979; и др.]. Сейчас в качестве этой границы рассматривается Припечорско-Илыч-Чикшинская зона разломов, выделяемая в строении фундамента ТПП. В пределах Центрально-Уральского поднятия ее продолжение разграничивает “эвгеосинклинальную” северную (Кожимскую) часть Ляпинского антиклинория и “миогеосинклинальную” южную его часть.

В строении Тимана и прилегающей к нему с северо-востока Ижемской зоны фундамента ТПП преобладают слабо метаморфизованные и существенно менее деформированные преимущественно осадочные образования [Оловянишников и др., 1996; Оловянишников, 1998; Gee et al., 1998; и др.]. Лишь на северо-западе, на п-ове Канин, метаморфизм доходит до уровня амфиболитовой фации и встречаются интрузии габбро, гранитов и сиенитов [Оловянишников, 1998; Андреичев, 1998; Костюхин, 1985]. В восточной части Ижемской зоны бурением вскрыты гранитные массивы, предположительно поздне- или посттектонические [Gee et al., 1998; Довжикова и др., 2000].

Характер строения допалеозойского фундамента ТПП резко изменяется к северо-востоку от Припечорско-Илыч-Чикшинской зоны разломов. Здесь начинают преобладать существенно вулканогенные комплексы. В пределах Печорской зоны развиты известково-щелочные вулканические островодужные комплексы и интрузивные комплексы среднего и основного состава [Белякова, Степаненко, 1991]. В Большеземельской зоне по данным, изложенным в работе [Gee et al., 1998], бурением вскрыты вулканогенно-осадочные породы и вулканиды кислого состава, а также интрузии двуслюдяных гранитов и габбро.

Важное значение для расшифровки тектонического районирования фундамента Тимано-Печорской плиты и прилегающей к ней части Цент-

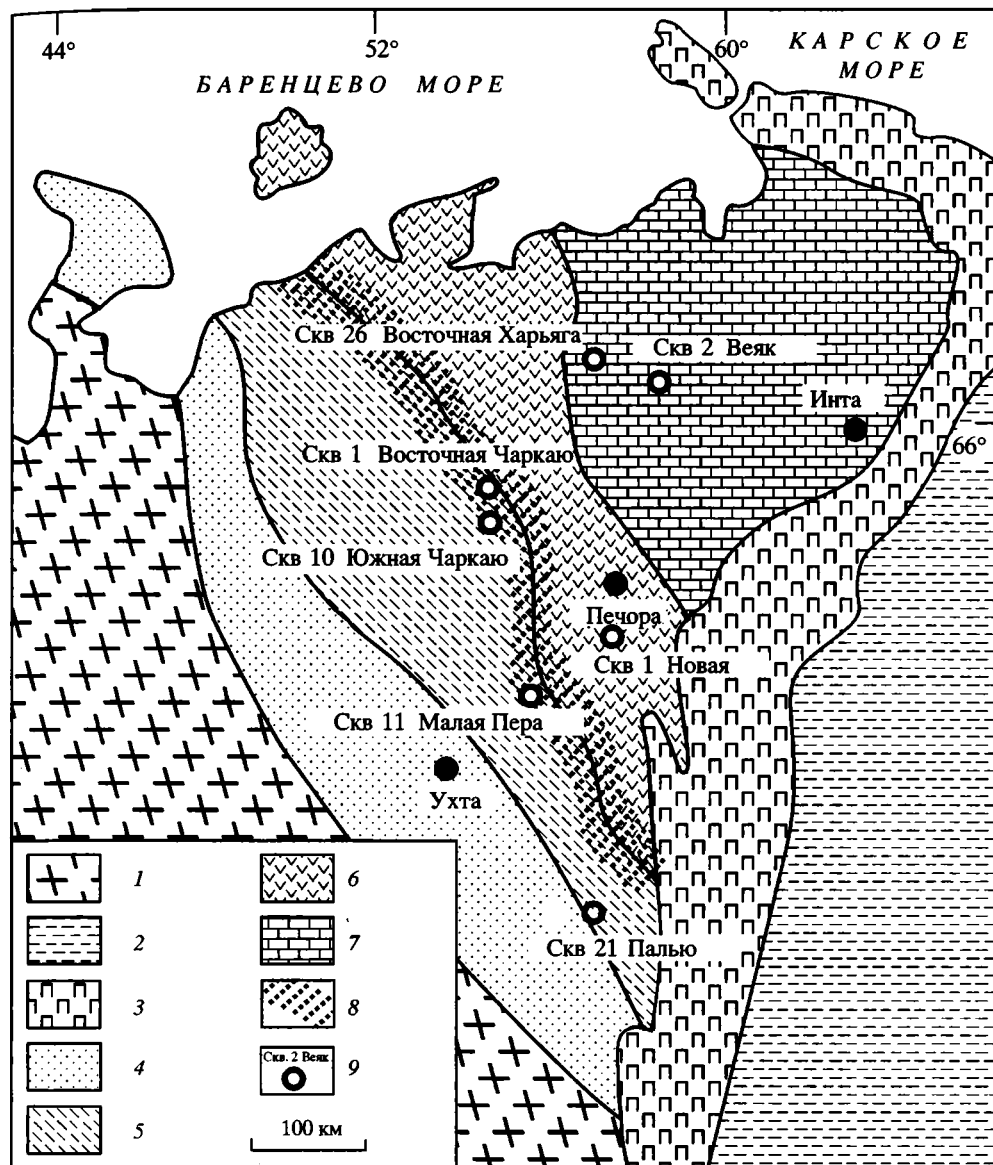


Рис. 2. Строение фундамента Тимано-Печорской плиты

1 – Восточно-Европейский кратон; 2 – Западно-Сибирская плита; 3 – Урал; 4, 5 – Тиманский мегаблок: 4 – Тиман, 5 – Ижемская зона; 6, 7 – Большеземельский мегаблок: 6 – Печорская зона, 7 – Большеземельская зона; 8 – Припечорско-Илыч-Чикшинская зона разломов; 9 – скважины, вскрывшие гранитоиды в фундаменте Тимано-Печорской плиты, их номера (см. табл. 2) и названия

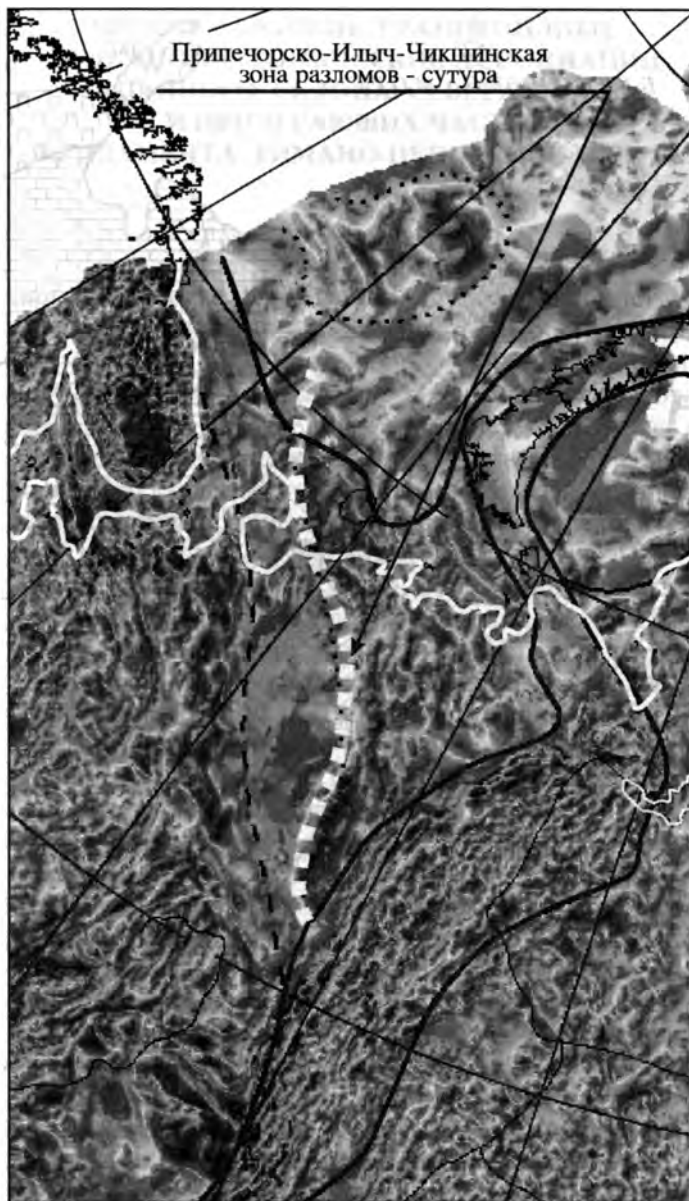


Рис. 3. Фрагмент Карты магнитных аномалий и тектонических элементов северо-восточной Евразии. М-6 1 : 10 000 000 [Магнитные аномалии... 1995]

рально-Уральского поднятия имеет отчетливая положительная магнитная аномалия (рис. 3) [Магнитные аномалии..., 1995]. В Приуральской части плиты продолжение этой магнитной аномалии называется Денисовской магнитной аномалией [Иванов и др., 1986]. Известно, что Денисовская аномалия создается вулканитами, участвующими в строении позднедокембрийских (протоуральских) толщ этой части региона. Очевидно, что и ее северо-западное

продолжение, т.е. Припечорская аномалия, также может указывать, в свою очередь, на широкое развитие изверженных пород в пределах этой части фундамента ТПП.

Юго-восточное ограничение зоны аномального магнитного поля, являющейся северо-западным продолжением Денисовской магнитной аномалии, пространственно совпадает с Припечорско-Ильч-Чикшинской зоной разломов. В ее пределах по геофизическим данным предполагается большое количество интрузий основного и ультраосновного состава [Довжикова и др., 2000]. Все это, на наш взгляд, подтверждает, что эта зона является шовной зоной, разделяющей Тиманский (Тиман и Ижемская зоны) и Большеземельский (Печорская и Большеземельская зоны) мегаблоки фундамента (см. рис. 2).

Состав и строение позднедокембрийских комплексов Тиманского мегаблока (Тимана и Ижемской зоны фундамента ТПП) позволяет интерпретировать их как комплексы позднедокембрийской пассивной окраины Восточно-Европейского континента. В то же время, геофизические данные и материалы по редким скважинам, достигшим фундамента Большеземельского мегаблока ТПП, указывают на то, что здесь развиты образования, сформированные в пределах бассейнов с корой океанического типа, и надсубдукционные магматические комплексы – вулканиты и гранитоиды.

В строении Большеземельского мегаблока выделяется несколько крупных – Колгуевское, Харейверское, Новоземельское – и ряд более мелких поднятий, интерпретируемых ранее как антиклинорные структуры. Позднее их стали считать микроконтинентами или террейнами [Оловянишников, 1998]. Эти поднятия пространственно разделяют ареал развития позднедокембрийских (протоуральских) меланократовых (базит-гипербазитовых) и непрерывно дифференцированных вулканогенных, а также вулканогенно-осадочных и ассоциирующих с ними осадочных (обломочных) комплексов Большеземельского мегаблока на ряд протяженных зон. Таковыми являются (с юго-запада на северо-восток): Нижнепечорская, Кожимско-Вангырская, Полярно-Уральская структурно-формационные зоны. Комплексы Полярно-Уральской зоны представлены протоуральскими офиолитами, дифференцированными вулканогенными и ассоциирующими с ними осадочными образованиями. В кряже Енганепэ на западном склоне Полярного Урала они вместе с несогласно перекрывающими их базальными горизонтами уралид выступают на дневную поверхность и слагают ядро крупной одноименной антиклинали [Душин, 1997; Мизин, 1988; Хаин и др., 1998, 1999; Khain et al., 2003; Scarrow et al., 2001].

На Северном и Приполярном Урале протоуралиды распространены в пределах Ляпинского антиклинория Центрально-Уральского поднятия (Западно-Уральская мегазона). На севере антиклинория (Кожимский блок) среди них широко распространены в различной степени метаморфизованные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, а также протоуральские гранитоиды, которые традиционно объединяют в сальнерско-маньхамбовский интрузивный комплекс [Фишман и др., 1968; Корреляция..., 1988]. Кроме того, вместе с гранитоидами пространственно и генетически связаны вулканиты, которые в совокупности с ними образуют вулканоплутонические ассоциации. В более южных частях Ляпинского анти-

клинория преимущественным распространением пользуются позднедокембрийские существенно осадочные образования.

Гранитоиды и ассоциирующие с ними вулканиты кремнекислого состава известны и в некоторых частях позднедокембрийского фундамента ТПП. В частности, они вскрыты скважинами в пределах Припечорско-Илыч-Чикшинской зоны разломов, разделяющей Тиманский и Большеземельский мегаблоки фундамента. Гранитоиды этой полосы фундамента ТПП относятся, согласно принятым представлениям [Корреляция ..., 1988], к вендско-раннекембрийскому нижнеомринскому и чаркаюскому комплексам. По ряду вещественных характеристик и возрасту эти гранитоиды сопоставимы с некоторыми североуральскими гранитами. Кроме Припечорско-Илыч-Чикшинской зоны разломов гранитоиды участвуют в строении прилегающих к ней частей фундамента ТПП, в северо-восточной части Тиманского мегаблока и в юго-западной части Большеземельского мегаблока.

Обзор представлений о классификации

Уже было отмечено, что протоуральские гранитоиды западного склона севера Урала традиционно объединяются в сальнерско-маньхамбовский интрузивный комплекс. При этом почти всеми исследователями отмечена неоднородность состава этих гранитоидов. Так, в сальнерско-маньхамбовском интрузивном комплексе на основании анализа формы интрузивных тел М.В. Фишманом были выделены массивы сальнерского и маньхамбовского типов. Позднее, при проведении дополнительного изучения региона, оказалось, что гранитоиды этих типов заметно различаются по минеральному и химическому составам. В дальнейшем исследовании, направленные на проведение генетической типизации протоуральских гранитоидов западного склона севера Урала, а также на выявление закономерностей их пространственного размещения, были продолжены Б.А. Голдиным, Е.П. Калинин, Л.В. Махлаевым, В.А. Душиным, А.А. Соболевой и др.

В рамках этих исследований Б.А. Голдин с соавторами, в развитие идей Д.С. Штейнберга и В.Г. Вигоровой [Вигорова, 1972; Штейнберг, Вигорова, 1976], среди гранитоидов Центрально-Уральского поднятия выделили относительно более “сухие” гранитоиды, участвующие в формировании вулканоплутонических ассоциаций и характеризующиеся значительной глубиной магмогенерации и неглубоким уровнем становления (кристаллизации). Этим образованиям были противопоставлены более “водные” гранитоиды, родоначальные магмы которых по условиям выплавления были определены как менее глубинные, но в силу малой подвижности расплавов кристаллизовались на большей глубине. При этом подчеркивалось, что массивы, сложенные породами первого типа, приурочены к западной части ареала распространения протоуральских гранитоидов региона, тогда как массивы, сложенные породами второго типа, преимущественно развиты в восточной части этого ареала [Голдин и др., 1981а,б].

На основании различий минерального и химического составов гранитоидов западного склона севера Урала Л.В. Махлаев подошел к типизации протоуральских гранитоидов региона с позиций генетической концепции



Б. Чаппела [Chappell, White, 1974; Chappell, 1984; Chappell, Stephens, 1988]. Этот исследователь разделил распространенные здесь гранитоиды на I и A типы [Махлаев, 1996]. При этом гранитоиды, слагающие массивы, которые М.В. Фишман относил к сальнерскому типу, были параллелизованы с гранитоидами I-типа, а гранитоиды интрузий маньхамбовского типа – с гранитоидами A-типа. В частности, к массивам, сложенным гранитоидами I-типа, Л.В.Махлаев отнес Лапчавожский, Малдинский, Сальнёрский, Маньхобеинский, Вангырский, Ильяизский, Малопатокский, а к массивам A-гранитов – Лемвинский, Бадьяюский, Яротский, Тынаготский, Хаталамба-Лапчинский, Кожимский, Народинский, Няртинский, Кефталыкский, Торговский, Хартесский (рис. 4). Л.В. Махлаев [1996] считает гранитоиды обоих типов разновозрастными образованиями, а причину их различия видит в вещественной неоднородности субстрата, при плавлении которого образовывались магмы, давшие начало разнотипным гранитоидам.

Как показано в работах: [Лучинин 1968; Штейнберг, 1968; Вулканические комплексы..., 1973; Голдин, Пучков, 1974; Голдин и др., 1976, 1981а,б; Голдин, 1978; Калинин, 1967, 1973, 1992, 1995, 1997; Фишман и др., 1969, 1976; Соболева, 1997, 1999, 2000; Соболева, Андреичев, 1997; и др.], с протоуральскими гранитоидами обоих типов этой части Урала связаны комагматичные вулканиды. Используя выводы, полученные в ходе этих исследований, авторы данной статьи выделяют на севере Западно-Уральской мегазоны два типа вулканоплутонических ассоциаций – ассоциацию дифференцированных известково-щелочных вулканитов и гранитоидов (I-типа) и ассоциацию риолитов и гранитов нормальной и повышенной щелочности (A-типа).

Гранитоиды и вулканиды ассоциаций I-типа входят в состав непрерывно дифференцированных магматических серий. В качестве примера можно привести лапчавожскую и малотынаготскую непрерывные серии. Гранитоиды и комагматичные им вулканиды ассоциаций A-типа являются частями контрастных габбро-гранитной и базальт-риолитовой парагенетических ассоциаций. Примерами этих ассоциаций могут служить лемвинская и тынаготская риолит-гранитные вулканоплутонические ассоциации [Соболева, 2000, 2001, 2002; Куликова и др., 2001; Дорохов, Соболева, 2002а,б; Соболева и др., 2002].

В фундаменте Тимано-Печорской плиты гранитоиды участвуют в строении Припечорско-Ильч-Чикшинской разломной зоны и Большеземельского мегаблока (см. рис. 2: скв. 1 Восточная Чаркаю, скв. 10 Южная Чаркаю, скв. 11 Малая Пера, скв. 26 Восточная Харьяга, скв. 2 Веак). Интрузивные образования, вскрытые в скважинах в Ижемской зоне, вблизи границы с Печорской зоной, представлены габбро-долеритами и гранитами, в Печорской зоне – варьируют по составу от габброидов до плагиогранитов и относятся к известково-щелочным сериям. К северо-востоку, в Большеземельской зоне, доордовикское основание сложено вулканогенно-осадочными породами, различными туфами, риолитами и субвулканическими интрузиями риолитов и гранофиров. Этот комплекс прорван интрузиями двуслюдяных гранитов и габбро, содержащими ее ксенолиты [Gee et al., 1998]. Гранитоиды фундамента ТПП характеризуются геохимическими чертами, свойственными “дифференциатам основных магм” [Довжикова и др., 2000]. По составу они приближаются к гранитоидам I-типа.

Гранитоиды протоуральских гранитоидных ассоциаций характеризуются значительными вариациями минерального и химического состава. Результаты их петрогеохимического изучения приведены в табл. 1. Вещественные неоднородности выражаются в различии минерального и химического составов пород, входящих в ассоциацию.

Гранитоиды I-типа представлены широким спектром пород – от кварцевых диоритов до лейкогранитов. Среди гранитов преобладают биотитовые разности. Из акцессорных минералов наиболее часты фосфаты – апатит, монацит, ксенотим. Обычны турмалин, циркон, алланит, титанит. Среди рудных преобладают сульфиды, встречается гематит, ильменит. Магнетит редок.

Граниты А-типа более однородны по составу. Среди них преобладают лейкократовые аляскитовые разности. Акцессории представлены преимущественно алланитом, цирконом, апатитом, титанитом, флюоритом, встречаются минералы редких элементов – торит, оранжит, цитролит, эшенит, колумбит. Среди рудных наиболее част магнетит, встречается гематит, обычны сульфиды [Махлаев, 1996].

Гранитоиды различаются и по химическому составу (см. табл. 1). Гранитоиды I-типа характеризуются нормальной или слегка повышенной щелочностью при калиево-натриевом ее типе. Они являются частями непрерывных известково-щелочных серий с положительной корреляцией между суммой щелочей и содержанием SiO_2 . Граниты А-типа обычно имеют повышенную щелочность калиево-натриевого и калиевого типов. Для них характерны небольшие вариации состава и обратная зависимость суммарной щелочности от SiO_2 . Наиболее хорошо различия химического состава гранитоидов иллюстрирует разный уровень содержаний элементов-примесей. В А-гранитах отмечается повышенное содержание преимущественно высокозарядных некогерентных элементов, они обогащены REE, Th, Nb, Ta, Zr, Rb и обеднены Sr, P, Ti по сравнению с гранитоидами I-типа. Распределение редких земель также хорошо выявляет эти различия (рис. 5). Для гранитоидов I-типа характерно обогащение легкими редкими землями относительно тяжелых и небольшой, часто плохо проявленный дефицит европия, увеличивающийся только в наиболее лейкократовых разностях. В А-гранитах концентрация редкоземельных элементов в целом выше, и для них характерно некоторое относительное обогащение тяжелыми редкими землями. Дефицит европия проявлен значительно сильнее. Нужно отметить, что встречаются некоторые разности А-гранитов, близкие к лейкократовым гранитам I-типа, т.е. по химическому составу есть постепенные переходы между гранитами рассмотренных типов.

При всех существующих различиях составов гранитоидов у них есть и сходные черты, – обоим типам свойственны структуры, свидетельствующие о небольшой глубине кристаллизации магм. Характерны гранитная, гипидиоморфнозернистая, порфиоровидная, микропегматитовая структуры, свойственные малоглубинным массивам. Об этом же свидетельствует тесная, по всей вероятности генетическая, связь с гранитоидами обоих типов массивов вулканитов.

Таблица 1. Средний состав гранитоидов массивов севера Урала

Компо- нент	Граниты А-типа					Граниты I-типа						
	Лемвин- ский	Тынагот- ский	Народин- ский, сев. часть	Маньхамбо	Мортку- лемшор- ский	Вангыр- ский	Малдин- ский	Лапчавожский		Ильяиз- ский	Народинский, юж. часть	
	граниты	граниты	граниты	граниты	граниты	граниты	граниты	граниты	гранодио- риты	граниты	гранодио- риты	граниты
	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	n = 62	n = 12	n = 14	n = 11	n = 5	n = 10	n = 5	n = 7	n = 27	n = 46	n = 6	n = 3
SiO ₂	74.82	72.60	74.67	77.25	71.98	76.39	70.56	69.81	64.43	74.88	66.42	71.58
TiO ₂	0.20	0.43	0.35	0.12	0.26	0.16	0.42	0.36	0.57	0.27	0.61	0.55
Al ₂ O ₃	12.51	13.29	12.82	11.52	14.91	12.17	14.49	14.55	16.39	13.04	15.78	13.74
Fe ₂ O ₃	1.14	1.53	1.07	0.62	1.49	0.85	1.58	1.82	2.52	0.80	1.66	1.54
FeO	0.97	1.06	0.93	0.42	0.66	1.24	1.56	1.38	2.37	0.78	2.12	1.68
MnO	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04	0.07	0.10	0.04	0.06	0.04
MgO	0.33	0.85	0.64	0.34	0.60	0.53	0.78	1.01	1.27	0.62	1.59	0.69
CaO	0.57	1.00	0.63	0.23	0.55	0.75	1.26	2.41	3.58	0.75	3.59	1.66
Na ₂ O	3.69	3.12	3.60	4.18	4.12	3.77	3.46	3.65	3.73	3.74	4.15	3.87
K ₂ O	4.98	4.62	4.43	4.64	4.08	3.51	4.31	3.40	3.02	4.37	1.75	3.46
P ₂ O ₅	0.05	0.14	0.03	0.03	0.18	0.06	0.12	0.07	0.11	0.06	0.15	0.08
ппп	0.49	1.31	1.05	—	1.14	1.08	1.42	1.18	1.85	0.84	2.04	0.97
H ₂ O ⁻	0.17	0.30	0.16	0.18	0.22	0.17	0.20	0.18	0.19	0.18	0.28	0.31
CO ₂	0.12	0.19	0.29	0.07	0.07	0.08	0.20	0.16	0.40	0.09	0.43	0.14
La	42.63	21.75	34.10	21.47	35.70	26.01	49.90	35.50	31.18	39.67	22.23	40.60
Ce	83.88	42.27	69.84	44.09	62.52	48.58	95.30	54.02	55.14	71.62	39.33	71.03
Pr	8.53	4.92	8.34	5.25	6.57	5.54	9.70	4.98	5.58	7.60	4.22	7.15
Nd	29.80	19.90	34.70	22.06	24.32	22.05	32.53	15.52	19.9	28.30	15.48	25.17
Sm	7.00	4.80	9.40	5.18	5.83	5.85	6.51	3.00	3.97	6.70	3.68	5.72
Eu	0.57	0.65	0.95	0.99	0.73	0.67	1.02	0.84	1.14	1.28	1.20	1.13
Gd	5.70	6.57	12.02	6.68	7.50	7.57	7.07	3.90	5.08	8.34	4.48	6.47
Tb	1.02	1.06	1.86	1.06	1.22	1.18	1.09	0.59	0.76	1.24	0.65	0.93
Dy	6.98	6.35	11.02	6.15	7.45	7.08	6.31	3.41	4.49	7.26	3.70	5.15

Ho	1.78	1.48	2.43	1.38	1.72	1.65	1.36	0.75	0.98	1.56	0.77	1.11
Er	5.70	4.30	6.90	3.87	5.06	4.70	3.75	2.08	2.74	4.36	2.03	2.85
Tm	0.98	0.64	1.03	0.57	0.76	0.70	0.53	0.31	0.40	0.63	0.29	0.41
Yb	6.15	3.71	5.62	3.20	4.43	4.09	2.86	2.61	2.14	3.40	1.45	1.96
Lu	1.22	0.62	0.96	0.53	0.75	0.68	0.47	0.27	0.36	0.55	0.23	0.32
Cs	2.19	4.47	3.31	0.62	2.25	2.73	4.91	2.46	4.26	3.94	1.52	1.75
Ba	463	329	560	441	420	375	596	241	530	842	556	672
Sc	4.53	5.39	14.04	2.95	4.82	4.59	6.23	7.07	10.20	6.78	8.87	7.76
Cr	40.00	16.00	39.00	3.00	7.00	14.00	28.44	16.42	19.19	16.07	70.80	21.33
Co	2.67	2.92	2.07	0.42	2.64	3.75	4.77	6.29	9.61	2.47	10.48	6.60
Ni	10	11	100	40	12	63	18	70	41	39	141	19
Zn	–	25	68	21	27	66	80	57	113	18	60	37
Se	–	2.35	2.26	6.10	4.81	2.61	6.36	2.15	1.32	2.20	0.71	1.26
As	1.10	3.37	10.58	2.36	13.94	3.17	9.80	4.45	4.30	4.44	4.22	2.09
Sb	0.58	0.26	0.27	1.77	0.57	0.55	0.78	0.35	0.54	0.60	0.31	0.45
Th	33.50	25.50	20.00	15.50	23.00	17.60	25.33	16.44	12.47	11.97	8.71	15.43
U	13.33	2.72	3.30	3.10	4.39	1.76	4.45	1.67	2.55	1.84	1.46	1.80
Hf	8.75	5.02	4.53	6.22	9.07	4.92	5.23	3.69	4.03	5.00	3.83	4.84
Ta	2.23	2.29	1.96	4.08	3.12	1.71	2.31	3.63	1.20	2.22	0.79	0.82
Be	4.30	4.60	3.40	2.90	4.70	–	2.82	2.65	2.17	5.50	2.74	3.00
Pb	21.00	22.00	7.80	6.00	104.00	–	24.60	11.50	11.60	8.80	7.70	8.30
Ga	14.00	17.00	15.00	14.00	14.00	–	20.20	14.00	16.50	14.70	27.30	29.00
Cu	37.00	11.10	5.00	6.60	7.90	–	15.70	2.80	6.00	4.00	10.00	4.40
V	17	26	6	8	21	–	33	25	118	14	93	100
F	175	197	396	–	–	310	483	190	207	460	345	303
Y	43	36	72	31	38	–	37	28	30	25	15	23
Zr	435	215	96	216	430	190	141	108	131	165	165	193
Nb	20	14	22	–	22	15	12	8	12	60	<10	20
Rb	245	221	158	150	179	167	190	130	113	132	59	87
Sr	24	98	72	24	59	–	94	193	236	101	285	180

* Номера анализов (см. рис. 5). *Примечание.* Породообразующие элементы определены методами классического химического и рентгенофлуоресцентного анализов в ИГ Коми НЦ УрО РАН, элементы-примеси – методами инструментального нейтронно-активационного анализа и рентгенорадиометрическим в ГЕОХИ РАН, количественного спектрального анализа и атомной абсорбции – в ИГ Коми НЦ УрО РАН. Оксиды – в мас. %; элементы – в г/т.

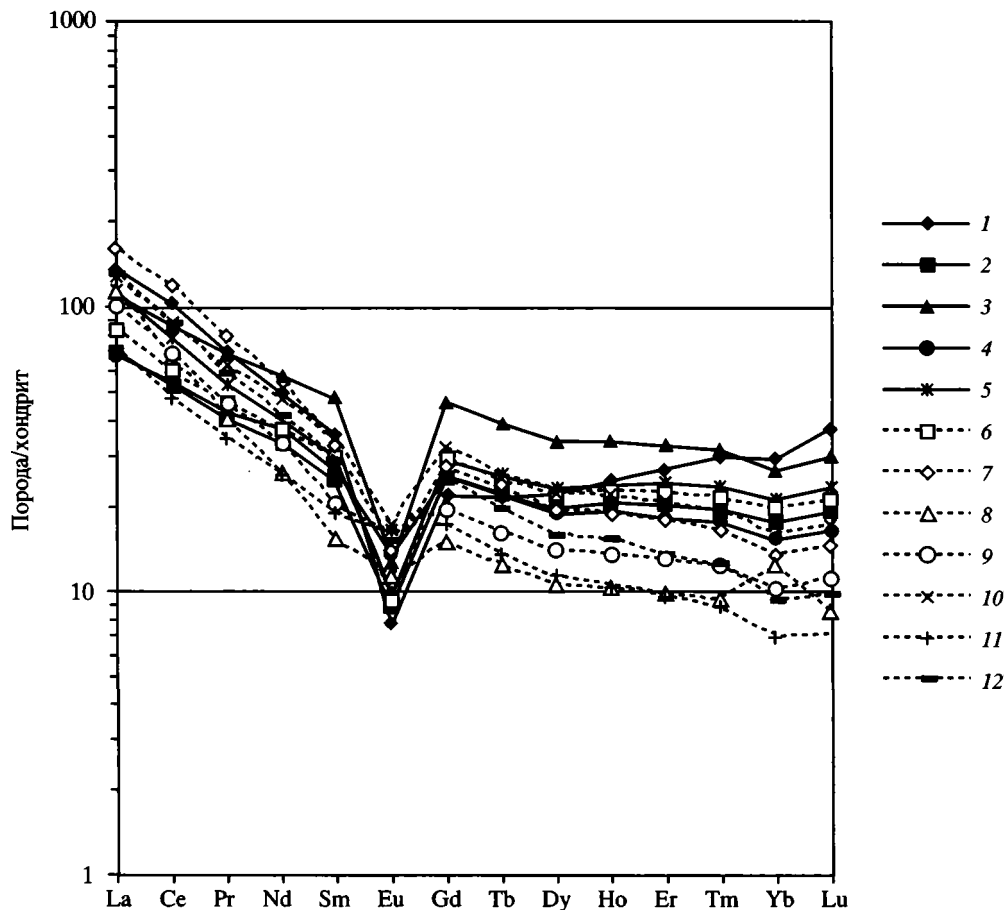


Рис. 5. Нормированное к составу хондрита C1 [Boynnton et al., 1984] распределение редких земель в протоуральских гранитоидах севера Урала
1–12 – номера анализов, пояснение см. в табл. 1

Вулканиды, связанные с гранитоидами, также разделяются на А- и I-типы и различаются как по минеральному, так и по химическому составу. Состав вулканидов I-типа варьирует от андезитов до риодацитов. Структуры обычно порфировые. Вкрапленники в кислых вулканидах представлены плагиоклазом. Породы с меньшим содержанием SiO_2 достаточно сильно изменены при региональном метаморфизме, и порфировые выделения плагиоклаза в них нацело сосюритизированы, а темноцветных минералов – хлоритизированы и эпидотизированы.

Вулканиды А-типа представлены преимущественно риолитами порфировой структуры. Среди вкрапленников преобладают кварц и щелочной полевой шпат, реже встречаются таблички плагиоклаза. По химическому составу вулканиды этого типа близки соответствующим гранитоидам. Вулканиды А- и I-типов характеризуются различиями, подобными тем, которые отмечены для гранитоидов соответствующих типов.

Кремнекислые породы вулканоплутонических ассоциаций А- и I-типов участвуют в строении дифференцированных магматических рядов. При этом гранитоиды и вулканы I-типа входят в состав непрерывных базальт-дацитовых, базальт-риодацитовых и габбро-гранитных серий, тогда как гранитоиды и вулканы А-типа образуют вместе с габбро и базальтами некомплементарные контрастные парагенетические магматические ассоциации. На отсутствие прямых генетических связей кремнекислых пород этого типа с основными породами было указано ранее [Вулканические комплексы..., 1973], кроме того, наблюдаемые размеры тел кислого состава слишком велики по сравнению с полями пород основного состава, чтобы можно было предположить, что кислые породы образованы в результате эволюции базальтовой магмы.

Генезис непрерывных ассоциаций до конца не ясен. Бесспорен сам факт существования последовательных рядов пород гомодромной направленности – от габбро до гранитов и от базальтов до риодацитов. Но достаточно большие объемы кислых пород вряд ли могли образоваться за счет дифференциации базальтового расплава. Скорее всего, это – результат магматической дифференциации расплавов среднего состава, возможно, гибридных, образовавшихся при смешении магм кислого и основного состава.

При всех различиях вулканоплутонических ассоциаций А- и I-типов общим является то, что породы обоих типов образовались в условиях мощной континентальной коры. Гранитоиды I-типа не имеют островодужных черт, так как они характеризуются относительно повышенной щелочностью, являются умеренно- и высококалиевыми и обогащены некогерентными литофильными элементами. По геохимическим параметрам они близки к гранитоидам I-типа активных континентальных окраин андийского типа или коллизионным образованиям.

Гранитоиды, участвующие в строении фундамента ТПП, представлены всем спектром от кварцевых диоритов до гранитов (преимущественно биотитовых). Среди акцессорных минералов в гранитоидах Ижемской зоны в работе [Gee et al., 1998] отмечены апатит и циркон, в кварцевых диоритах Печорской зоны – титанит, циркон, гранат и магнетит, в гранитах Большеземельской зоны – апатит, циркон и магнетит. Породы фундамента ТПП, так же, как доуралиды севера Урала, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. По химическому составу, согласно данным Е.Г. Довжиковой с соавторами, гранитоиды фундамента ТПП близки и имеют общие геохимические закономерности. Они обогащены легкими редкими землями и характеризуются небольшим дефицитом европия; отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них типично коровые, с нижним пределом 0,708, что свидетельствует об их выплавлении из континентальной коры. Гранитоиды фундамента ТПП интерпретируются как позднеостроводужные и синколлизионные образования [Довжикова и др., 2000].

Изотопный возраст

За последнее время в результате проведенной нами и другими исследователями региона целенаправленной работы по изучению изотопии протонуральских гранитоидных вулканоплутонических ассоциаций западного склона севера Урала и фундамента ТПП удалось накопить достаточно боль-

Таблица 2. Данные изотопного датирования цирконов

Исследуемый объект, место-нахождение	Порода	Возраст, млн лет	Метод датирования	Литературный источник
Ижемская зона				
Скв. 10 Южная Чаркаю	Гранит	553±6	Pb-Pb*	Gee et al., 1998
Скв. 11 Малая Пера	"	551±8	Тот же	То же
Скв. 1 Восточная Чаркаю	"	557±15	"	"
Скв. 21 Палью	Диорит	560±15	"	"
Печорская зона				
Скв. 1 Новая	Диорит	565±8	Pb-Pb	"
Большеземельская зона				
Скв. 26 Восточная Харьяга	Гранит	567±36	Pb-Pb	"
Скв. 2 Веяк	"	618±6	То же	"
Урал				
Малдинский массив	Гранит	584±9	Pb-Pb	Соболева, 1997
Его обрамление	Риолит	516±19, 519±17	Тот же	То же
Лемвинский массив	Гранит	530±20, 564±6	"	"
Его обрамление	Риолит	526±7	"	"
Лапчавожский массив	Кварцевый диорит	632±7	"	Соболева, Андреев, 1997
Его обрамление	Андезидицит	695±19	"	То же
Народинский массив				
северная часть	Гранит	518±10	U-Pb	Дорохов, Кудряшов, 2002
южная часть	"	515±8	Тот же	То же
то же	Гранодиорит	544±4	"	Соболева и др., 2003
"	Кварцевый диорит	548±5	"	То же

* Pb-Pb – метод термоионной эмиссии свинца.

шой объем изотопно-геохимических характеристик и изотопных датировок этих образований. Результаты этих исследований сведены в табл. 2. Изотопные исследования проводились в лабораториях Института геологии Коми НЦ УрО РАН и Геологического института КНЦ РАН.

На основании анализа полученных изотопных данных совокупное время проявления протоуральского гранитоидного магматизма на севере Западно-Уральской мегазоны и в фундаменте ТПП соответствует интервалу: поздний рифей – поздний кембрий [Андреичев, 1998, 1999; Дорохов, Кудряшов, 2002; Соболева, 2000; Удоратина, 2001; Соболева и др., 2003], что подтверждается также и геологическими данными.

Большую часть этого промежутка времени шло образование гранитоидных вулканоплутонических ассоциаций I-типа. В частности, для андезидацитов и гранодиоритов Лапчавожской вулканоплутонической ассоциации нами был получен возраст 695 ± 19 и 632 ± 7 млн лет (метод термоионной эмиссии свинца, по цирконам); возраст гранитов Малдинского массива – 584 ± 9 млн лет (метод термоионной эмиссии свинца, по цирконам); возраст кварцевых диоритов южной части Народинского массива 548 ± 6 млн лет, а гранитов – 515 ± 8 млн лет (U-Pb метод, по цирконам). Это означает, что этап формирования этих ассоциаций был весьма продолжительным и охватывал интервал около 180 млн лет.

Породы вулканоплутонических ассоциаций А-типа характеризуются венд-кембрийскими датировками. В частности, для пород Лемвинской вулканоплутонической ассоциации методом термоионной эмиссии свинца по цирконам получены такие данные по возрасту: 526 ± 7 (риолиты) и 564 ± 6 ; 558 ± 21 ; 530 ± 20 млн лет (граниты); для риолитов хребта Малдынырд – 516 ± 19 и 519 ± 17 млн лет (метод термоионной эмиссии свинца, по цирконам); граниты северной части Народинского массива имеют возраст 518 ± 10 млн лет (U-Pb метод, по цирконам). Таким образом, временной интервал их образования был значительно короче и охватывал всего около 50 млн лет.

В некоторых случаях гранитоиды I- и А-типов пространственно совмещены – участвуют в строении одних и тех же крупных, сложно построенных гранитоидных массивов. В частности, это можно наблюдать на примере гетерогенного Народинского массива (см. рис. 4), в строении которого участвуют граниты А-типа и широкий спектр гранитоидов I-типа [Дорохов, Соболева, 2002 а,б]. Наиболее поздние дифференциаты непрерывной известково-щелочной серии (I-тип) – биотитовые граниты южной части этого массива – образовались одновременно (в пределах погрешности метода изотопного датирования пород) с лейкогранитами А-типа [Дорохов, Кудряшов, 2002], слагающими северную часть массива (515 ± 8 и 518 ± 10 млн лет, соответственно). Гранитоиды I-типа – кварцевые диориты и гранодиориты более ранних фаз по геологическим соотношениям являются более древними образованиями. Изотопный возраст кварцевых диоритов определен (U-Pb метод, по цирконам) как 548 ± 5 млн лет, гранодиоритов – 544 ± 4 [Соболева и др., 2003].

Возраст цирконов из гранитоидов фундамента Тимано-Печорской плиты, полученный по единичным зернам методом Кобера, составляет, по данным: [Gee et al., 1998], 550–560 млн лет (см. табл. 2), что рассматривается как доказательство вендской орогении в этом регионе. Получены также древ-

ние датировки унаследованных ядер цирконов, являющиеся свидетельством участия архейско-среднепротерозойской сиалической коры в формировании гранитоидов фундамента ТПП [Gee et al., 1998].

Геодинамическая типизация

Ранее нами уже высказывалась точка зрения, в соответствии с которой неоднородность минерального и химического составов доордовикских гранитоидов и ассоциирующих с ними вулканитов, распространенных в северной части Западно-Уральской мегазоны и в фундаменте ТПП, не только является отражением различий состава гранитообразующего субстрата, как это предполагал Л.В. Махлаев [1996], но и характеризует генетическую (геодинамическую) гетерогенность этих образований [Соболева, 2001, 2002; Куликова и др., 2001].

Это находит отражение на соответствующих петро- и геохимических диаграммах (рис. 6–8), широко используемых для геодинамической типизации гранитоидов и реконструкций геодинамических обстановок их формирования. В частности, на этих диаграммах фигуративные точки составов рассматриваемых североуральских гранитоидов и гранитоидов фундамента ТПП, относящихся к I-типу, попадают в поле составов надсубдукционных образований – на различных диаграммах они занимают поля от островодужных до поздне- и постколлизийных гранитоидов, а североуральские граниты, отвечающие по составу A-типу, имеют характеристики поздне- и постколлизийных и внутримитических образований (см. рис. 6–8).

На основании полученных данных (см. табл. 1) и анализа положения соответствующих фигуративных точек на петро- и геохимических диаграммах мы считаем, что магмы, давшие начало гранитоидам и вулканитам I-типа, участвующим в строении непрерывно-дифференцированных магматических серий, были сформированы в коре континентального типа. Их формирование произошло в конструктивной геодинамической обстановке. Выражением таких обстановок могли являться процессы, сопровождавшие развитие активной континентальной окраины (надсубдукционный магматизм и магматизм, проявлявшийся в процессах аккреции континентальной окраины – столкновения островной дуги и края континента), а также процессы утолщения континентальной коры за счет ее сдвигания в зонах столкновения (коллизии) континентов. Эпоха становления гранитоидов этого типа и ассоциирующих с ними вулканических комплексов охватывает значительный временной интервал. Судя по имеющимся в литературе и полученным нами изотопно-геохронологическим данным (см. табл. 2), она охватывает интервал 695–515 млн лет, что соответствует позднему рифею – кембрию.

Таким образом, рассматриваемые гранитоидные вулканоплутонические ассоциации I-типа являются показателями конструктивных геодинамических обстановок (активных континентальных окраин и зон коллизии). Их более детальная геодинамическая типизация на современном уровне исследований весьма схематична. Для ранних этапов эпохи формирования этих комплексов более вероятным нам представляется вариант их образования на активной континентальной окраине (в надсубдукционной зоне или в зоне ак-

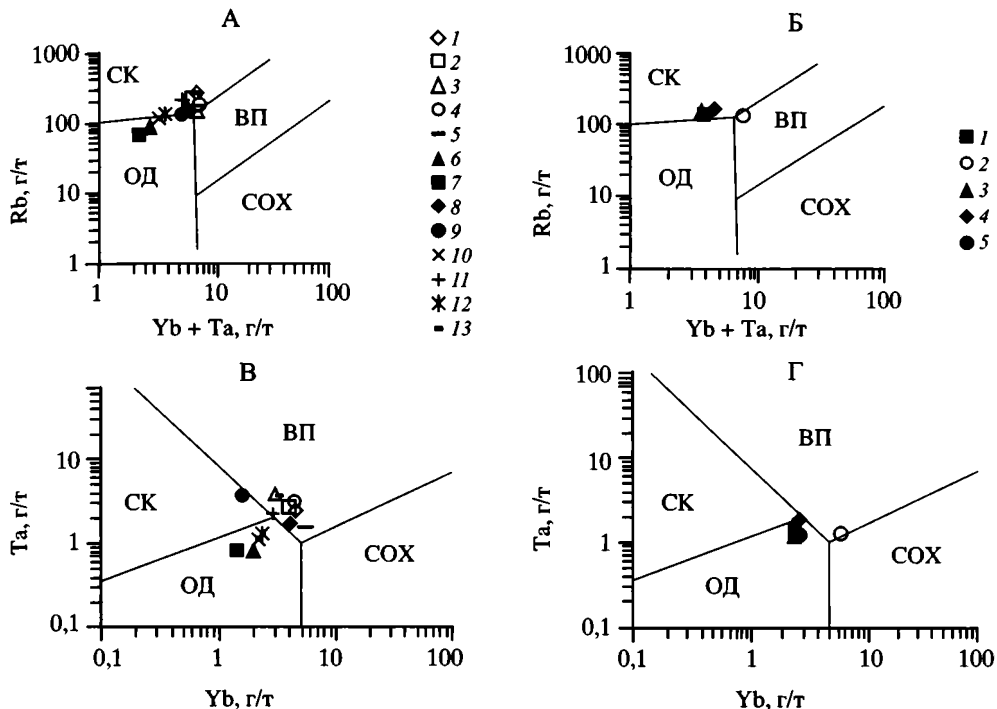


Рис. 6. Диаграммы по: [Pearce et al., 1984] для средних составов гранитоидов севера Урала (А, В) и Припечорско-Ильч-Чикшинской зоны (Б, Г)

Условные обозначения к рис. 6–8

Залитые значки – гранитоиды I-типа, незалитые – А-типа. Границы дискриминационных полей (по: [Harris et al., 1987]): ОД – островодужных, СК – синколлизийных, ПК – постколлизийных, ВП – внутриплитных, СОХ – срединно-океанических хребтов

На рис. А, В. Фигуративные точки протоуральских гранитоидов А-типа Западно-Уральской мегазоны, массивы: 1 – Лемвинский; 2 – Тынаготский; 3 – Мань-Хамбо; 4 – Кулемшорский; 5 – Народинский, северная часть; массивы гранитоидов I-типа: 6, 7 – Народинский, южная часть (граниты, гранодиориты); 8 – Вангырский; 9 – Лапчавожский (граниты); 10 – Лапчавожский (гранодиориты); 11 – Малдинский; 12 – Ильязский (граниты); 13 – Ильязский (лейкограниты).

На рис. Б, Г. Фигуративные точки протоуральских гранитоидов фундамента Тимано-Печорской плиты: 1 – скв. 1 Восточная Черкаю, 2 – скв. 2 Веяк, 3 – скв. 10 Южная Черкаю, 4 – скв. 11 Малая Пера, 5 – скв. 26 Восточная Харьяга (данные Е.Г. Довжиковой).

креции края континента и островодужного сооружения), а для завершающих – в зоне коллизии двух континентов.

Со второй половины венда, на фоне продолжающегося формирования вулканоплутонических ассоциаций I-типа начинают формироваться граниты и комагматичные им вулканы А-типа, являющиеся членами контрастных габбро-гранитных и базальт-риолитовых парагенетических ассоциаций. Анализ положения соответствующих этим образованиям фигуративных точек на петро- и геохимических диаграммах позволяет сделать вывод о том, что родоначальные магмы комплексов А-типа были сформированы в деструктивной геодинамической обстановке. Изотопно-геохронологические данные (см. табл. 2), характеризующие образования этого типа, группируются в диапазоне 564–516 млн лет. Можно предположить, что они обязаны своим образованием глубоким расколам континентальной коры, начавшим-

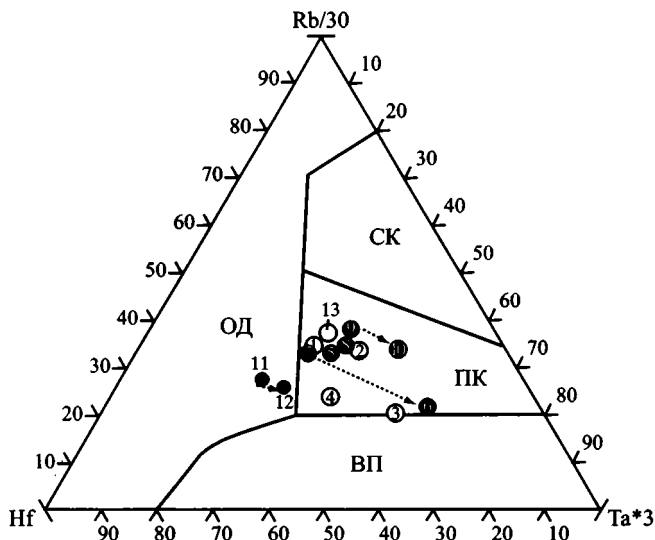


Рис. 7. Диаграмма для средних состав протоуральских гранитоидов Севера Урала

Массивы: 1 – Лемвинский (граниты), 2 – Тынаготский (граниты), 3 – Маньхамбо (граниты), 4 – Кулемшорский (граниты), 5 – Вангырский (граниты), 6 – Лапчавожский (граниты), 7 – Лапчавожский (гранодиориты), 8 – Малдинский (граниты), 9 – Ильязский (граниты), 10 – Ильязский (гранодиориты), 11, 12, – Народинский, южная часть (гранодиориты, граниты), 13 – Народинский, северная часть (граниты).

Стрелками показано направление эволюции состава расплавов для Лапчавожского, Ильязского и южной части Народинского массивов.

Условные обозначения см. на рис. 6

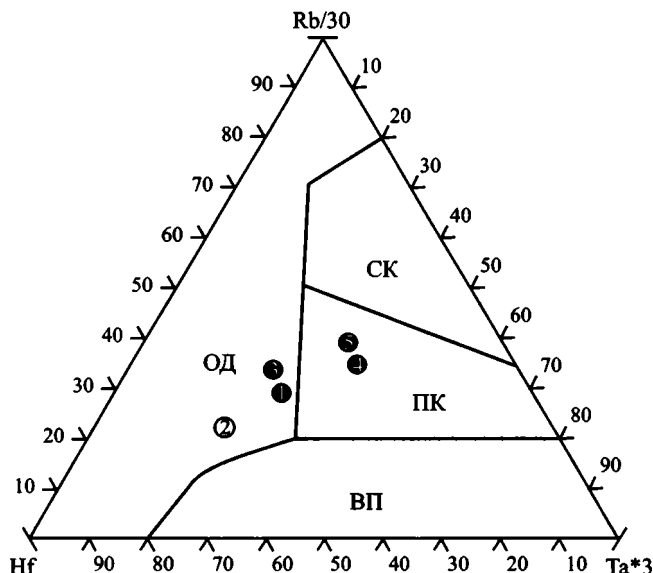


Рис. 8. Диаграмма для составов гранитоидов Припечорско-Илыч-Чикшинской зоны

1 – скв. 1 Восточная Чаркаю (гранодиориты), 2 – скв. 2 Веяк (гранодиориты), 3 – скв. 10 Южная Чаркаю (гранодиориты), 4 – скв. 11 Малая Пера (граниты), 5 – скв. 26 Восточная Хьярья (граниты). Использованы данные Е.Г. Довжиковой.

Условные обозначения см. на рис. 6

ся со второй половины венда, на фоне поздних фаз продолжающегося становления синколлизийных вулканоплутонических ассоциаций I-типа. Таким образом, эпохи становления вулканоплутонических ассоциаций I- и А-типа перекрываются, при этом этап формирования ассоциаций А-типа приходится на время окончания этапа формирования ассоциаций I-типа.

Палеогеодинамика становления

Полученные нами данные позволяют сделать вывод о существовании достаточно длительного этапа протоуральского гранитоидного магматизма (695 ± 19 – 515 ± 8 млн лет) в условиях эволюции конвергентной окраины континента. В этот период происходило образование непрерывных известково-щелочных серий, в состав которых входили вулканиты и гранитоиды I-типа. В поздневендско-кембрийское время происходит коллизия этой аккреционной окраины с окраиной другого континента. Одновременно с образованием синколлизийных гранитоидов сформировались бимодальные рифтогенные ассоциации с гранитоидами и вулканитами А-типа, которые знаменуют собой проявление обстановок растяжения.

Локальное развитие образований А-типа указывает на то, что синколлизийное (позднеколлизийное) растяжение проявлялось ограниченно, а характерные удлиненные формы интрузивных массивов указывают на формирование их в линейных зонах. Временной интервал образования ассоциаций А-типа был намного короче периода проявления гранитоидного магматизма I-типа и составлял, по нашим радиоизотопным данным, 564–516 млн лет. По всей видимости, маркируемое образованиями А-типа позднеколлизийное растяжение началось в позднем венде и достигло максимального развития в позднем кембрии. Мы предполагаем, что это растяжение было связано с изменением вектора коллизии, т.е. с изменением направления движения сталкивающихся континентов с существенно “нормального” по отношению к простиранию окраин сходящихся континентов на направление, существенно “тангенциальное”. Выражением этого явилось транстенсионное растяжение, проявившееся на локальных участках.

Вся совокупность известных и полученных нами данных, а также сделанных на их основании частных выводов позволяет предложить принципиально новый сценарий возможного протоуральского (дораннеордовикского) развития Североуральско-Тимано-Печорского региона. В рамках этой модели протоуральской эволюции использованы основные следствия, вытекающие из палеогеографических построений и субглобальных кинематических плитотектонических реконструкций, выполненных в последние годы коллективом ФГУНПП “Аэрогеология” в рамках финансируемой федеральным бюджетом РФ исследовательской программы “Разработка литолого-стратиграфического обоснования геодинамических реконструкций на территорию Российской Арктики и Свальбарда”. В основу предлагаемого нами варианта протоуральской эволюции положены некоторые результаты работ по этой программе, изложенные в ряде публикаций [Борисова и др., 2001, 2003].

Известно, что по периферии современных океанических бассейнов Арктики располагаются разновеликие блоки коры континентального типа –

Карский блок (север Таймыра и Северная Земля), блок хребта Ломоносова, северная часть Аляски (к северу от хребта Брукса), Чукотский блок, Новосибирский блок (Новосибирские острова и прилегающие к ним шельфы), а также небольшие блоки, расположенные к северу от Иннуитского складчатого пояса на самом севере Гренландии (Земля Пири) и о-ва Элсмир. На основании сходства некоторых элементов строения этих массивов Н.С.Шатский еще в 1935 г. предполагал существование в арктической области Земли древнего Гиперборейского кратона.

Позднее, в конце 80-х годов, в работах Л.П. Зоненшайна, Л.М. Натапова, М.И. Кузьмина и М.В. Кононова было выдвинуто предположение, согласно которому в позднем докембрии и раннем палеозое все вышеперечисленные блоки некогда принадлежали единому массиву континентальной коры, который до среднего палеозоя существовал как отдельный самостоятельный континент. Этот континент получил название Арктида. Предполагалось, что на рубеже силура и девона он столкнулся с Иннуитским краем Лаврентии (Иннуитский складчатый пояс), а в позднем девоне – с Баренцево-Новоземельским краем Восточно-Европейского континента (Новоземельско-Североземельская зона дислокаций) [Зоненшайн, Натапов, 1987; Зоненшайн и др., 1987, 1990]. Позднее, в мезозое и начале кайнозоя, в результате раскрытия океанических бассейнов Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана – котловины Макарова, Евразийского и Амеразийского (Канадского) бассейнов, – Арктида раскололась. Ее фрагменты (вышеперечисленные блоки) были пространственно разобщены. Некоторые из них, например, блок Хребта Ломоносова, оказались “зажатыми” между Евразийским и Амеразийским океаническими бассейнами. Другие, испытав разноамплитудные латеральные перемещения, оказались включенными в строение Циркумарктического обрамления Сибири (Карский, Чукотский и Новосибирский блоки) и Северной Америки (Аляска, Пири и север о-ва Элсмир).

Недавно появились результаты палеомагнитных исследований раннепалеозойских комплексов, участвующих в строении о-ва Октябрьской Революции архипелага Северная Земля, располагающегося в пределах Карского блока – составной части палеоконтинента Арктида. На их основании вычислены координаты палеозойских палеомагнитных полюсов Карского блока и построена кривая кажущейся миграции этих полюсов [Метелкин и др., 2000].

Проведенное сопоставление [Борисова и др., 2001, 2003] этой кривой с кривой кажущейся миграции палеозойских палеомагнитных полюсов Восточно-Европейского континента, построенной А.Н. Храмовым и его коллегами (Храмов и др., 1999 г.), показывает удивительное совпадение положения одновозрастных полюсов на этих кривых (рис. 9). А это может означать, во-первых, то, что Новоземельско-Североземельскую зону дислокаций вряд ли оправданно рассматривать как след позднедевонского столкновения Арктиды и северного фланга Восточно-Европейского континента, а во-вторых, то, что Карский блок (а значит и вся Арктида), уже начиная с раннего палеозоя, входил вместе с Восточно-Европейским кратоном в состав единого континента. Следовательно, столкновение Восточно-Европейского континента и Арктиды произошло раньше начала палеозоя, а зона этого столк-

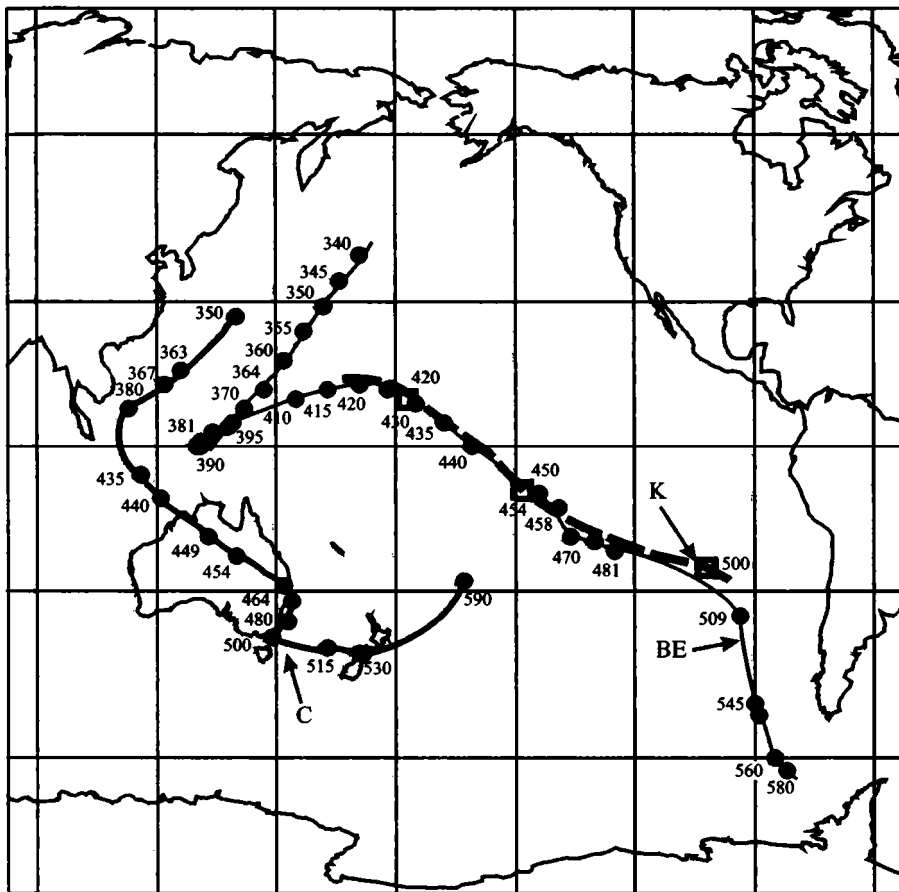


Рис. 9. Сравнение траекторий кажущейся миграции палеомагнитных полюсов Восточно-Европейской (ВЕ), Сибирской (С) плиты (по А.Н. Храмову и др., 1999 г.) и Карского (К) блока (по Д.В. Метелкину и др. [2000]) из: [Борисова и др., 2003]

Точки – возраст, млн лет

новения должна располагаться где-то между собственно Восточно-Европейским кратоном и Баренцевоморско-Печорской частью Арктиды.

Анализируя геологические и геофизические материалы по Североуральско-Тимано-Печорскому и Баренцевоморско-Новоземельскому регионам, можно сделать вывод о том, что следом столкновения Арктиды и Восточно-Европейского кратона является юго-восточный фланг Припечорской зоны интенсивных магнитных аномалий (см. рис. 3), интерпретируемый как одноименный глубинный разлом или как Припечорско-Илыч-Чикшинская разломная зона. Выше уже говорилось, что эта зона в структуре допалеозойского фундамента ТПП разделяет Тиманский и Большеземельский мегаблоки (см. рис. 2). Эти мегаблоки представляют собой области развития позднедокембрийских комплексов, существенно различающихся по своему составу и строению. В частности, к юго-востоку от Припечорско-Илыч-Чикшинской разломной зоны, в Тиманском мегаблоке, распространены ри-

фейские и вендские преимущественно терригенные и карбонатные образования. В то же время, северо-восточнее Припечорско-Ильч-Чикшинской разломной зоны, в Большеземельском мегаблоке, широко распространены разновозрастные им вулканогенно-осадочные, вулканогенные комплексы и офиолиты. В приуральской части ТПП и на Западном Урале комплексы обоих мегаблоков и пограничных между ними структур выступают на поверхность в Ляпинском антиклинории. Части мегаблоков, приближенные к Припечорско-Ильч-Чикшинской разломной зоне, и сама эта зона интродуцированы массивами позднедокембрийско-кембрийских гранитоидов, что особенно отчетливо установлено в Ляпинском антиклинории, а в структуре фундамента ТПП подтверждается результатами изучения керна редких буровых скважин и интерпретацией детальных и крупномасштабных геофизических материалов.

Судя по составу и строению позднедокембрийских комплексов Тимана, прилегающих к нему частей ТПП (Тиманский мегаблок) и южной части Ляпинского антиклинория Центрально-Уральской зоны (Западно-Уральская мегазона), они представляют собой комплексы пассивной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента. В то же время, по геофизическим данным и результатам, полученным при бурении редких скважин, достигших фундамента ТПП в пределах Большеземельского мегаблока, а также по данным геологического строения Кожимского блока Ляпинского антиклинория и более северных частей Центрально-Уральского поднятия, можно утверждать, что здесь преимущественным распространением пользуются позднедокембрийские (протоуральские) вулканогенно-осадочные и магматические комплексы. Нам, вслед за Т.П. Борисовой и др. [2001, 2003], представляется, что в совокупности эти образования, по-видимому, маркируют собой активную окраину континента Арктида. В зоне субдукции, падающей под эту окраину, поглощалась литосфера океанического бассейна, разделявшего позднедокембрийские континенты Арктида и Восточно-Европейский (рис. 10). С осадочно-вулканогенными и вулканогенными комплексами активной окраины Арктиды пространственно и генетически связаны гранитоиды I-типа позднерифейско-ранневендского возраста, являющиеся наиболее ранними гранитоидными образованиями протоуралид.

На рубеже венда и кембрия в результате полного закрытия океана, разделявшего Восточно-Европейский континент и Арктиду, произошла коллизия этих континентов с образованием Тимано-Печорского позднедокембрийско-раннепалеозойского коллизионного орогена (рис. 11). Вещественным выражением этой коллизии явилось становление массивов более поздних гранитоидов I-типа, характеризующихся изотопными датировками в диапазоне от 584 до 515 млн лет. Максимальным развитием эти гранитоиды пользуются в Припечорско-Ильч-Чикшинской разломной зоне, пограничной между Тиманским и Большеземельским мегаблоками фундамента ТПП и представляющей собой сутуру, по которой были приведены в соприкосновение Тиманская пассивная окраина Восточно-Европейского континента и Большеземельская активная окраина Арктиды. Кроме того, гранитоиды этого возраста отмечаются и в приближенных к Припечорско-Ильч-Чикшинской шовной зоне частях Тиманского и Большеземельского мегаблоков.

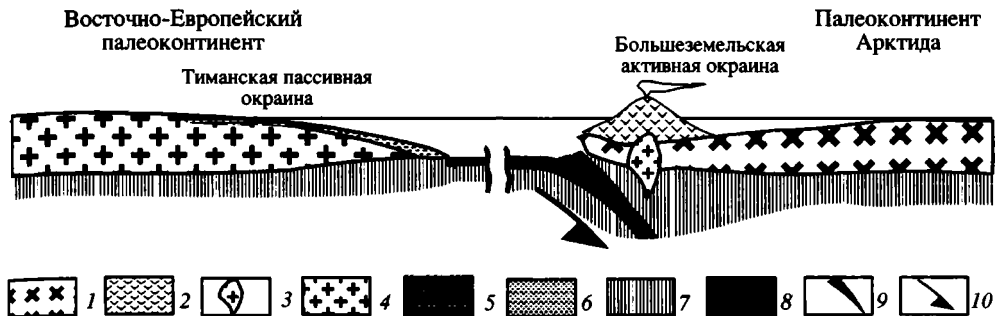


Рис. 10. Схематический геодинамический профиль для рифея

1 — фундамент континента Арктида; 2, 3 — комплексы активной окраины континента Арктида: 2 — вулканогенно-осадочные образования, 3 — гранитоиды; 4 — фундамент Восточно-Европейской платформы; 5, 6 — комплексы пассивной окраины Восточно-Европейского континента: 5 — комплексы шельфа, 6 — комплексы склона и подножия; 7 — мантия; 8 — комплексы меланократовой коры океанического бассейна; 9 — аккреционная призма; 10 — направление субдукции

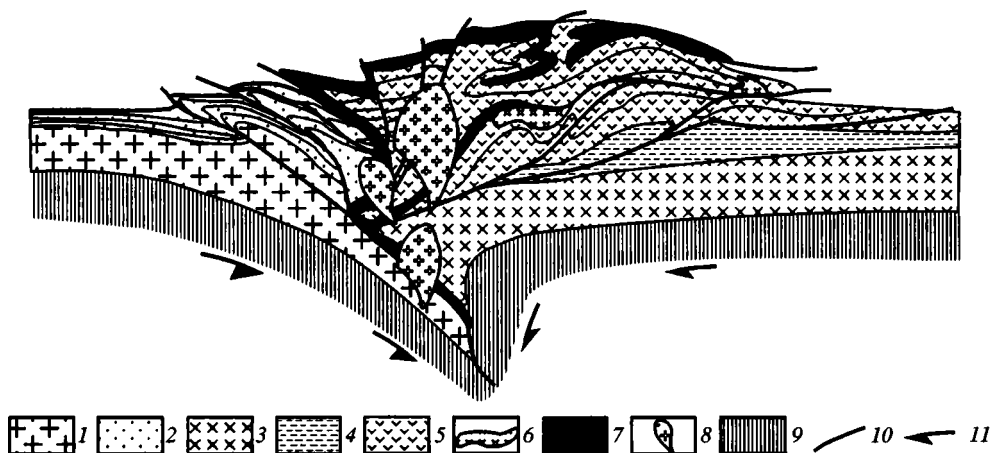


Рис. 11. Принципиальная схема строения поздневендско-кембрийского Тимано-Печорского коллизийного орогена

1 — фундамент Восточно-Европейской платформы; 2 — чехол Восточно-Европейской платформы и комплексы пассивной окраины Восточно-Европейского континента; 3 — фундамент континента Арктида; 4 — чехол континента Арктида; 5-7 — аккреционные комплексы и комплексы активной континентальной окраины континента Арктида: 5, 6 — комплексы островодужной природы (5 — вулканогенно-осадочные, 6 — гранитоиды), 7 — офиолиты; 8 — коллизийные гранитоиды; 9 — мантия; 10 — взбросы и надвиги; 11 — векторы движения литосферных плит

На ранних этапах коллизия Восточно-Европейского континента и Арктиды происходила в виде “лобового” их столкновения, а на поздних — она, по-видимому, приобрела характер “косого” столкновения. Этот вывод мы делаем на основании того, что на поздних этапах коллизии, на фоне становления массивов гранитоидов I-типа, происходит внедрение более глубинных гранитоидов А-типа (с изотопным возрастом от 564 до 516 млн лет), участвующих в строении контрастно дифференцированных магматических серий, слагающих линейно вытянутые тела. Эти тела маркируют собой, по-види-

тому, достаточно глубокие расколы континентальной коры Тимано-Печорского позднедокембрийско-раннепалеозойского коллизионного орогена, которые были, очевидно, приурочены к местам частных изгибов сдвиговых зон, неминуемо возникающих при “косой” коллизии. Эти изгибы должны были выражаться в образовании трансензионных структур присдвигового растяжения, контролировавших пространственное размещение интрузивных тел контрастно дифференцированных магматических серий, и в том числе гранитоидов А-типа. Аналогичные структуры, контролирующие морфологию и пространственное распространение гранитоидных плутонов, связанные с зонами присдвигового растяжения (образовавшиеся в трансензионной обстановке) и названные сдвиговыми магматическими дуплексами, описаны недавно Ал.В и Арк.В. Тевелевыми на Южном Урале на примере структур, оперяющих Копейскую сдвиговую шовную зону на восточном борту Восточно-Уральского поднятия и контролирующих размещение Каменской группы гранитоидных массивов [Тевелев Ал. и Тевелев Арк., 1996, 1998, 1999; Тевелев Ал., 2003].

Структурным выражением столкновения (коллизии) Тиманского края Восточно-Европейского континента и Большеземельского края Арктиды явилось формирование дивергентного Тимано-Печорского позднедокембрийско-раннепалеозойского коллизионного орогена (см. рис. 11). Его существование подтверждается глубоким разрывом позднедокембрийских комплексов фундамента Тимано-Печорской плиты и ярко выраженным несогласием в подошве палеозойских образований ее чехла. Реликты северо-западного продолжения этого орогена устанавливаются сейчас на полуостровах Рыбачий и Варангер. В целом этот позднедокембрийско-раннепалеозойский коллизионный ороген в литературе иногда также называется Тимано-Варангерской складчатой системой байкалит [Симонов и др., 2002].

Юго-западное (в современных координатах) крыло этого орогена было преимущественно сложено комплексами позднедокембрийской пассивной окраины Восточно-Европейского континента, участвующими в строении современного Тимана, полуостровов Средний и Рыбачий, а также юго-западной части п-ова Варангер. Кроме того, в строение этого края орогена оказались частично вовлечены комплексы Большеземельской активной окраины Арктиды, известные сейчас на Северо-Восточном Тимане (лямчинская и лунвожская свиты, а также их аналоги). Внутренняя структура этого края орогена характеризуется парагенезом структурных форм с отчетливо проявленной юго-западной вергентностью (рис. 12). В строении осевой зоны и северо-восточного крыла орогена, напротив, принимали участие преимущественно комплексы Большеземельской активной окраины Арктиды. Эти комплексы, особенно на северо-восточном крыле орогена, оказались вовлеченными в крупноамплитудные шарьяжные дислокации, существенно нарушившие первоначальную аккреционную структуру континентальной окраины (см. рис. 11).

В последующем, в результате тектонического и эрозионного расчленения северо-восточного крыла позднедокембрийского Тимано-Печорского коллизионного орогена, шарьяжная структура его северо-восточного крыла, сложенного комплексами активной окраины Арктиды, была разделена на отдельные фрагменты. В современном строении фундамен-

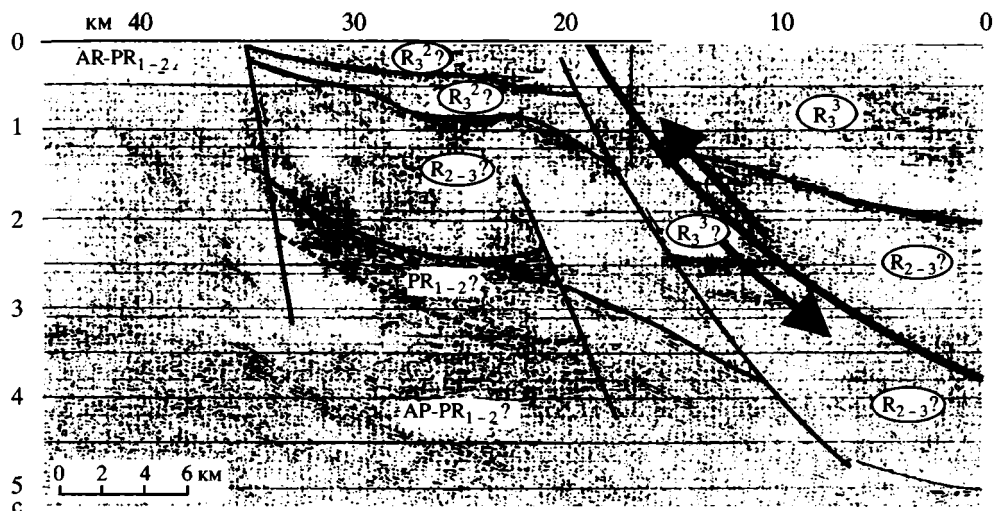


Рис. 12. Сейсмический разрез и его интерпретация по профилю, пересекающему северо-западное продолжение Тимано-Печорского коллизийного орогена вкост его простираения по: [Симонов и др., 2002], иллюстрирующий юго-западную вергентность надвиговых структур на юго-западном крыле орогена

та ТПП эти фрагменты пространственно разобщены антиформными структурами, выделяемыми как Колгуевское, Харейверское, Новоземельское и ряд более мелких поднятий. Эти фрагменты представляют собой протяженные зоны развития меланократовых (базит-гипербазитовых) и дифференцированных вулканогенных, а также вулканогенно-осадочных и осадочных (обломочных) комплексов, которые слагают крупные синформные структуры. Это (с юго-запада на северо-восток): Нижнепечорская и Кожимско-Вангырская синформные структуры фундамента ТПП, а также зона развития аллохтонных протоуральских офиолитов [Хаин и др., 1998, 1999; Khain et al., 2003] и дифференцированных вулканогенных и ассоциирующих с ними осадочных образований [Мизин, 1988; Душин, 1997] кряжа Енганепэ на западном склоне Полярного Урала, которые выступают из-под базальных горизонтов уралид в ядре крупной одноименной антиклинали.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Протоуральские гранитоидные вулканоплутонические ассоциации Североуральско-Тимано-Печорского региона (северной части Западно-Уральской мегазоны и фундамента Тимано-Печорской плиты) представлены образованиями двух генетически единых типов. Первые из них представлены гранитоидами I-типа с возрастом 695–515 млн лет, которые являются показателями конструктивных геодинамических обстановок – активных конти-

нентальных окраин и зон коллизии. Вторые представлены гранитоидами А-типа с изотопным возрастом 564–516 млн лет. Они являются показателем локальных деструктивных процессов, проявившихся на фоне более значимого по масштабам конструктивного геодинамического режима.

Таким образом, протоуральские гранитоидные вулканоплутонические ассоциации I-типа являются показателями режима активной континентальной окраины. Кроме того, наиболее поздние гранитоиды этого типа связываются нами с процессами континентальной коллизии. При этом протоуральские гранитоидные вулканоплутонические ассоциации А-типа, участвующие в строении контрастно дифференцированных магматических серий, интерпретированы нами как образования деструктивных геодинамических обстановок.

Геодинамический типоморфизм протоуральских гранитоидных вулканоплутонических ассоциаций северных частей Урала и фундамента ТПП, а также изложенные выше материалы о строении Центрально-Уральского поднятия, Тимана и фундамента ТПП позволили нам предложить новую модель протоуральской геодинамической эволюции северных частей Урала и северо-западного обрамления Восточно-Европейской платформы. В общих чертах эта модель сводится к следующему.

В позднем докембрии Тиманский край Восточно-Европейского кратона (южные части Ляпинского антиклинория Западно-Уральской мегазоны, Тиман и прилегающий к нему Ижемский блок фундамента ТПП, полуострова Средний, Рыбачий и Варангер) развивался в режиме пассивной континентальной окраины (см. рис. 10). К северо-востоку от окраины располагался океанический бассейн, литосфера которого субдуцировалась в зоне конвергенции, существовавшей в то же время на Большеземельском краю континента Арктида (Кожимский блок Ляпинского антиклинория, юго-западный край Большеземельского блока фундамента ТПП и его продолжение на Баренцевоморском шельфе). На это указывает активный режим, господствовавший в позднем докембрии на Большеземельском краю континента Арктида, где формировались протоуральские меланократовые и дифференцированные магматические, вулканогенно-осадочные серии и в том числе ранние протоуральские гранитоиды I-типа Большеземельского блока фундамента ТПП, Кожимского блока и более северных частей Центрально-Уральского поднятия.

К концу венда океанический бассейн, разделявший Восточно-Европейский континент и Арктиду, полностью закрылся (рис. 13). Края континентов сблизились настолько, что начались процессы континентальной коллизии. Структурным выражением этих процессов стало образование асимметричного дивергентного Тимано-Печорского коллизионного орогена. При этом комплексы Большеземельской активной окраины континента Арктида были частично ширьированы на комплексы пассивной окраины Восточно-Европейского континента (на юго-запад в современных координатах). Кроме того, они оказались далеко ширьированы и в пределы самой Арктиды (на северо-восток в современных координатах) (см. рис. 12). Вещественным выражением коллизии, наряду с метаморфическими преобразованиями всех более древних пород, явилось становление поздних гранитоидов I-типа, локализованных в пределах Кожимского блока, а также Припечорско-Илыч-

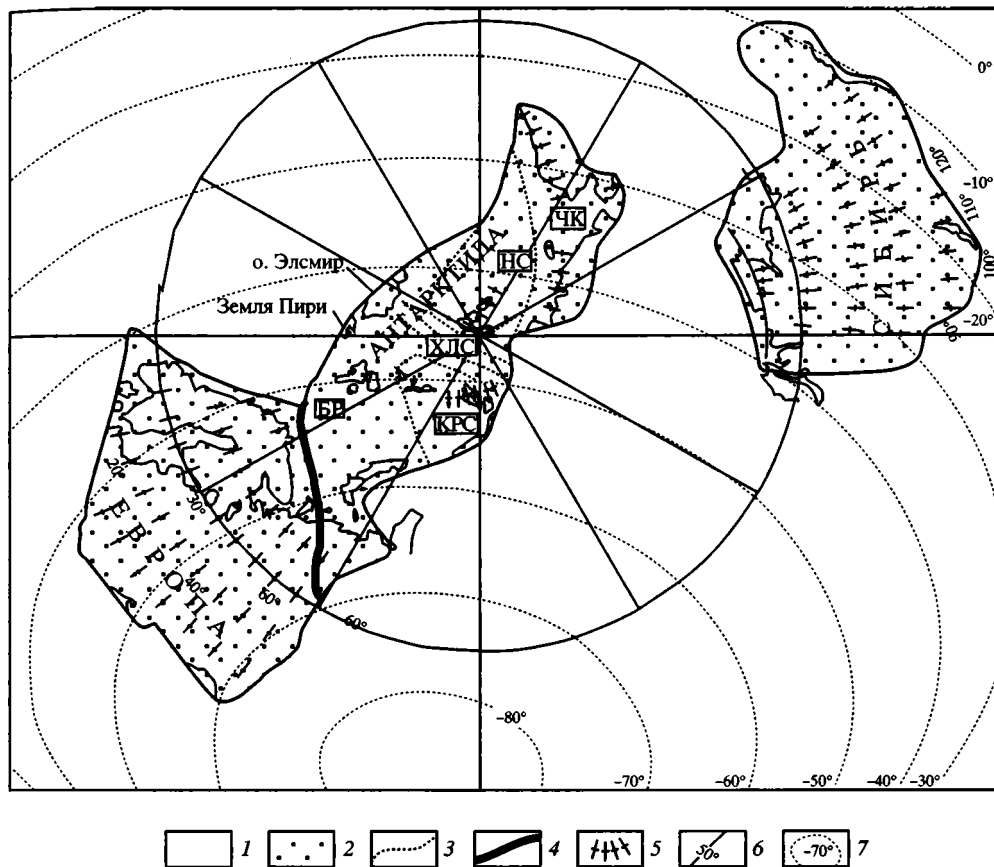


Рис. 13. Палеотектоническая реконструкция для начала кембрия по: [Борисова и др., 2003], с изменениями

1 – океанические бассейны; 2 – палеоконтиненты; 3 – границы блоков континентальной коры; 4 – зона столкновения Европейского палеоконтинента и Арктиды (Припечорская сутура); 5 – узлы современной координатной сети (пересечение современных широт и долгот); 6 – современная координатная сетка; 7 – древняя координатная сетка. Буквенные индексы в рамках – БР – Баренция; КРС – Карский блок; ХЛС – блок хребта Ломоносова; НС – Новосибирский блок; ЧК – Чукотский блок

Чикшинской шовной зоны и прилегающих к ней частей Ижемского и Большеземельского блоков фундамента ТПП.

На фоне коллизионных процессов в конце венда – кембрии существенно изменился вектор схождения континентов, в результате чего столкновение континентов приобрело характер косой коллизии. В это время, по-видимому, образовывались продольные разломы сдвигового характера. В местах частных изгибов сдвиговых зон возникали присдвиговые растяжения (трансенсионные структуры). К этим структурам приурочены интрузивные тела контрастно дифференцированных магматических серий, и в том числе гранитоидов А-типа, с изотопным возрастом 564–516 млн лет. В самом конце докембрия и в кембрии на фоне продолжающегося становления гранитоидов I-типа в коллизионной зоне происходит становление гранитоидов А-типа, маркирующих глубокие расколы новообразованной континентальной коры.

В завершение отметим, что предлагаемая модель протоуральской эволюции характеризует геодинамические процессы, протекавшие на Тиманской окраине Восточно-Европейского континента и Большеземельской окраине Арктиды, а также в зоне их коллизионного взаимодействия. В основу предлагаемой модели положены материалы геодинамического анализа протоуральских комплексов Тимана, фундамента ТПП и северных частей Западно-Уральской мегазоны. В рамках предложенной модели находит удовлетворительное объяснение существенное различие в строении и составе протоуральских комплексов северных и южных частей западного Урала, которое всеми предыдущими моделями геодинамического развития, по существу, игнорировалось. И, действительно, протоуральиды южной части Ляпинского аниклинория и более южных частей Западно-Уральской мегазоны в значительной части сходны с одновозрастными комплексами Тимана и, по-видимому, так же, как и они, формировались на восточном (уральском) краю Восточно-Европейского континента в обстановках, близких к обстановкам пассивной континентальной окраины. Протоуральиды северной части Ляпинского антиклинория (Кожимский блок) и более северных частей Западно-Уральской мегазоны формировались в пределах активной континентальной окраины Арктиды, т.е. протоуральиды северных и южных частей Западно-Уральской мегазоны формировались на окраинах разных континентов и оказались совмещенными в единой структуре в результате последующих тектонических процессов.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреичев В.Л. Изотопная геохронология интрузивного магматизма на Северном Тимане. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 89 с.
- Андреичев В.Л. Изотопная геохронология протоуральид Приполярного Урала. Сыктывкар, 1999. 48 с. (Науч. докл. Коми НЦ УрО РАН; Вып. 413).
- Баранов В.В., Пелевин И.А. Строение рифейского разреза – основной фактор тектонической интерпретации позднего докембрия на севере Урала // Стратиграфия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала. Свердловск, 1982. С. 23–24.
- Белякова Л.Т., Степененко В.И. Магматизм и геодинамика байкалид фундамента Тимано-Печорской синеклизы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 106–117.
- Борисёнок В.И., Дегтярев К.Е., Кузнецов Н.Б. Современный этап в изучении строения и развития Центрального Казахстана (1988–1995) // Московская школа геологов в Казахстане. М.: Изд-во МГУ, 1996. С. 36–48.
- Борисова Т.П., Герцева М.В., Егоров А.Ю. и др. Суперконтинент Арктевропа и его значение для глобальных плитотектонических реконструкций // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент: Материалы семинара. Борок, 18–23 окт. М.: ГЕОС, 2001. С. 93–96.
- Борисова Т.П., Герцева М.В., Егоров А.Ю. и др. Докембрийский континент Арктида – новые кинематические реконструкции позднедокембрийско-раннепалеозойской коллизии Арктиды и Европы (Балтии) // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. М.: ГЕОС, 2003. С. 68–71 (Материалы XXXVI Тектонич. совещ.; Т. 1).
- Вигорова В.Г. К петрологии гранитоидов Приполярного Урала // Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1972. С. 48–49.
- Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя севера Урала. Л.: Наука, 1973. 212 с.
- Голдин Б.А. Орогенный вулканизм севера Урала // Магматизм и металлогения северо-востока Европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар, 1978. С. 3–7 (Тр. VIII геол. конф. Коми АССР; Т. 5).

- Голдин Б.А., Калинин Е.П., Пучков В.Н. Генетические типы гранитов севера Урала и закономерности их размещения // Вопросы петрологии и металлогении Урала. Свердловск, 1981а. С. 52–53 (Тез. докл. IV Урал. петрогр. конф.; Т. 2).
- Голдин Б.А., Калинин Е.П., Пучков В.Н. Послеордовикская габбро-тоналит-гранодиоритовая ассоциация Приполярного Урала // Вопросы петрологии и металлогении Урала. Свердловск, 1981б. С. 49–51 (Тез. докл. IV Урал. петрогр. конф.; Т. 2).
- Голдин Б.А., Мизин В.И., Калинин Е.П. Петрологические особенности кислого вулканизма осевой зоны Полярного и Приполярного Урала // Магматизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1976. С. 19–29.
- Голдин Б.А., Пучков В.Н. Тектоническая эволюция и вулканизм западного обрамления Уральской эвгеосинклинали на севере Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 5. С. 59–69.
- Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. М.: Наука, 1999. 123 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 513).
- Довжикова Е.Г., Ремизов Д.Н., Пиис В.Л. Геодинамическая позиция магматических пород фундамента Тимана-Печорской плиты в свете новых данных // Петрография на рубеже XXI века. Сыктывкар, 2000. С. 49–52 (Материалы Второго всерос. петрогр. совещ.; Т. 4).
- Дорохов Н.С., Кудряшов Н.М. О возрасте гранитоидов Народинского массива // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Информ. материалы 11-й науч. конф. ИГ Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 41–42.
- Дорохов Н.С., Кудряшов Н.М., Соболева А.А. Возраст гранитоидов Народинского массива (Приполярный Урал): U-Pb изотопные данные // ДАН (в печати).
- Дорохов Н.С., Соболева А.А. I-граниты севера Урала // Рифты литосферы: эволюция, тектоника, магматические, метаморфические и осадочные комплексы, полезные ископаемые: Тез. докл. Междунар. науч. конф. (VIII чтения А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2002а. С. 210–212.
- Дорохов Н.С., Соболева А.А. Тектономагматическая эволюция севера Урала в позднем рифее – кембрии // Тектоника и геофизика литосферы. М.: ГЕОС, 2002б. С. 176–177 (Материалы XXXV Тектонич. совещ.; Т. 1).
- Душин В.А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В. Абсолютные реконструкции положения континентов в палеозое и раннем мезозое // Геотектоника. 1987. № 3. С. 16–27.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.; Кн. 2. 336 с.
- Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М. Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 31–57.
- Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млн лет) и строение Урала: Дис... д-ра геол.-минер. наук. Екатеринбург, 1998. 252 с.
- Иванов К.С. Палеогеодинамика Урала // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма // М.: ГЕОС, 1999. С. 275–277 (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т. 1).
- Иванов С.Н. О байкалидах Урала // ДАН СССР. 1977. Т. 327, № 5. С. 1144–1147.
- Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
- Калинин Е.П. Распределение концентраций ниобия и тантала в комагматичных интрузивных и эффузивных породах кислого ряда // Материалы II Коми Респ. молодежн. конф. Сыктывкар, 1967. С. 206–208.
- Калинин Е.П. Сравнительная петрохимическая и геохимическая характеристика позднебайкальских гранитов и липаритовых порфиров западного склона Приполярного Урала // Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар, 1973. С. 341–345 (Тр. VII геол. конф. Коми АССР; Т. 2).
- Калинин Е.П. Геохимическая специализация гранитоидов севера Урала // Геология севера Урала. Сыктывкар, 1992. С. 61–69 (Тр. ИГ КНЦ УрО РАН; Вып. 78).
- Калинин Е.П. Региональные кларки химических элементов в гранитах и липаритовых порфирах севера Урала // Магматические и метаморфические формации севера Урала. Сыктывкар, 1995. С. 19–27 (Тр. ИГ КНЦ УрО РАН; Вып. 87).

- Калинин Е.П. Геохимическая специализация гранитов и кислых вулканитов Приполярного Урала // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации: Тез. докл. Всерос. совещ. 21–23 мая 1997 г. Сыктывкар, 1997. С. 90–91.
- Клюжина М.Л. Этапы осадконакопления докембрийской и раннепалеозойской истории Урала // Стратиграфия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 9–22.
- Коротеев В.А., Иванов К.С., Маслов А.В. Рифтогенез восточного края Восточно-Европейской платформы и заложение Урала // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы: Материалы междунар. совещ. по проекту Европроба. М.: КМК, 1994. С. 155–160.
- Корреляция магматических комплексов Севера Урала и примыкающих территорий. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1988. 55 с.
- Костюхин М.Н. Граниты полуострова Канин: геология, вещественный состав, условия образования и формационная принадлежность // Магматизм севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1985. С. 24–39. (Тр. ИГ КФАН СССР; Вып. 53).
- Кузнецов Н.Б., Павленко Т.И. Эпикадомские террейны в структуре Уральского (Азиатского) обрамления палеоконтинента Балтия // Строение и история развития платформ и подвижных поясов Евразии. М.: МГТА, 2000. С. 25–27.
- Куликова К.В., Кузнецов Н.Б., Дорохов Н.С. Формационная типизация и палеогеодинамическая позиция позднедокембрийских и ранне-среднепалеозойских комплексов севера Урала // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Томск: Изд-во Том. ун-та, 2001. С. 151–160.
- Лучинин И.Л. Позднебайкальская гранит-липаритовая формация в северной части Центрально-Уральского поднятия // Вулканические образования Урала. Свердловск, 1968. С. 25–41. Магнитные аномалии и тектонические элементы северо-восточной Евразии. М-б 1 : 10 000 000 / Составители Г. Йоргенсен и др. 1995.
- Махлаев Л.В. Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург, 1996. 150 с.
- Метелкин Д.В., Казанский А.Ю., Верниковский В.А. и др. Первые палеомагнитные данные по раннему палеозою архипелага Северная Земля и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 12. С. 1816–1820.
- Мизин В.И. Позднепротерозойский вулканизм Севера Урала. Л.: Наука, 1988. 190 с.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
- Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 164 с.
- Оловянишников В.Г., Бушуев А.С., Дохсаньц Э.П. Строение зоны сочленения Русской и Печорской плит по геолого-геофизическим данным // ДАН. 1996. Т. 351, № 4. С. 209–231.
- Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 187 с.
- Пучков В.Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 257 с.
- Пучков В.Н. Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. № 3. С. 18–33.
- Пучков В.Н. Тектоника Урала: Современные представления // Геотектоника. 1997. № 4. С. 30–45.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
- Руженцев С.В. Шарьяжи, их морфология и генезис // Тектоника. М.: Наука, 1972. С. 34–41 (24-я сес. МГК. Докл. сов. геологов; Пробл. 3).
- Самыгин С.Г. Уральский палеоокеан – время образования // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 449–453 (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).
- Самыгин С.Г., Лейтес А.М. Тектоническое развитие Урала и Аппалачей в палеозое // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 67–84.
- Самыгин С.Г., Милеев В.С., Гилюнко Б.Г. Геодинамическая природа и история формирования зоны Уралтау (Южный Урал) // Тектоника, стратиграфия и литология: Материалы Всерос. науч. конф.: “Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков”. Т. 1. М.: Связь-Принт, 2002. С. 88–90.

- Самыгин С.Г., Руженцев С.В. Уральский палеокан: модель унаследованного развития // ДАН. 2003. Т. 392, № 2. С. 226–229.
- Симонов А.П., Губерман Д.М., Яковлев Ю.Н. и др. Полуостров Рыбачий (Баренцево море): новые данные о тектонике и перспективах нефтегазоносности рифейских отложений прибрежной зоны Кольского полуострова // ДАН. 2002. Т. 384, № 6. С. 795–801.
- Соболева А.А. Риолит-гранитная вулканоплутоническая ассоциация на западном склоне севера Урала // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации. Сыктывкар, 1997. С. 101–102.
- Соболева А.А. Кислые вулканы севера Урала, их место в раннепалеозойской гранитоидной вулканоплутонической ассоциации // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XIII геол. съезда Республики Коми. Сыктывкар, 1999. С. 169–171.
- Соболева А.А. Кислые вулканы севера Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Сыктывкар, 2000. 17 с.
- Соболева А.А. Проблема гетерогенности сальнерско-маньхембурского гранитоидного комплекса // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Пермь, 2001. С. 34–37 (Материалы регион. науч.-практ. конф.).
- Соболева А.А. О составе саблегорской свиты на Приполярном Урале // Рифты литосферы: эволюция, тектоника, магматические, метаморфические и осадочные комплексы, полезные ископаемые: Тез. докл. Междунар. науч. конф. (VIII чтения А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2002. С. 212–214.
- Соболева А.А., Андреев В.Л. Вулканоплутоническая ассоциация габбро-тоналит-гранодиорит-гранитного состава на Приполярном Урале // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации: Тез. докл. Всерос. совещ. 21–23 мая 1997 г. Сыктывкар, 1997. С. 38–39.
- Соболева А.А., Кудряшов Н.М., Дорохов Н.С. Изотопный возраст гранитоидов Народинского массива (Приполярный Урал) // Изотопная геохронология и решение проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб.: Центр информационной культуры, 2003. С. 470–472.
- Соболева А.А., Удоротина О.В., Дорохов Н.С. Геодинамическая обстановка формирования доордовикских гранитоидов севера Урала // Тектоника, стратиграфия, литология: Материалы Всерос. науч. конф.: “Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX и XXI веков”. Т. 1. М.: Связь-Принт, 2002. С. 92–93.
- Тевелев Ал.В. Средне-позднепалеозойское развитие Урало-Казахстанской складчатой системы: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М., 2003. 48 с.
- Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В. Сопреженное развитие вулканогенно-осадочных впадин и магматических камер в условиях присдвигового растяжения // ДАН. 1996. Т. 346, № 5. С. 653–655.
- Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В. Эволюция варисийских сдвиговых дуплексов юга Восточного Урала и Центрального Казахстана // Проблемы геодинамики, сейсмичности и минерагении подвижных поясов и платформенных областей литосферы. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1998. С. 172–175.
- Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В. Сдвиговые магматические дуплексы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС. 1999. С. 189–193 (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т. 2).
- Удоротина О.В. Изотопно-геохронометрические системы в гранитоидах массива Маньхембо // Геология и геоэкология Фенноскандинавского щита, Восточно-Европейской платформы и их обрамления: Материалы XII конф., посвящ. памяти К.О. Кратца. СПб., 2001. С. 55–56.
- Фишман М.В., Охотников В.Н., Юшкин Н.П., Маслов М.А. Магматизм и металлогения Полярного и Приполярного Урала и Пай-Хоя в связи с их геологической историей и геологическим строением // Магматизм, метаморфизм и металлогения западного склона Урала. Уфа, 1976. С. 73–78.
- Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П. Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. Л.: Наука, 1968. 251 с.
- Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П. Основные этапы магматизма и метаморфизма в Центральной зоне Полярного и Приполярного Урала. Сыктывкар, 1969. (Тр. ИГ Коми фил. АН СССР; Вып. 13).

- Хаин Е.В., Бибикина Е.В., Дегтярев К.Е. и др. Палеоазиатский океан в неопротерозое и раннем палеозое: новые изотопно-геохронологические данные // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии: Материалы совещ. СПб.: Тема, 1999. С. 244–246.
- Хаин Е.В., Бибикина Е.В., Душин В.А., Федотова А.А. О возможных связях между Палеоазиатским и Палеоатлантическим океанами в вендское и раннепалеозойское время // Тектоника и геодинамика, общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С. 244–246. (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. 2).
- Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 41–58.
- Штейнберг Д.С. О специфике магматизма западного склона Урала // Вулканические образования Урала. Свердловск, 1968. С. 17–24.
- Штейнберг Д.С., Вигорова В.Г. Глубинные и гипабиссальные граниты в Центрально-Уральском поднятии на Приполярном Урале // Магматизм, метаморфизм и металлогения западного склона Урала. Уфа, 1976. С. 100–106.
- Chappell B.W. Source rocks of I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1984. Vol. 310. P. 693–707.
- Chappell B.W., Stephens W.G. Origin of intracrustal (I-type) granite magmas // Trans. Roy. Soc. 1988. Vol. 79. P. 71–89.
- Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geol. 1974. N 8. P. 173–174.
- Erdmann B.-D. Neoproterozoic to Ordovician Baltica and Laurentia interactions with Gondwana: Paleobiological and tectonostratigraphic constraints // Schrft. Staatl. Mus. Miner. Geol. Dresden, 1998. N 9. S. 128–129.
- Gee D.G., Beliakova L., Pease V. et al. New, Single Zircon (Pb-Evaporation) Ages from Vendian Intrusions in the Basement beneath the Pechora Basin, Northeastern Baltica // Polarforschung. 1998. Vol. 68. P. 161–170.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. et al. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Collision tectonics / Eds. M.P. Coward, A.C. Ries. Geol. Soc. London, 1987. Spec. publ. N 19. P. 67–81.
- Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B. et al. The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early palaeozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // Precambrian Res. 2003. Vol. 122. P. 329–358.
- Kouznetsov N., Pavlenko T. Epicadomian terranes in the structure of the Uralian (Asian) frame of paleocontinent Baltica. Pre-Variscan terrane analysis of "Gondwanan Europe" // Schrft. Staatl. Mus. Miner. Geol. Dresden, 1998. N 9. S. 157–159.
- Linnemann U., Gehmlich M., Tichomirova M. et al. Tectonostratigraphic Events of the Peri-Gondwanan Basement of the Saxo-Thuringian Composite Terrane (Central European Variscides) // Schrft. Staatl. Mus. Miner. Geol. Dresden, 1998. N 9. S. 159–161.
- McKerrow W.S. Terrane assembly in the Variscan belt of Europe // Europrobe News. 1994. N 5. P. 4–5.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25. P. 956–983.
- Puchkov V. N. Structure and geodynamics of the Uralian orogen. Orogeny Through Time // Geol. Soc. Spec. Publ. / Eds. J.-P. Burg, M. Ford. 1997. N 121. P. 201–236.
- Puchkov V. N. Cadomides of the Urals and Taymyr: connections with Gondwanan Europe: Excursion Guide to Saxony, Thüringia, Bohemia // Schrft. Staatl. Mus. Miner. Geol. Dresden. 1998. N 9. S. 177–178.
- Scarrow J.H., Pease V., Fleutelot C., Dushin V. The late Neoproterozoic Enganepe ophiolite, Polar Urals, Russia: An extension of the Cadomian arc? // Precambrian Res. 2001. Vol. 110. P. 255–275.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G. et al. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic—a tale of Baltica and Laurentia // Earth Sci. Rev. 1996. Vol. 40. P. 229–258.
- Van der Voo R. Palaeozoic palaeogeography of North America, Gondwana and intervening displaced terranes: comparisons of palaeomagnetism with palaeoclimatology and biostratigraphical patterns // Bull. Geol. Soc. Amer. 1988. Vol. 100. P. 311–324.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОСПРЕДИНГОВЫХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОЯСА

История формирования океанической литосферы неразрывно связана с процессами спрединга, причиной которых являются конвективные течения в мантии [Добрецов, 1980, 1981; Добрецов, Кирдяшкин, 1993; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Колман, 1979; Кузьмин, 1985; Лобковский, 1988; Лобковский, Хаин, 1989; Пушаровский, Руженцев, 1985; Хаин, Ломизе, 1995; Dietz, 1961; Hess, 1962, 1964; Moores, Vine, 1971; Ophiolites..., 1984]. В ходе спрединговых процессов поступающие глубинные расплавы могут формировать различные типы магматических тел: в геодинамической системе при значительной горизонтальной компоненте движения преобладают дайковые серии типа “дайка в дайке”; в геодинамической системе с незначительной горизонтальной компонентой движения предпочтительно формируются комплексы пластовых тел типа “силл в силле”.

Океаническая литосфера, достигшая зон субдукции, нередко снова попадает в область влияния регионального растяжения. На начальных стадиях развития зон субдукции в условиях зарождающихся примитивных островных дуг возможно развитие спрединговых центров [Karson et al., 1985]. По мере эволюции зон субдукции, примитивные островные дуги сменяются более развитыми островодужными системами, с которыми также связаны процессы растяжения [Karig, 1970]. Взаимодействие океанических плит с островными дугами приводит к растяжению в тыловых областях последних, где происходит активный вулканизм и формируются рифтогенные структуры задуговых бассейнов.

В результате создается и постепенно наращивается литосфера океанического типа. Локализованные в ее верхней части комплексы (габбро, дайки, силлы, лавы) несут в себе информацию не только о геодинамической обстановке в целом, но по отдельным параметрам спрединга. Проведенные исследования офиолитовых комплексов, в первую очередь в пределах Уральской, Тянь-Шаньской и Алтае-Саянской областей [Куренков и др., 2002 и др.] (рис. 1), а также данные по другим складчатым поясам Земли показали, что разрезы многих из них отличаются как по своему строению, так и по петрогеохимическим характеристикам от разрезов “нормальной” океанической коры. Конкретными задачами настоящего

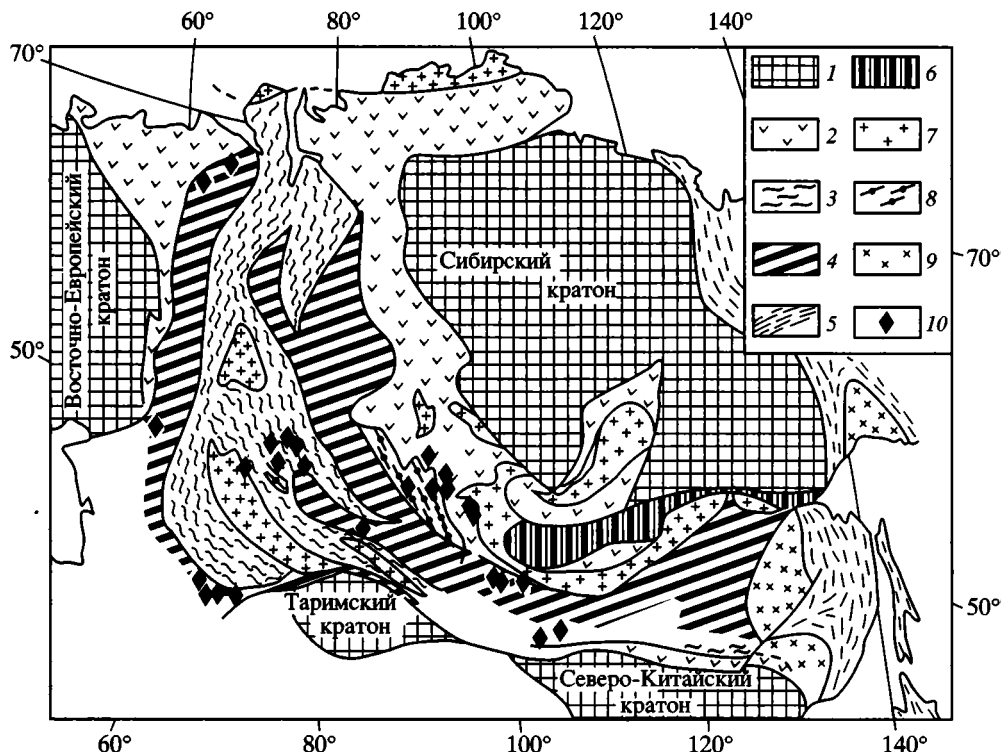


Рис. 1. Расположение изученных разрезов офиолитовых и островодужных комплексов в структуре Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса

1–9 – тектонические зоны Урало-Монгольского пояса (по: [Берзин и др., 1994]): 1 – кратоны, 2–6 – аккреционно-коллизонные системы с комплексами океанической коры, островных дуг и микроконтинентов (2 – позднерифейско-кембрийские, 3 – кембрийско-силурийские, 4 – ордовикско-раннекаменноугольные, 5 – позднепалеозойские, 6 – нерасчлененные позднепалеозойско-мезозойские), 7–9 – микроконтиненты и докембрийские сиалические блоки (7 – лавразийской группы, 8 – гондванской группы, 9 – прочие); 10 – изученные офиолитовые и островодужные разрезы

исследования являются выявления общих закономерностей и отличий в строении и развитии палеоспрединовых комплексов, составляющих Урало-Монгольский покровно-складчатый пояс, восстановление общей картины становления пояса.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОСПРЕДИНГОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Анализ изученных палеоспрединовых комплексов в пределах Урало-Монгольского пояса (таблица) позволил их типизировать по ряду параметров. Основой для подобной классификации послужили морфометрические параметры: линейность, ветвистость, дихотомирование, а также способ заполнения пространства – сплошной или рассредоточенный (рассеянный). По способу проявления спрединг также подразделяется на первичный и повторный, т.е. накладываются на уже сформированную океаническую кору.

Сравнительная характеристика палеоспрединовых комплексов Урало-Монгольского складчатого пояса

Объект	Воз- раст	φ, °	λ, °	пш, °	пр, °	Особенности комплексов	Типоморфные серии	Тип палео- структуры
Карашатский массив, Южная Тува	V-Є ₁	50.1	95.1	-7	325 (350)	Линейные дайки + силлы	N-MORB	КМ
Чон-Саир, Южная Тува	V-Є ₁	50.2	95.2	-	85	Линейные дайки	N-MORB	КМ
Куртушибинский мас- сив, Западный Саян	V-Є ₁	52.8	93.5	+5	270	Дайки 1-й генерации	N-MORB + E-MORB	СОХ
					280-300 (350)	Дайки 2-й генерации	Bon + IATB	ПОД
					80-90 (300) 325	Дайки 1-й генерации Дайки 2-й генерации	IATB IATB + BABB(?)	РОД ЗБ(?)
Шатский массив, Западная Тува	V ± Є ₁ ¹	51.3	90.7	-11	10 (30) -	Линейные дайки Хаотичные дайки с силлами	IATB + IACAB KNSA (ABABB)	РОД РОД + ЗБ
Курайский массив, Горный Алтай	V-Є ₁	50.0	88.6	-11	323 (355) -	Линейные дайки Хаотичные дайки с силлами	N-MORB Bon + IATB	СОХ ПОД
					50-60 (275) -	Линейные дайки Хаотичные дайки с силлами	N-MORB Bon	СОХ ПОД
Северо-Саянский мас- сив, Западный Саян	V-Є ₁	52.9	91.6	+14	345 (305)	Дайки 1-й генерации	N-MORB	СОХ, ЗБ(?)
Хан-Тайширский массив, Северо- Западная Монго- лия	V-Є ₁	46.3	96.1	+19	40 (47)	Дайки 1-й генерации	N-MORB	СОХ, ЗБ(?)
	Є ₁ ¹			-14	40 (47)	Дайки 2-й генерации + + силлы	Bon	ПОД
Наранский массив, Северо-Западная Мон- голия	Є ₁	46.3	96.5	+20	-	Дайки + силлы	Bon + IATB	ПОД

Окончание таблицы

Объект	Воз- раст	φ, °	λ, °	шп, °	пр, °	Особенности комплексов	Типоморфные серии	Тип палео- структуры
Баян-Хонгорский мас- сив, Северо-Западная Монголия	V–Є ₁	46.5	95.5	+23	330 (355) –	Линейные дайки Разноориентированные дайки 2-й генерации	N-MORB –	СОХ, ТР(?) ЗБ(?)
Караулчекинский мас- сив, Центральный Казахстан	O ₁	50.8	74.8	+15	–	"Силл в силле"	IACAB	РОД
Толпакский массив, Центральный Казах- стан	O ₁	50.8	74.8	+17	–	"Силл в силле"	IACAB	РОД
Базарбайский массив, Центральный Казах- стан	O ₂	49.3	73.3	+10	–	"Силл в силле"	IACAB + KNSA (ABABB)(?)	ЗБ
Массив Сыум-Кеу, Полярный Урал	O–S ₁	67.7	66.3	+10	20–25	Параллельные дайки + + силлы	Bon	ПОД
Войкаро-Сыньинский массив, Полярный Урал	O–S ₁	66.7	63.5	+11	40–50 (340–10) –	"Дайка в дайке" Многочисленные силлы + + единичные дайки	N-MORB Bon	СОХ ПОД
Шулдакский массив, Южные Мугоджары	D _{1–2}	48.5	58.7	+16	335 (75)	"Дайка в дайке"	N-MORB	СОХ, ЗБ(?)

Киргизатинский аллохтон, Южный Тянь-Шань	D ₁₋₂	40.1	72.5	+21	300 (340) –	Рои "дайка в дайке" Параллельные дайки + + силлы	N-MORB + + E-MORB + SAOIB SAOIB	COX(?) + OG OG
Ходжагаирский аллохтон, Южный Тянь-Шань	S ₂ -D	40.2	72.1	+23	–	"Силл в силле"	N-MORB + SAOIB	COX(?) + OG
Сартале, Южный Тянь- Шань	O ₃ -D	40.0	71.5	+24	–	Хаотичные дайки + силлы	SAOIB	OG
Нарынские офиолиты, Южный Тянь-Шань	S-D(?) D ₁₋₂ (?)	41.6	72.5	+20	85 (330) 350 (330)	"Дайка в дайке" Рои "дайка в дайке"	N-MORB(?) N-MORB(?)	TP TP
Хребет Дзолен, Южная Монголия	D ₁	43.5	102.8	+0.5	–	Многочисленные силлы + + единичные дайки	–	OG(?)
Хребет Гурван-Сайхан, Южная Монголия	D ₁	43.7	103.0	6	–	Многочисленные силлы + + единичные дайки	–	OG(?)

Примечание. ф, λ – координаты места отбора; пш – палеоширота; пр – простирание дайковых комплексов в современной и древней (в скобках) системах координат; типоморфные серии: N-MORB – нормальные толеитовые базальты срединно-океанических хребтов, E-MORB – обогащенные толеитовые базальты срединно-океанических хребтов, SAOIB – субщелочные серии океанических островов, Bon – бониниты, IATB – островодужные толеитовые базальты, IACAB – островодужные известково-щелочные базальты, BABB – толеитовые базальты задуговых бассейнов, KNSA (ABABB) – калиево-натриевые субщелочные серии (аномальные базальты задуговых бассейнов); тип палеоструктуры: КМ – развитие океанического рифтогенного бассейна при расколе древних сиалических блоков (современная ситуация: офиолиты Тихама-Азир – Красное море), COX – срединно-океанические хребты, TP – трансформные разломы, OG – внутриплитные океанические острова и гайоты, ПОД – примитивные островные дуги, РОД – развитые островные дуги, ЗБ – задуговые бассейны.

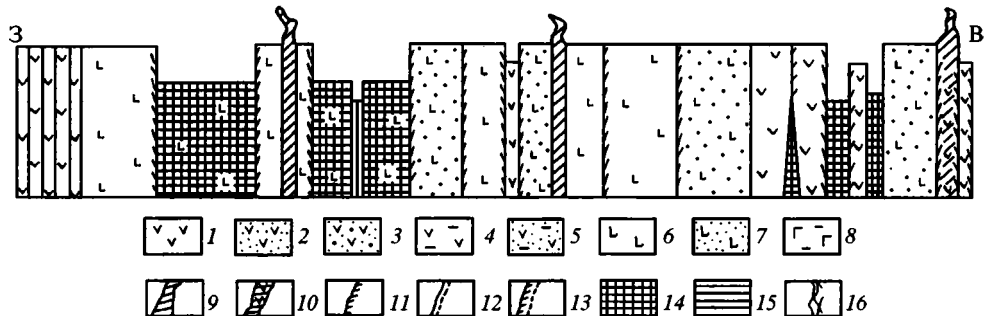


Рис. 2. Схема строения фрагмента разреза дайкового комплекса (западный склон горы Бахтыбай, Южные Мугоджары)

1–5 – диабазы: 1 – мелкозернистые, 2 – среднезернистые, 3 – крупнозернистые, 4, 5 – плагиопорфировые (4 – мелкозернистые, 5 – среднезернистые); 6–8 – габбро-диабазы: 6 – среднезернистые, 7 – крупнозернистые, 8 – плагиопорфировые; 9, 10 – жилородные диабазовые дайки: 9 – тонкозернистые, 10 – мелкозернистые; 11–13 – эндоконтакты: 11 – тонкозернистые, 12 – мелкозернистые, 13 – тонкозернистые с мелкозернистой оторочкой; 14, 15 – скрины: 14 – диабазов, 15 – микрогаббро; 16 – зоны тектонического дробления

Линейный спрединг. Линейный спрединг насыщенного типа (концентрированный спрединг) детально рассмотрен на примере Шулдакского дайкового комплекса Южно-Мугоджарских офиолитов [Куренков и др., 2002]. При таком типе спрединга раздвигание блоков происходит равномерно с примерно равной частотой импульсов. В строении дайкового комплекса Южных Мугоджар устанавливаются участки, наиболее адекватно отвечающие теоретической модели формирования комплексов “дайка в дайке”. Согласно этой модели, в результате раздвигания блоков коры каждая предыдущая дайка разрывается на две части и образовавшиеся половины расходятся друг от друга. В конечном итоге при достаточной продолжительности процесса раздвигания и внедрения, формируются пакеты магматических тел, состоящие из половинок даек (рис. 2). В результате образуются комплексы типа “дайка в дайке”, где преобладают линейно вытянутые отрезки. При этом, несмотря на продолжительность процесса раздвигания блоков, выдержанными оказываются векторы движения, о чем однозначно свидетельствует параллельность в простираниях даек. В поле напряжений постоянно действует сдвигающая компонента, но ее участие в спрединге не нарушает линейности.

В развитии спрединга линейного типа существует закономерная цикличность. На ранних фазах действия палеорифтовой системы происходит равномерно-импульсивное раздвигание – “фоновый” этап. Есть основания предполагать простую систему магмоподдачи: в промежуточных магматических камерах, остатки которых представлены в современной структуре горизонтами (силами?) офитового габбро, накапливается поступающий из зоны магмогенерации расплав. В каждый импульс спрединга благодаря избыточному давлению порция магмы поступает вверх, в конечном итоге образуя дайку и сопряженные с ней лавовые потоки – трубы. Затем, при сохранении параметров равномерности, возникают одновременно действующие центры (минипалеорифты) раздвижения – наступает “миницентровая” фаза, отличающаяся усложнением способа магмовыведения. Это обусловлено появлением вторичных магматических камер, становящихся той вязкой осно-

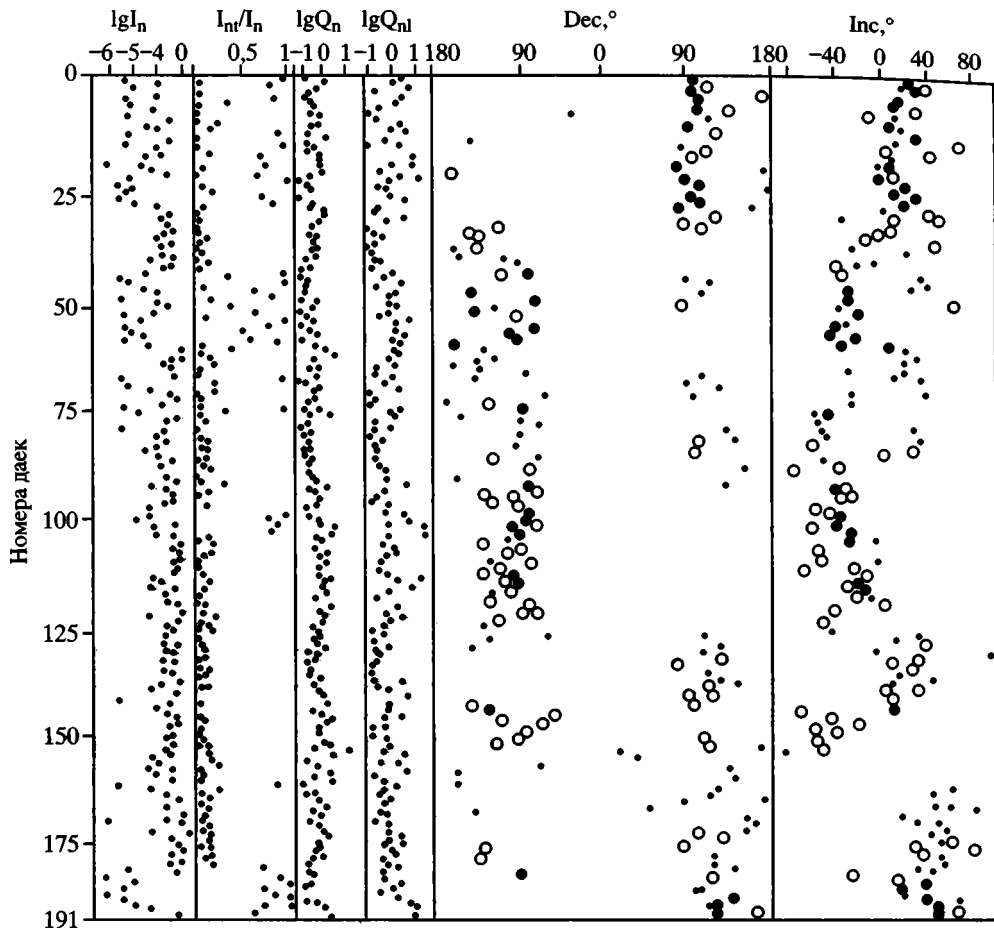


Рис. 3. Палеомагнитная характеристика фрагмента разреза параллельных даек р. Шулдак

Крупные кружки – склонение и наклонение намагниченности образцов “фоновых” даек; точки – то же, для даек поздних генераций. Залитые значки – палеомагнитно-надежные образцы, незалитые – палеомагнитно-ненадежные

вой, по которой “спредингуют” блоки отвердевшей верхней части океанической коры. Именно отсюда происходит окончательное поступление магмы на поверхность. Можно предполагать, что этому этапу спрединга соответствуют отдельные, но крупные вулканические постройки в рифтовых системах. Усложнения геодинамической картины спрединга на “миницентровом” этапе фиксируется специфическим процессом магматической эрозии, приводящей к образованию соответствующих брекчий в апикальных частях магматических камер. Видимо, такие магматические брекчии свидетельствуют о процессах раздвижения, происходящих в глубинных условиях.

Одновременно с затуханием одного палеорифта возникают новые – происходит перескок оси спрединга. Иногда джампинг может наступить позднее затухания. Время паузы определяется потребностью для внедрения кумулятивного пироксенового габбро и его последующей амфиболизации. Задерж-

ка геодинамической непрерывности раздвигания не фиксируется структурно – в закономерно повторяющихся циклах сохраняется линейность. Таким образом, джампинг не искажает линейность спрединга.

В современных срединно-океанических областях линейность подчеркивается параллелизмом границ полосовых магнитных аномалий. Правомочность подобного сопоставления подтверждается установленными двумя инверсиями магнитного поля в дайковом комплексе Шулдака в девонское время (рис. 3).

Второй отличительной чертой рассматриваемого типа спрединга является насыщенность пространства базитовым материалом. Особенно хорошо это видно в дайковых сериях. Здесь практически отсутствуют какие-либо иные вмещающие породы, кроме самих даек.

Линейные (насыщенные) спрединговые комплексы сопоставляются нами со структурами, формирующимися в областях новообразования коры океанического типа: срединные хребты современных океанов, центральные рифтовые зоны типа Красноморской или междуговых и задуговых бассейнов типа Филиппинского моря.

Спрединг насыщенного типа нередко протекает в геодинамической обстановке, когда его линейность нарушается. В структурном рисунке, который создают дайковые серии массива Хабарный (Сакмарская зона Южного Урала), вычитывается мозаично-блоковое строение [Перфильев, Херасков, 1980]. Отдельные блоки, формирование которых происходило в условиях линейного спрединга, повернуты относительно друг друга так, что направления осей палеоспрединга пересекаются под значительными углами. Сопоставления даек показывают, что блоки с локально проявленным линейным спредингом относительно разновозрастны. Незакономерное простираение осей палеоспрединга несомненно указывает на усложнение геодинамических условий формирования океанической палеокоры в обстановках задуговых бассейнов типа охотоморской [Куренков, Перфильев, 1984].

Не менее ярким примером нарушения линейного спрединга могут служить дайковые серии офиолитов Северо-Восточной Ферганы. Здесь зафиксированы две линейные системы даек, одна из которых сечет вторую, раннюю, практически под прямым углом (рис. 4).

Насыщенный спрединг нелинейного типа может фиксироваться ветвящимися и непрямолинейными дайковыми системами, находящимися в ассоциации с линейными дайковыми комплексами насыщенного типа. Такие ситуации распространены, например, в Боян-Хонгорской зоне каледонид Монголии [Куренков и др., 2002]. Подобные спрединговые ситуации можно связывать с более сложными геодинамическими обстановками, наблюдающимися в зонах сочленения рифтов и трансформных разломов (нодалные впадины).

Рассеянный спрединг. Опорными объектами для изучения базитов, формировавшихся в условиях рассеянного спрединга, послужили офиолиты: Южной Тувы (Карашатский, Чон-Саирский массивы), Наранский массив Северо-Западной Монголии, массивы Толпак, Базарбай, Караул-Чеку в Центральном Казахстане, массивы Дзолен, Гурван-Сайхан в Южной Монголии. Анализ строения их интрузивных и эффузивных комплексов показывает существенные отличия от аналогичных комплексов, формировавшихся в условиях концентрированного спрединга.

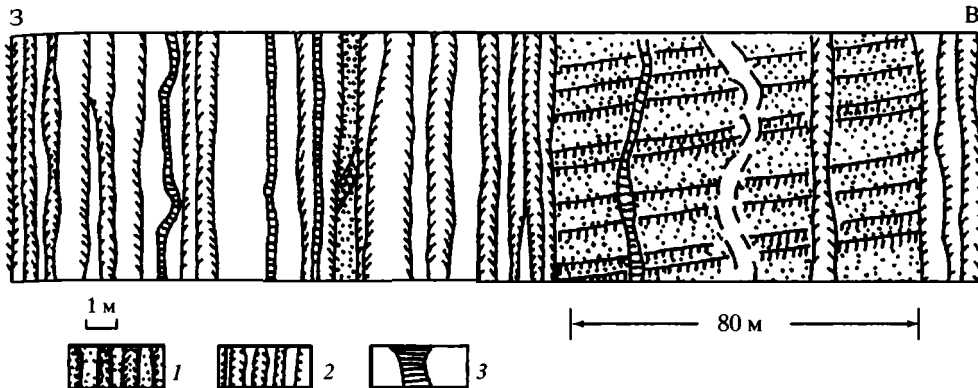


Рис. 4. Зарисовка участка развития двух дайковых систем по руч. Дайковый (правый приток руч. Кубагыльсай, Северо-Восточная Фергана)

1 – субширотные дайки микрогаббро и габбро-диабазов; 2 – субмеридиональные дайки диабазов; 3 – дайки афировых диабазов

Характерной чертой строения дайковых комплексов, формировавшихся в условиях рассеянного спрединга, является то, что они состоят из разобщенных дайковых роев мощностью от десятков метров до километров, разделенные междайковыми пространствами мощностью от сотен метров до первых километров. В таких роях дайки, как правило, линейные и выдерживают свои простирания в отдельных роях. В центральных частях роев формируются пакеты магматических тел типа “дайка в дайке”, которые по своим структурно-морфологическим параметрам мало отличаются от соответствующих характеристик комплексов, формировавшихся в условиях концентрированного спрединга.

Фланговые части таких роев сложены отдельными субпараллельными дайками, удаленными друг от друга на расстояния от первых до десятков метров. При этом мощность междайковых пространств закономерно увеличивается от центров роев к их флангам. Мощность самих фланговых даек невыдержанная, они могут расщепляться на два и более тела, иметь коленообразные изгибы, пересекать друг друга, меняя свои простирания от 10 до 60°.

В условиях рассеянного спрединга возникает ситуация, когда в верхней части коры образуются субгоризонтальные полости, заполняющиеся магмой. Часть из них могла служить промежуточными магматическими камерами, которые, застывая, формировали силловые комплексы, нередко построенные по типу “силл в силле”. Анализ изученных комплексов показывает, что появление многочисленных силловых образований в офиолитах является важнейшей диагностической характеристикой рассеянного спрединга. Особенно ярко это проявлено в офиолитах Центрального Казахстана, где слой 2В палеоокеанической коры в основном представлен силловыми образованиями (рис. 5).

Многие геодинамические параметры, свойственные концентрированному спредингу, сохраняются и в условиях рассеянного спрединга. Во всех детально изученных случаях рассеянного спрединга обязательно устанавлива-

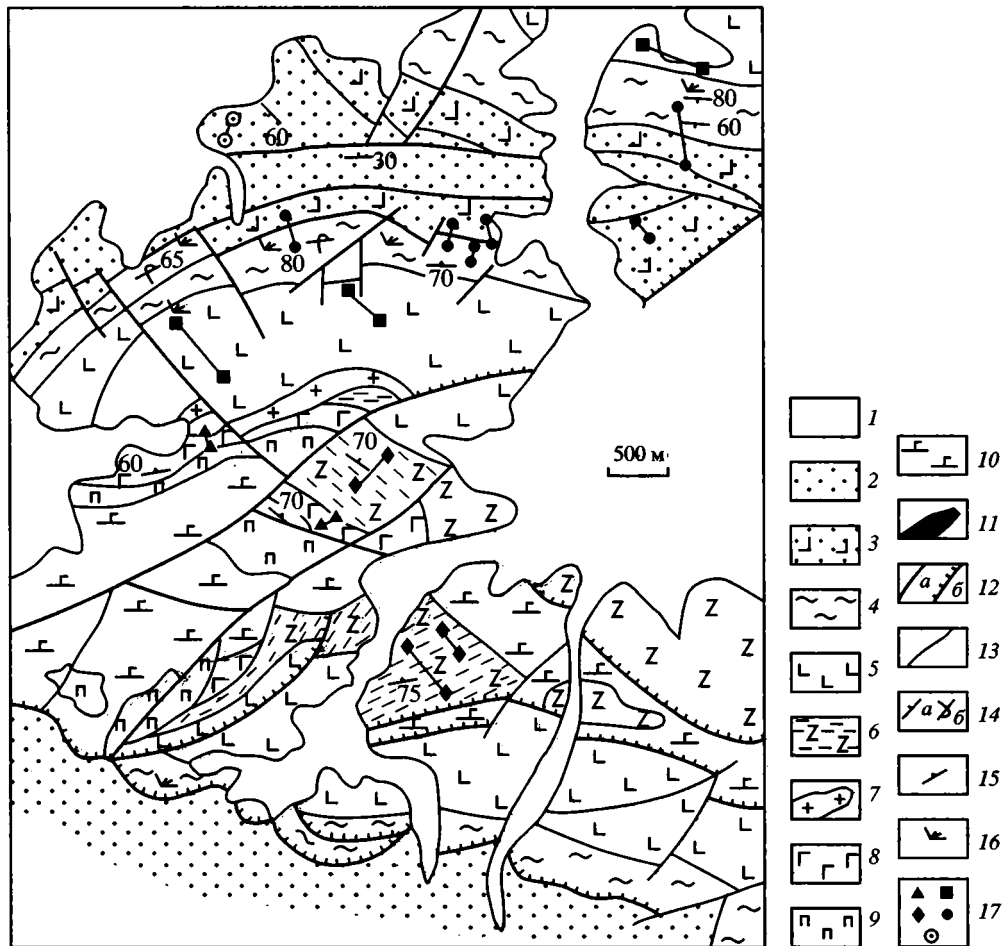


Рис. 5. Геологическая схема аллохтона Караулчеку Майкаин-Кызылтасской зоны (составил В.Г. Степанец)

1 – четвертичные отложения; 2 – песчаники и алевролиты (кошиакозекская свита); 3 – песчаники, кремнистые алевролиты, туфы и лавы среднего и основного составов (верхняя часть акозекской свиты); 4 – яшмы, кремнисто-глинистые и песчано-алевролитовые породы (нижняя часть акозекской свиты); 5 – пиллоу-базальты (караулчекская свита); 6 – диабазы и кератофиры силлового комплекса; 7 – плагиограниты; 8 – расслоенные габброиды; 9 – кумулятивные оливиниты, верлиты, лердолиты; 10 – серпентинизированные гарцбургиты и дуниты; 11 – серпентиниты; 12 – разломы (а), надвиги (б); 13 – геологические границы; 14, 15 – элементы залегания: 14 – слоистости (а – нормальное, б – опрокинутое), 15 – расчлененности; 16 – места находок конодонтов; 17 – места отбора ориентированных образцов

ется влияние сдвиговой компоненты и наличие перескока осей магмовыведения (джампинга).

В ряде случаев, на хорошо проявленные структуры концентрированного спрединга (первая фаза) накладываются образования, свойственные рассеянному спредингу (вторая фаза), “съедающая” на отдельных участках базитовую часть первой фазы (Куртушибинский хребет, Западный Саян). В спрединговых комплексах Южного Тянь-Шаня отмечается иная ситуация – на существенно редуцированные базитовые образования первой фазы (концент-

рированный спрединг) наложены хорошо выраженные комплексы с характерными морфоструктурными параметрами, свойственными геодинамическим ситуациям рассеянного спрединга.

Характерной особенностью повторного спрединга являются значительные различия в составах магм. Наблюдается отчетливая гомодромная последовательность, зафиксированная как в интрузивном, так и в эффузивном комплексах, согласно которой на начальных стадиях повторного спрединга поступают ультраосновные расплавы, быстро сменяющиеся дифференцированными толеитами. На поздних стадиях в верхние горизонты формирующейся коры поступают недифференцированные базальтовые магмы.

Офиолитовые комплексы, формировавшиеся в условиях повторного спрединга, могут сочетать в себе различные геодинамические обстановки; первая фаза, обычно связанная с условиями концентрированного линейного спрединга, могла образоваться в пределах срединно-океанических хребтов, вторая – примитивных островных дуг (Войкаро-Сынынский массив, Полярный Урал) или задуговых бассейнов (массив Шатский, Западная Тува).

Установление возрастного интервала, в течение которого формировались магматические части разрезов офиолитовых комплексов, позволяет разделить их на короткоживущие и долгоживущие. К первым можно отнести офиолиты Южных Мугоджар (Южный Урал), Северо-Восточной Ферганы (Тянь-Шань), Чон-Саира (Южная Тува), Ягельного меланжа (Корякское нагорье [Диденко и др., 1990]), Тайтао (западное побережье Чили [Nelson et al., 1994]) и Тихама-Азир (Красноморский регион [Coleman et al., 1975]), от момента образования до обдукции которых прошло не более 10–20 млн лет, а порой – первые миллионы лет. Как правило, такие образования формировались в условиях однофазного концентрированного или рассеянного спрединга.

Значительное число офиолитовых комплексов формировалось более длительное время (до 100 млн лет). При этом следует подчеркнуть, что они были образованы в два и более этапа: Сартале (Южный Тянь-Шань), Хан-Тайшири (Западная Монголия), значительная часть Алтае-Саянских, Семайл (Оман [Boudier, 1982; Gass et al., 1985; Manning, Coleman, 1984; Oman ophiolite, 1981; Pallister, 1981, 1987]), Бей оф Айлендс (Ньюфаундленд [Malpas, 1977]) офиолитовых ассоциаций. Именно в этих объектах проявлен повторный спрединг.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОСПРЕДИНГОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Большой объем детально изученных образцов горных пород из различных палеоспрединговых комплексов Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса позволил создать представительную базу оригинальных данных [Куренков и др., 2002] и выяснить определенные геохимические особенности магматических систем, принимавших участие в спрединговых процессах венда – среднего палеозоя. В данном разделе предпринята попытка синтеза накопленных данных и на этой основе рассмотрены геодинамические процессы, в которых формировались спрединговые комплексы. Большая степень измененности пород палеоспрединговых

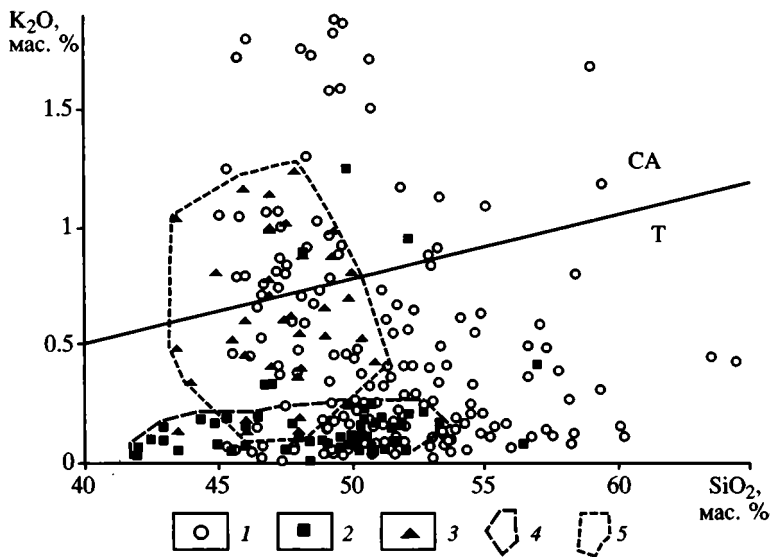


Рис. 6. Диаграмма $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ для пород из палеоспрединовых комплексов Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса

1–3 – фигуративные точки составов пород из спрединговых комплексов палеоокеанов: 1 – Палеоазиатского, 2 – Уральского, 3 – Туркестанского; 4, 5 – поля составов пород из палеоокеанов: 4 – Уральского, 5 – Туркестанского. СА – известково-щелочные породы; Т – толеитовые серии (по данным: [Лутц, 1980])

серий потребовала применение методик комплексного анализа, с последовательным использованием петрологических, петрохимических, геохимических, минералогических методов, и изучение расплавных включений в сохранившихся реликтах первичных магматогенных минералов. В данном разделе петрогеохимические характеристики рассматриваются в целом для наиболее крупных океанических ассоциаций, формировавших палеоспрединовые системы трех основных океанов прошлого: Палеоазиатского, Уральского и Туркестанского.

Петрохимические данные. Гистограммы распределения отдельных элементов в породах палеоспрединовых комплексов показывают, что по содержанию SiO_2 преобладают базальтовые системы – 46–54%. В то же время, отчетливо выделяется несколько групп со средними значениями TiO_2 – 0.4, 0.8, 1.8 и свыше 2 %. Группа с минимумом титана характеризует островодужные комплексы. Другие две группы отвечают образованиям срединно-океанических хребтов и задуговых бассейнов. Максимальными содержаниями TiO_2 обладают магматические палеоспрединовые комплексы, формирование которых могло происходить внутри плит океанической литосферы. Устанавливается относительно однородное распределение магния в породах палеоспрединовых комплексов Урало-Монгольского складчатого пояса с преобладанием значений в интервале 6–12%. По содержанию калия явно преобладают низкокалиевые (до 0.4% K_2O) магматические системы.

По распределению щелочей в зависимости от SiO_2 составы пород из палеоспрединовых комплексов располагаются как в области нормальной щелочности, так и в поле щелочных серий. Это характерно для спрединговых

комплексов всех трех рассмотренных палеоокеанов. Большой разброс данных отмечается для пород из структур Палеоазиатского океана. Наиболее компактное поле, с преобладанием щелочных серий, образуют фигуративные точки составов пород из палеоспрединовых комплексов Туркестанского океана.

По содержанию калия среди изученных пород палеоспрединовых комплексов преобладают толеитовые характеристики (рис. 6). При этом породы палеоспрединовых комплексов Уральского палеоокеана обладают минимальными значениями калия, располагаясь исключительно в толеитовой области, по сравнению с широким разбросом данных по Палеоазиатскому океану. Палеоспрединовые комплексы Туркестанского палеоокеана имеют как известково-щелочные, так и толеитовые характеристики. По содержанию калия они существенно отличаются от пород Уральского палеоокеана. Данные по Палеоазиатскому океану обладают наиболее широкими вариациями, практически полностью перекрывая фигуративные точки составов пород Уральского и Туркестанского океанов.

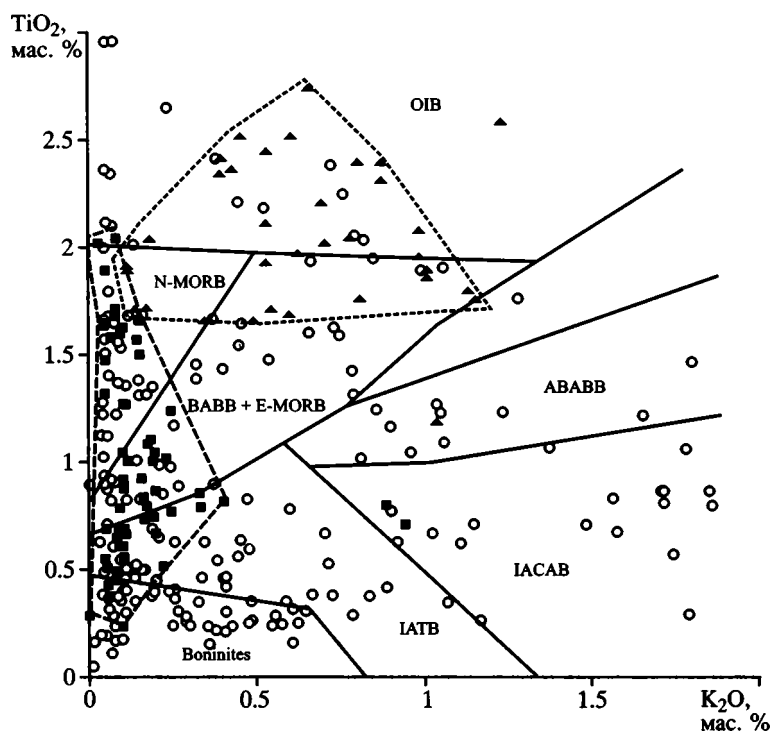


Рис. 7. Диаграмма K_2O – TiO_2 для пород из палеоспрединовых комплексов Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса

Поля составов пород (построены с использованием материалов: [Миронов, 1990; Зоненшайн и др., 1995]): OIB – базальты океанических внутриплитных островов; N-MORB – нормальные базальты срединно-океанических хребтов; BABB + E-MORB – базальты задуговых бассейнов и обогащенные базальты срединно-океанических хребтов; ABABB – аномально обогащенные базальты задуговых бассейнов; Boninites – бониниты; IATB – островодужные толеитовые базальты; IACAB – островодужные известково-щелочные базальты. Остальные условные обозначения см. на рис. 5

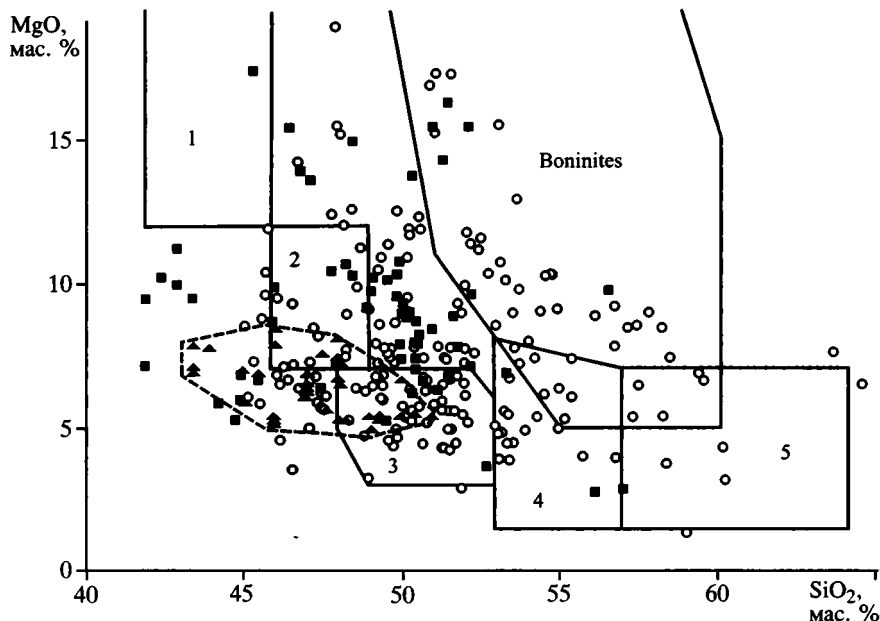


Рис. 8. Диаграмма $\text{SiO}_2\text{--MgO}$ для пород из палеоспреди́нговых комплексов Урало-Монго́льского покровно-складчатого пояса. Построена с использованием материалов: [Симонов, Буслов и др., 1994; Симонов, Добрецов, Буслов, 1994]

Поля составов пород: 1 – пикробазальты, 2 – оливиновые базальты, 3 – базальты, 4 – андезибазальты, 5 – андезиты. Boninites – составы бонинитов западной части Тихого океана. Остальные условные обозначения см. на рис. 5

Диаграмма $\text{K}_2\text{O--TiO}_2$ отчетливо показывает различие в петрохимических характеристиках рассмотренных палеоспреди́нговых комплексов трех океанов (рис. 7), что является отражением особенностей геодинамических условий формирования этих ассоциаций. Как и на предыдущих диаграммах, наибольший спектр значений компонентов отмечается для Палеоазиатского океана, палеоспреди́нговые комплексы которого развивались в разнообразных океанических и островодужных обстановках, включая системы задуговых бассейнов. Низкокальциевые породы Уральского палеоокеана распределяются вдоль оси TiO_2 , показывая достаточно устойчивую и несложную систему развития примитивной островной дуги с бонинитами на океанической литосфере. Составы пород Туркестанского палеоокеана заметно отличаются от данных по структурам Уральского и фиксируют океанические характеристики с преобладанием высокотитанистых магматических комплексов, близких к ассоциациям внутриплитных океанических островов.

Развитие палеоспреди́нговых комплексов Туркестанского палеоокеана в условиях океанической литосферы подтверждаются данными по соотношению титан–железистость. Для Уральского палеоокеана спреди́нговые процессы развивались также в океанических условиях, но с переходом в обстановку примитивных островных дуг с бонинитами. Палеоспреди́нговые комплексы Палеоазиатского океана формировались как в океанических, так и в островодужных системах, с отчетливым бонинитовым трендом. На диа-

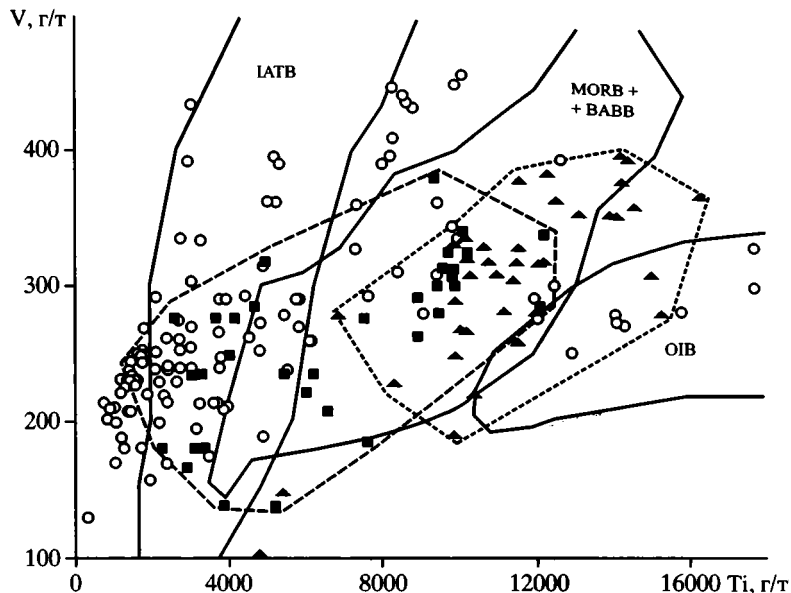


Рис. 9. Диаграмма Ti–V для пород из палеоспрединовых комплексов Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса. Построена с использованием материалов: [Shervais, 1982]

Поля составов пород: IATB – островодужные толеитовые базальты; MORB + BABB – базальты срединно-океанических хребтов и задуговых бассейнов; OIB – базальты океанических внутриплитных островов. Остальные условные обозначения см. на рис. 5

грамме SiO₂–MgO (рис. 8) видно, что бониниты достаточно хорошо представлены среди палеоспрединовых ассоциаций Палеоазиатского океана, есть и среди комплексов Уральского палеоокеана и совершенно не характерны для Туркестанского палеоокеана.

Геохимия редких элементов. Петрохимические данные позволили сделать выводы о преобладающих для каждого из трех палеоокеанов палеогеодинамических обстановках развития спрединговых систем. В то же время, многие петрохимические компоненты изменяют свои значения в ходе воздействия вторичных процессов. Поэтому, учитывая значительную степень преобразования рассмотренных пород из палеоспрединовых комплексов, необходимо проанализировать геохимию редких элементов, обладающих относительной устойчивостью по отношению к вторичным процессам.

По соотношению Ti–V, так же, как и по петрохимическим данным, виден существенный разброс фигуративных точек составов пород из палеоспрединовых комплексов Палеоазиатского океана (рис. 9). Для Туркестанского палеоокеана фигуративные точки располагаются в полях океанических островов и срединно-океанических хребтов, тогда как для Уральского палеоокеана характерны условия срединно-океанических хребтов, переходящие в островодужные.

На диаграмме Ni–Ti/Cr фигуративные точки составов пород из палеоспрединовых комплексов Туркестанского палеоокеана располагаются в виде компактного поля в океанической области (рис. 10). Для Уральского палеоокеана отчетливо виден тренд со снижением Ti/Cr, при росте значе-

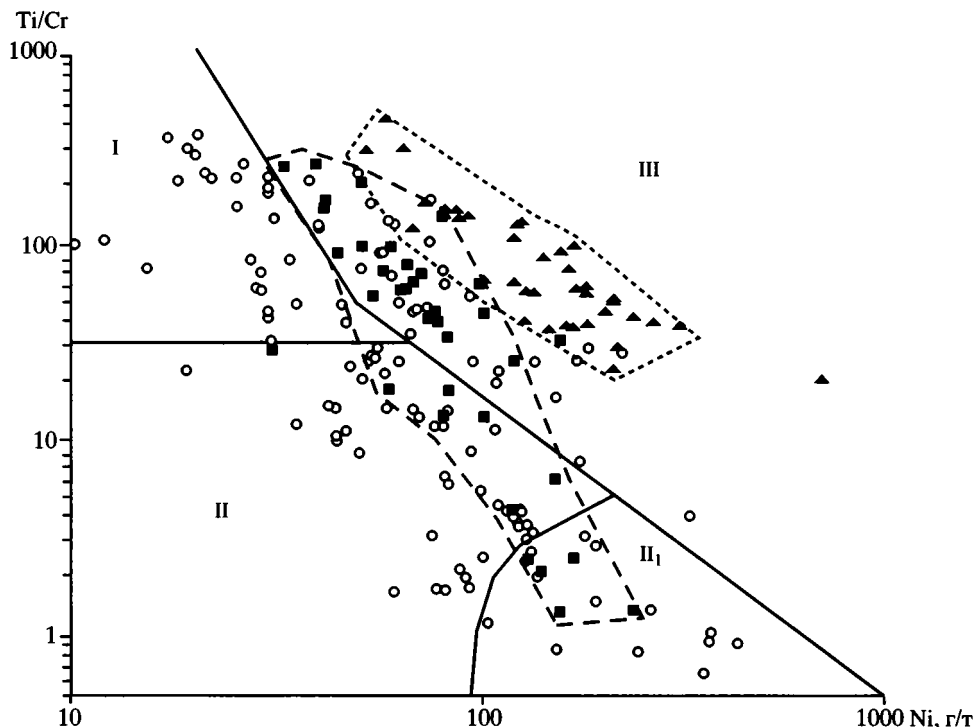


Рис. 10. Диаграмма Ni–Ti/Cr для пород из палеоспрединовых комплексов Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса. Построена с использованием материалов: [Симонов, 1993; Симонов, Добрецов, Буслов, 1994; Bessalova et al., 1983]

Поля составов пород: I – умеренно титанистые островодужные серии; II – низкотитанистые островодужные серии (II₁-бониниты); III – высокотитанистые серии срединно-океанических хребтов и задуговых бассейнов. Остальные условные обозначения см. на рис. 5

ний Ni, от океанических характеристик к условиям примитивных островных дуг с бонинитами. Палеоспрединовые комплексы Палеоазиатского океана могли формироваться во всех возможных палеогеодинамических ситуациях. Особенно хотелось бы отметить значительное количество точек, попадающих в поле с минимальными значениями Ti/Cr и максимальными Ni, в котором располагаются только составы пород из бонинитовых серий западной части Тихого океана.

Соотношения наиболее устойчивых к вторичным процессам иттрия и циркония рассмотрены для Палеоазиатского и Уральского палеоокеанов (рис. 11). На диаграмме видно, что точки составов пород палеоспрединовых комплексов Палеоазиатского океана попадают в поля задуговых бассейнов и островодужных систем с бонинитами. Для пород Уральского палеоокеана отмечается преобладание островодужных характеристик.

Составы первичных минералов и расплавных включений. В результате многолетних исследований и просмотра нескольких тысяч образцов из палеоспрединовых дайковых комплексов Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса оказалось, что только в отдельных пробах из офиолитов Горного Алтая, Кузнецкого Алатау, Южной Тувы и Полярного Урала при-

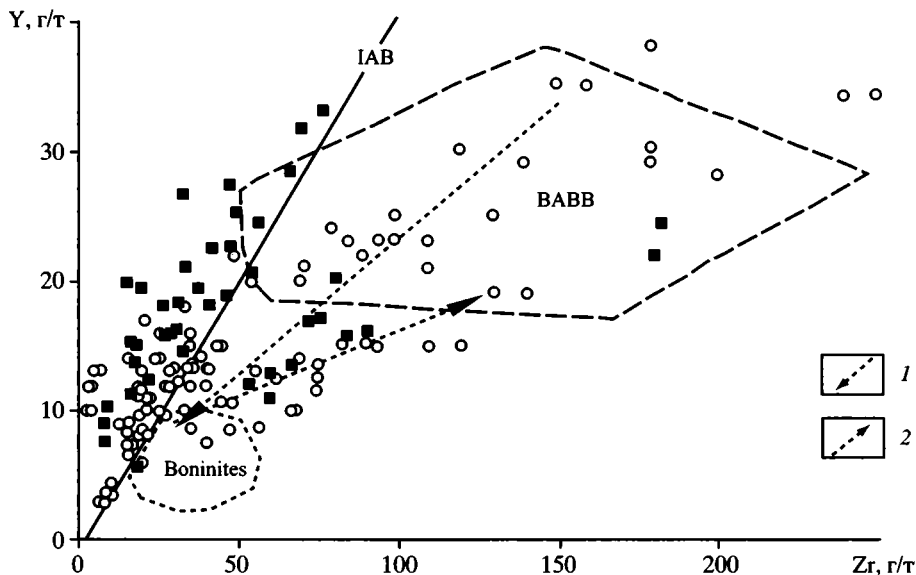


Рис. 11. Диаграмма Zr–Y для пород из палеоспрединговых комплексов Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса. Построена с использованием материалов: [Симонов, Добрецов, Буслов, 1994; Зоненшайн и др., 1995]

Поля составов пород: BABBB – базальтов задуговых бассейнов; Boninites – бонинитов; IAB – отношение Y/Zr в островодужных базальтах. 1, 2 – тренды офиолитов: 1 – Горного Алтая, 2 – Кузнецкого Алатау. Остальные условные обозначения см. на рис. 5

сутствуют первичные магматогенные минералы, представленные в основном хромшпинелидами и клинопироксенами. Составы хромшпинелидов из бонинитовых серий Курайских офиолитов (Горный Алтай) соответствуют данным по минералам из бонинитов западной части Тихого океана [Симонов, Добрецов, Буслов, 1994].

На диаграмме $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{TiO}_2$ (рис. 12, Б) для составов клинопироксенов из порфиров палеоспрединговых комплексов Палеоазиатского океана видно, что характеристики минералов из разных офиолитовых ассоциаций существенно различаются. Составы клинопироксенов Горного Алтая обладают минимальными значениями титана и приурочены к тренду пироксенов из бонинитов западной части Тихого океана. Минералы из порфиров офиолитов Кузнецкого Алатау располагаются в островодужном поле, обладая более высокими содержаниями титана по сравнению с пироксенами из бонинитовых серий. По своему составу клинопироксены из пород Южной Тувы резко отличаются от минералов из других офиолитовых ассоциаций, прежде всего, существенно более высокими содержаниями титана. Они располагаются в области океанических пироксенов и приурочены к полю минералов из пород океанических островов и гайотов, что может свидетельствовать о воздействии глубинных мантийных плюмов на условия магмогенерации. Для клинопироксенов из палеоспрединговых комплексов Уральского палеоокеана устанавливаются более однообразные характеристики – преимущественно островодужные (со значительной приуроченностью к бонинитовому тренду) с переходом в океаническую область.

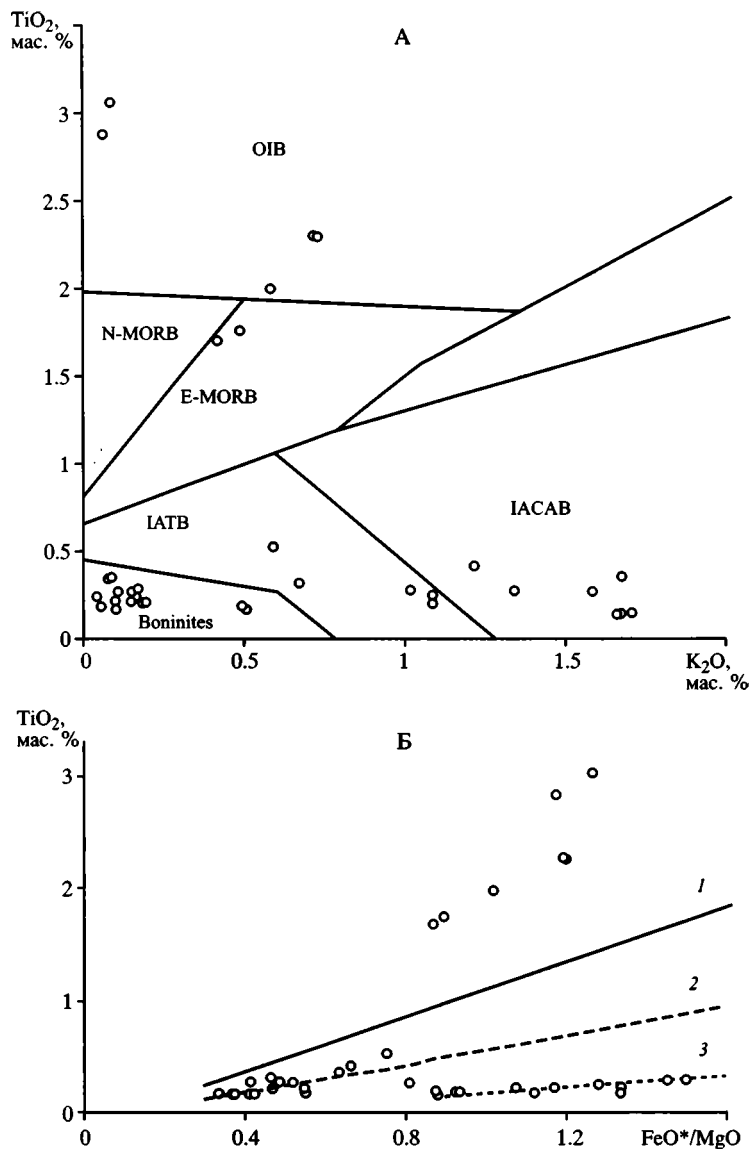


Рис. 12. Диаграммы K_2O - TiO_2 (А) и FeO^*/MgO - TiO_2 (Б) для гомогенизированных расплавных включений в клинопироксенах из пород палеоспрединовых комплексов Палеоазиатского океана. Построены на основе оригинальных данных с использованием материалов: [Мионов, 1990; Симонов, 1993; Симонов, Добрецов, Буслов, 1994]

На А: OIB – базальты океанических внутриплитных островов; N-MORB – нормальные базальты срединно-океанических хребтов; E-MORB – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов; IATB – островодужные толеитовые базальты; IACAB – островодужные известково-щелочные базальты; Boninites – бониниты.

На Б тренды: 1 – океанических толеитовых базальтов (срединно-океанические хребты), 2 – островодужных толеитовых и известково-щелочных базальтов, 3 – бонинитовых серий

В целом, результаты анализа первичных магматогенных минералов подтверждают выводы, основанные на петрохимических и геохимических данных.

Расплавные включения удалось найти и исследовать только в минералах из единичных образцов пород палеоспрединовых комплексов Палеоазиатского океана с сохранившимися первичными магматогенными клинопироксенами (офиолиты Горного Алтая, Кузнецкого Алатау и Южной Тувы). На диаграммах составы гомогенизированных расплавных включений отчетливо распадаются на три группы (см. рис. 12), характеризую магматические системы, развивавшиеся в различных палеогеодинамических обстановках. Фигуративные точки составов включений с наибольшими значениями титана (офиолиты Южной Тувы) указывают на ситуации внутриокеанических островов. Расплавы с минимальными значениями титана и калия (офиолиты Горного Алтая) отвечают геодинамическим обстановкам развития примитивных островных дуг с бонинитовыми сериями. Широкие вариации содержания калия при незначительных количествах титана характерны для магматических систем развитых островных дуг (офиолиты Кузнецкого Алатау).

Эти три типа магматических систем характерны для формирования палеоспрединовых комплексов различных офиолитовых ассоциаций (реликтов структур Палеоазиатского океана), и результаты исследования расплавных включений подтверждают петролого-геохимические и минералогические данные о развитии рассмотренных палеоспрединовых процессов в конкретных и существенно различающихся палеогеодинамических обстановках.

РЕКОНСТРУКЦИИ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА В ПАЛЕОЗОЕ

Базовым каркасом для магнитотектонических реконструкций послужили данные по основным континентальным массивам Евразии и Северной Америки. Для расчета положений Восточно-Европейской, Сибирской, Северо-Китайской, Таримской и Южно-Китайской плит в палеозойское время использованы траектории кажущейся миграции движения полюсов [Печерский, Диденко, 1995; Bai et al., 1987; Didenko, Pechersky, 1993; Li, 1990; Nie, 1991; Seguin, Zhai, 1992; Torsvik et al., 1992]. Данные для расчета положения Северо-Американской плиты заимствованы из работ: [Gordon et al., 1984; Niocaill, Smethurst, 1994; Van der Voo, 1988, 1990, 1993]. Положения Гондваны показаны на основании известных схем: [Scotese, 1984; Scotese et al., 1979; Scotese, McKerrow, 1990]. Кроме того, были учтены палеомагнитные материалы, полученные для ряда террейнов гондванского происхождения [Pickering, Smith, 1995; Trench et al., 1992].

Существенным отличием представленных ниже реконструкций от реконструкций других авторов [Зоненшан и др., 1987, 1990; Моссаковский и др., 1996; Пучков, 2000; Шенгер и др., 1994; Briden, Duff, 1981; Pickering, Smith, 1995; Scotese, McKerrow, 1990; Sengor et al., 1993; Sengor, Natal'in, 1996]

является использование палеомагнитных данных по офиолитам и другим структурам Урало-Монгольского складчатого пояса, представляющих собой его “начинку”. Это позволило реконструировать абсолютные простирания некоторых срединно-океанических и островодужных спрединговых зон, маркируемых дайковыми сериями. Полученные данные можно разделить на четыре группы (см. таблицу).

1. Офиолиты Алтае-Саянской области и Озерной зоны Монголии, имеющие в основном венд-раннекембрийский возраст и окончательно сформировавшиеся в краевых частях Палеоазиатского океана. Палеомагнитные определения по этим объектам по своей надежности не равнозначны. Наряду с представительными данными, есть определения с достаточно низкой надежностью, но в целом они хорошо согласуются между собой от Кузнецкого Алатау на севере до Озерной зоны Монголии на юге, что позволяет говорить о выделении палеомагнитного направления, близкого к времени образования всех объектов.

2. Офиолиты и вулканические комплексы Казахстана (ордовик), возникшие в малых океанических бассейнах или в островодужных условиях закрывавшегося палеоокеана [Печерский, Диденко, 1995; Турманидзе и др., 1991]. В этой части для массивов с континентальной корой Северо-Западного Казахстана и Южного Урала использованы данные И.А. Свяжиной [Свяжина, 1988; Свяжина, Коптева, 1991].

3. Офиолиты среднеордовикского–среднедевонского возраста, образовавшиеся в различных океанических бассейнах: Палеоуральском, Туркестанском и Южно-Монгольском. В этой части использованы результаты В.Л. Клишевича и А.Н. Храмова по океаническим комплексам Туркестанского океана, шарьированных на Алайский микроконтинент [Клишевич, Храмов, 1993, 1995].

4. Вулканические и вулканогенно-осадочные комплексы силурийско-девонского и девонско-каменноугольного возрастов вулканического пояса Центрального Казахстана [Гришин и др., 1997; Печерский, Диденко, 1995] и Саурской палеодуги [Диденко, Морозов, 1999].

При палеомагнитном исследовании значительной части палеозойских объектов Урало-Монгольского складчатого пояса было получено направление вторичной послескладчатой компоненты, совпадающей, как правило, с рассчитанным пермским палеомагнитным направлением в точке отбора. На этом основании мы датируем эту компоненту как позднепалеозойскую и используем ее при построении реконструкции на пермское время. Кроме того, для этого времени использованы результаты по Южной Монголии [Pruner, 1987, 1992].

Ниже представлены реконструкции, охватывающие интервал времени от позднего венда до позднего палеозоя. Впервые подобные реконструкции были опубликованы в работе А.Н. Диденко и его соавторов [1994], затем были несколько изменены и дополнены [Диденко, 1997; Диденко и др., 2001; Куренков и др., 2002].

Конец венда – первая половина раннего кембрия (рис. 13). Реконструкция для этого интервала разработана нами на основании глобальных палинспастических реконструкций и указаний о положении континентальных блоков [Piper, 1982; Палеомагнитология, 1982; Храмов, Печер-

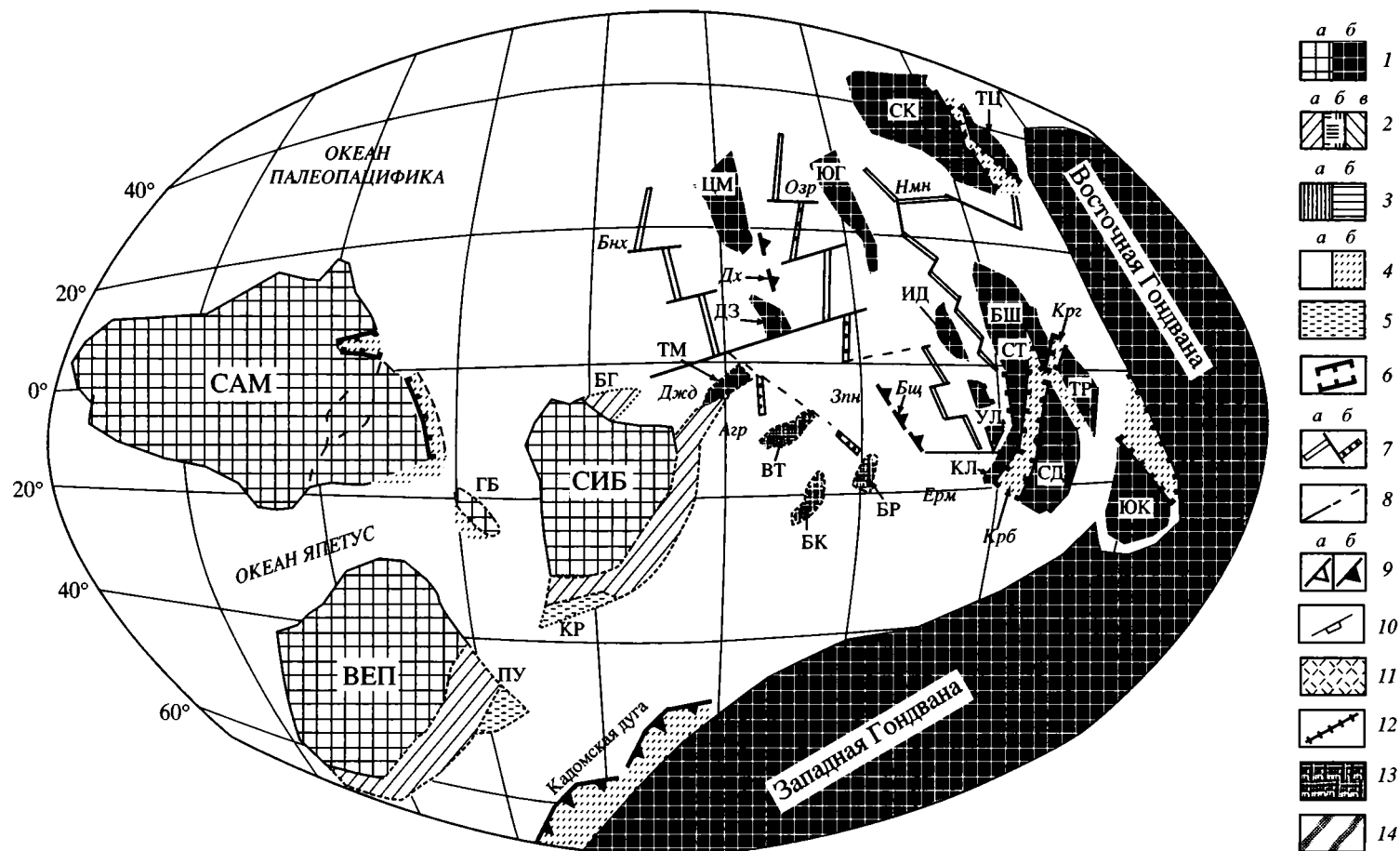
ский, 1983; Scotese, 1984; Зоненшайн и др., 1990; Scotese, McKerrow, 1990; Dalziel, 1991; McKerrow et al., 1992; Torsvik et al., 1995; и др.]. Положения Северо-Американского и Восточно-Европейского (Балтия) континентов на этих реконструкциях с небольшими вариациями практически повторяют друг друга. Для расчета положения Сибирской плиты мы использовали значение вендских полюсов Р.А. Комиссаровой и В.Э. Павлова [Палеомагнитные направления..., 1984; Павлов, 1994] и данные о положении Сибири в экваториальной зоне в позднедокембрийское время [Зоненшайн и др., 1990].

Согласно предположению ряда авторов, в конце рифея существовал суперконтинент Родиния (Rodinia) с субмеридиональной ориентировкой расположения континентов от 50–60° с.ш. до 60° ю.ш., где Балтия занимала экваториальное положение (например: [Dalziel, 1991]). К началу венда этот суперконтинент распался и Балтия испытала смещение до 60° ю.ш. [Torsvik et al., 1995]. Тому факту, что в венде Балтия находилась в высоких южных широтах, вероятно, рядом с Гондваной (см. рис. 13), не противоречат геологические данные. Так, по предположению А.А. Моссаковского с соавторами [Моссаковский и др., 1996] в позднем рифее – венде в результате отделения Балтии от Гондваны заложилась структура Протоураля.

В соответствии с нашей реконструкцией, Сибирь и Лаврентия располагаются, в основном, в тропическом поясе Южного полушария, Восточно-Европейский континент – существенно южнее, а Уральская окраина – за 60° ю.ш. Возможно, в это же время между Лаврентией, с одной стороны, и Восточно-Европейским и Сибирским континентами – с другой – начал развиваться океан Япетус [Pickering, Smith, 1995]. Группа гондванских континентов располагалась южнее (Южная Америка) и восточнее (Африка, блоки восточной Гондваны), занимая пространство от Южного полюса до 20–30° Северного полушария. Между Восточно-Европейским и Сибирским континентами существовали структуры Прототетиса, реликты которого мы фиксируем, вероятно, в протоуральском основании.

Реликты протоуральских вулканогенных комплексов в настоящее время известны только на Полярном Урале. На северо-востоке и севере Балтию окружали рифтовые структуры Прототетиса и Протояпетуса, с которыми Протоуральский бассейн соединялся. На востоке между Сибирью и Восточной Гондваной существовал Палеоазиатский океан, где формировались структуры и блоки (?) будущего каледонского Казахстанского континента.

Палеоокеанические структуры аккреционных Алтае-Саянской и Западно-Монгольской зон рассматриваются нами как реликты Палеоазиатского океана. На реконструкции показано, что этот океан располагался между Сибирским и Восточно-Гондванским континентами (см. рис. 13). Он достигал в поперечнике 3–4 тыс. км и открывался на север, смыкаясь с Палеопацификой (Панталассой). В юго-западной части океана, примыкавшей к Сибирскому континенту, в это время существовала серия краевых морей и островных дуг (Олоkitская, Енисейско-Саянская, Таймырская), сопряженных с Муйским, Гарганским и Карским микроконтинентами – осколками Сибирского континента. Совокупность этих структур может рассматриваться как



прообраз активной континентальной окраины Западно-Тихоокеанского типа. В восточной, пригондванской, части океана формировался обширный окраинно-континентальный вулканический пояс (активная континентальная окраина андийского типа).

За счет вращения по часовой стрелке Восточной Европы между последней и Северо-Американской плитами начал развиваться палеоокеан Япетус [Pickering, Smith, 1995]. В венде и начале раннего кембрия в результате рифтинга Восточной Гондваны происходила ее деструкция, сопровождавшаяся отделением системы континентальных блоков, сместившихся затем в центральную часть палеоокеана (см. рис. 13). Вероятно, некогда единый Палеоазиатский океан распался на серию обособленных океанических бассейнов – Озерный, Ней-Монгольский, Джидинский, Западно-Саянский, Ерементавский и другие, – разделенных микроконтинентами [Диденко и др., 1998].

Многочисленные вендские грабены сохранились по краям многих микроконтинентов гондванского типа [Руженцев, Бурашников, 1995; Тектоника Казахстана..., 1982; Хераскова, Самыгин, 1992]. Они заполнены мелководными отложениями кварц-аркозовой и спарагмитовой формаций, включая тиллоиды и щелочные базальтоиды. В кембрии на микроконтинентах гондванского типа формируются осадочные чехлы углеродисто-карбонатно-кремнистых с фосфоритами отложений. Одновремен-

Рис. 13. Магнитотектоническая реконструкция Палеоазиатского океана и основных континентальных блоков для конца венды – первой половины раннего кембрия

Условные обозначения к рис. 13–19

1 – континенты, микроконтиненты и блоки Лавразийского (а) и Гондванского (б) рядов; 2 – аккреционные зоны, возникшие в конце рифея (а), на границе среднего–позднего кембрия (б) и среднего–позднего ордовика (в); 3 – континентальные массивы, сформировавшиеся в начале девона (а) и позднем палеозое (б); 4 – бассейны с океанической (а) и переходной (б) корой; 5 – остаточные и наложенные флишеидные прогибы; 6 – рифтогенные структуры; 7 – простирающие оси спрединга (а) и роев диабазовых даек неясного генезиса (б); 8 – трансформные разломы и сдвиги; 9 – вулканические дуги, отмирающие (а) и активные (б) с направлением падения зон субдукции; 10 – окраинно-континентальные пологие зоны субдукции; 11 – наземные краевые вулканические пояса; 12 – офиолитовые швы (сутуры); 13 – блоки с неизвестным фундаментом; 14 – зоны складчатости, возникшие на рубеже девона и карбона.

Буквами обозначены:

микроконтиненты, массивы и блоки: АВ – Авалонский, АМ – Актау-Моинтинский, БГ – Баргузинский, БК – Батеневский краж, БР – Баратальский, БШ – Бейшаньский, ВТ – Восточно-Тувинский, ГБ – Гиперборейский, ГС – Гиссарский, ДЖ – Джунгарский, ДЗ – Дзабханский, ИД – Илийско-Джунгарский, ИЛ – Илийский, КК – Каракорумский, КЛ – Кулундинско-Кокчетавский (на рис. 14 и 15 – Кулундинский), КР – Карский, КЧ – Кокчетавский, МА – Монгольский Алтай, МГ – Мугоджарский, ПУ – Полярноуральский, СД – Сырдарьинско-Каракумский, СК – Северо-Китайский, СП – Северо-Памирский, СТ – Северо-Тяньшаньский, ТБ – Тибетский, ТМ – Тувино-Монгольский, ТР – Таримский, ТЦ – Тибет-Цайдамский, УЛ – Улутауский, ХБ – Ханган-Бурейский, ЦД – Цайдамский, ЦМ – Центрально-Монгольский, ЮГ – Южно-Гобийский, ЮК – Южно-Китайский;

вулканические дуги: Ба – Байдулет-Акбастуская, Бщ – Бошекульская, Вд – Витимо-Джидинская, Вт – Восточно-Тувинская, Дх – Дариби-Хархириная, Зс – Западно-Саянская, Кл – Каледонская, Мг – Магнитогорская, Ск – Салаиро-Кузнецкая, Сл – Селетинская, Сп – Степнянская, Ср – Салаирская, Су – Саурская, Тв – Таванская, Тк – Таконская, Ут – Уралтауская (Губерлинская), Хх – Хаирханская, Чг – Чингизская, Шм – Шар-Муренская;

бассейны (океанические котловины) и прогибы: Агр – Агардагский, Анч – Ануйско-Чуйский, Бнх – Баянхонгорский, Бишн – Бейшанский, Вкл – Восточно-Кунылуьнский, Вмг – Внутренне-Монгольский, Джд – Джидинский, Джн – Джалаир-Найманийский, Ерм – Ерементавский, Зас – Зайсанский, Зпс – Западно-Саянский, Крб – Каратау-Байконурский, Крг – Курутагский, Лмв – Лемвинский, Мох – Монголо-Охотский, Нмн – Ней-Монгольский, Озр – Озерной зоны, Скм – Сакмарский, Трк – Туркестанский, Ххт – Хангай-Хэнтэйский, Цнл – Циньлинский, Южм – Южно-Монгольский

но с конца рифея в западной части палеоокеана начался процесс аккреции островных дуг. Комплексы западной рифейской активной окраины обдуцировали на сибирские микроконтиненты и вместе с ними соединялись с Сибирским континентом, образуя древние (байкальские) складчатые зоны по периферии последнего. В пределах собственно палеоокеана в это время начинают формироваться раннекембрийские островные дуги: Улан-Шандинская, Хан-Тайширская энсиматические и Бошекульская энсиалическая.

На западной периферии Палеоазиатского океана и севернее (примерно на 2000 км) Сибирской плиты существовал Баян-Хонгорский бассейн (см. рис. 13). Спрединговый хребет этого бассейна мог являться частью (одной из ветвей) рифтовой системы Палеопацифики, так как характеристики вещественного состава базальтов и габбро Баян-Хонгорского офиолитового комплекса свидетельствуют о срединно-океаническом их генезисе [Изох и др., 1990; Kerezhinskas et al., 1991]. Располагался Палеоазиатский океан между 20–30° с.ш. и 20° ю.ш. Долготные размеры палеоокеана, вероятно, были также не менее 2000–2500 км (см. рис. 13).

Таким образом, процесс эволюции Палеоазиатского океана в венде – раннем кембрии был асимметричным и выражался в перемещении блоков земной коры с востока на запад [Моссаковский и др., 1993]. Процессы деструкции и растяжения на востоке компенсировались аккрецией и сжатием на западе вдоль края Сибирского континента.

Для этого временного среза есть ряд палеомагнитных определений (см. таблицу), которые достаточно равномерно распределены по площади (с севера на юг) Палеоазиатского океана. Относятся они, в основном, к офиолитам различного генезиса: от СОХ-типа (Баян-Хонгор) через офиолиты примитивных (бониниты) островных дуг до коры бассейнов красноморского типа (Карашатский) и подводных гор. Линейное расположение большинства из них (за исключением офиолитов Баян-Хонгорского и Карашатского массивов) от 20° с.ш. до 20° ю.ш. на реконструкции (см. рис. 13), возможно, несет в себе некий элемент искусственности.

Располагая изученные объекты подобным образом, мы учитывали идею о существовании единой меридиональной вулканической дуги среднекембрийского возраста в центральной части Палеоазиатского океана [Зоненшайн и др., 1990]. Вероятно, в этой линейной зоне на океанической коре формировались энсиматические вулканические дуги. О широком распространении в венд-кембрийское время островных дуг с явно выраженными бонинитовыми характеристиками у восточной (ныне южной) окраины Сибири известно по многочисленным работам [Симонов, Добрецов, Буслов, 1994].

Конец раннего – средний кембрий (рис. 14). Положение континентов лавразийской группы с венд-кембрийского рубежа почти не изменилось. Произошло небольшое (около 10°) смещение на север Восточно-Европейской и Северо-Американской плит. Сибирь и Восточная Европа вращались против часовой стрелки, скорость этого вращения составляла не более 0.5° за миллион лет. За счет вращения Восточной Европы против часовой стрелки, а Северной Америки – по часовой стрелке в юго-западном направлении продолжал открываться океан Япетус [Pickering, Smith, 1995].

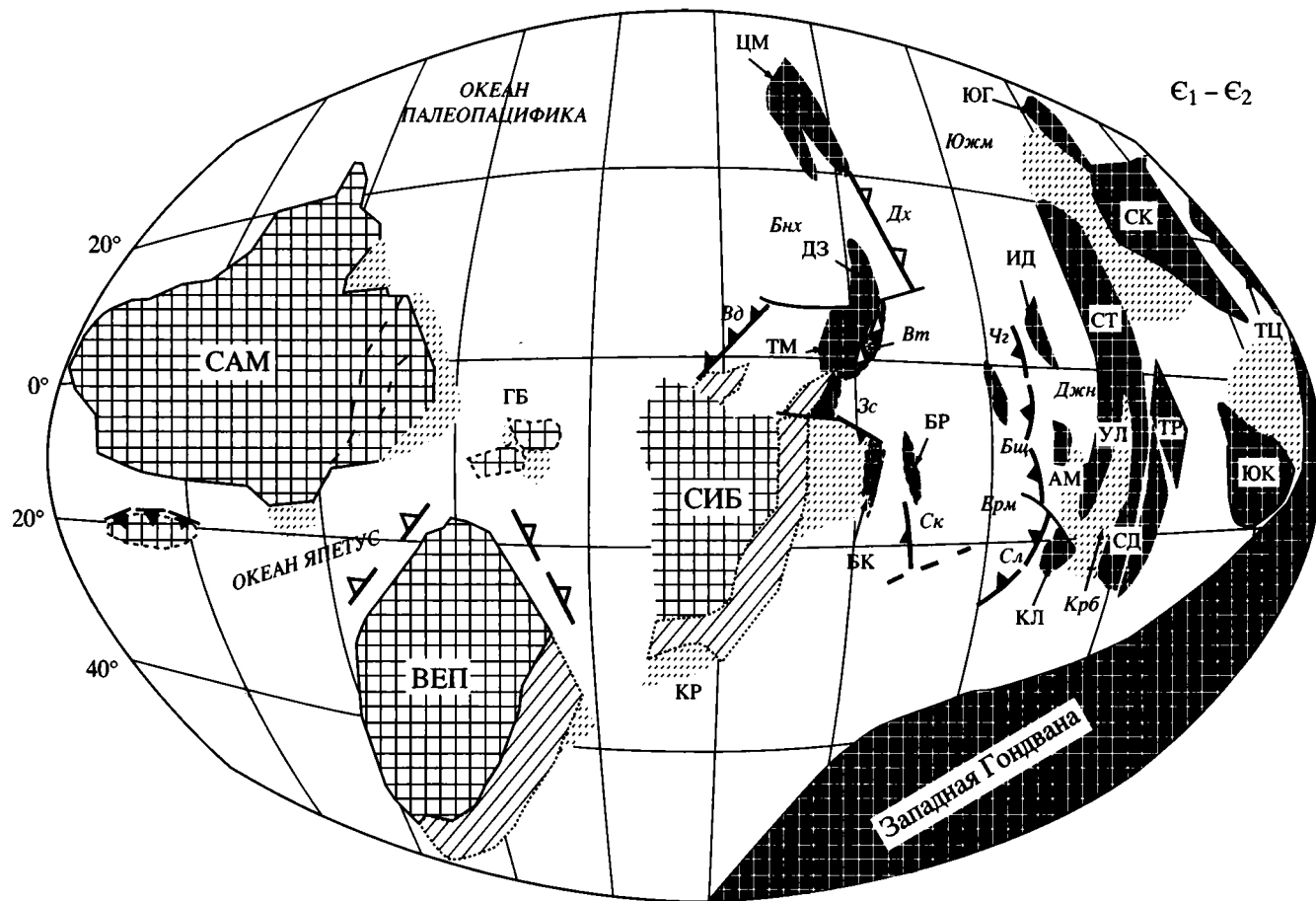


Рис. 14. Магнитотектоническая реконструкция Палеоазиатского океана и основных континентальных блоков для раннего–среднего кембрия
Условные обозначения см. на рис. 12

Во второй половине раннего и в среднем кембрии отмеченная выше тенденция асимметричного развития Палеоазиатского океана в целом сохранилась (см. рис. 14). Океанические бассейны продолжали расширяться. Процесс раскрытия более интенсивно проявился на севере, где гондванский Дзобханский микроконтинент с нижнепротерозойским супракрустальным комплексом существенно приблизился к Сибирскому континенту [Моссаковский и др., 1993; Козаков и др., 1999]. Параллельно продолжалась тектоническая дифференциация палеоокеана в связи с формированием системы островодужных поднятий и задуговых бассейнов. По поводу природы Дзобханского микроконтинента существует и другая точка зрения, предполагающая “сибирское”, а не “гондванское” происхождение блока [Гибшер и др., 2000].

Два палеомагнитных определения этого возраста (см. таблицу, рис. 14) соответствуют объектам островодужного и задугового генезиса (Средне-терсинский и Курайский массивы). В это время образуются Западно-Саянская, Салаирско-Кузнецкая, Витимо-Джидинская, Дариби-Хархиринская, Селетинская, Бошекульская и Чингизская дуги.

В позднем кембрии в юго-западной части палеоокеана проявилась новая фаза аккреции, которая привела к формированию салаирид: Восточный Саян, северный край Западного Саяна, Тува, Кузнецкий Алатау, Прибайкалье, Озерная и Джидинская зоны, нарастивших Сибирский континент.

Ранний ордовик (рис. 15). Положение континентов лавразийской группы к этому временному рубежу значительно изменилось. Северо-Американская и Восточно-Европейская плиты испытали развороты против часовой стрелки: первая на 10–15°, вторая на 40–50°. Сибирь с небольшим вращением против часовой стрелки, так же, как и два других материка лавразийской группы, сместилась к северу на 15–20°. Материки гондванской группы испытали значительное смещение на восток более чем на 1000 км [Зоненшайн и др., 1990; Scotese, 1984], в результате чего между Восточно-Европейской и Сибирской плитами, с одной стороны, и Западной Гондваной – с другой существенно расширился океанический бассейн – Палеотетис-I, имевший северб-восточное-юго-западное простиранье.

Происходит перестройка структуры Палеоазиатского океана. Появляются новые, небольшие океанические бассейны (Зайсанский, Центрально-Казахстанский, Бейшаньский) с офиолитами ранне-среднеордовикского возраста. Параллельно возникают новые (Шар-Мурэнская) и активизируются древние (Бошекуль-Чингизская и Салаирская) островные дуги. К западу и к востоку от этих структур располагались области мощной терригенной седиментации: Западный Саян, Алтай, Хангай-Хэнтэйский бассейн, Джалаир-Найманская зона. Перестройка бассейна произошла на фоне перемещения всего ансамбля океанических структур с юга на север с одновременным поворотом против часовой стрелки. Особенно резко поворот проявился в северной части палеоокеана, которая отделялась от южной части зоной трансформных разломов.

Палеомагнитные определения для этого времени принадлежат офиолитовым комплексам Чингизской вулканической дуги и океаническому

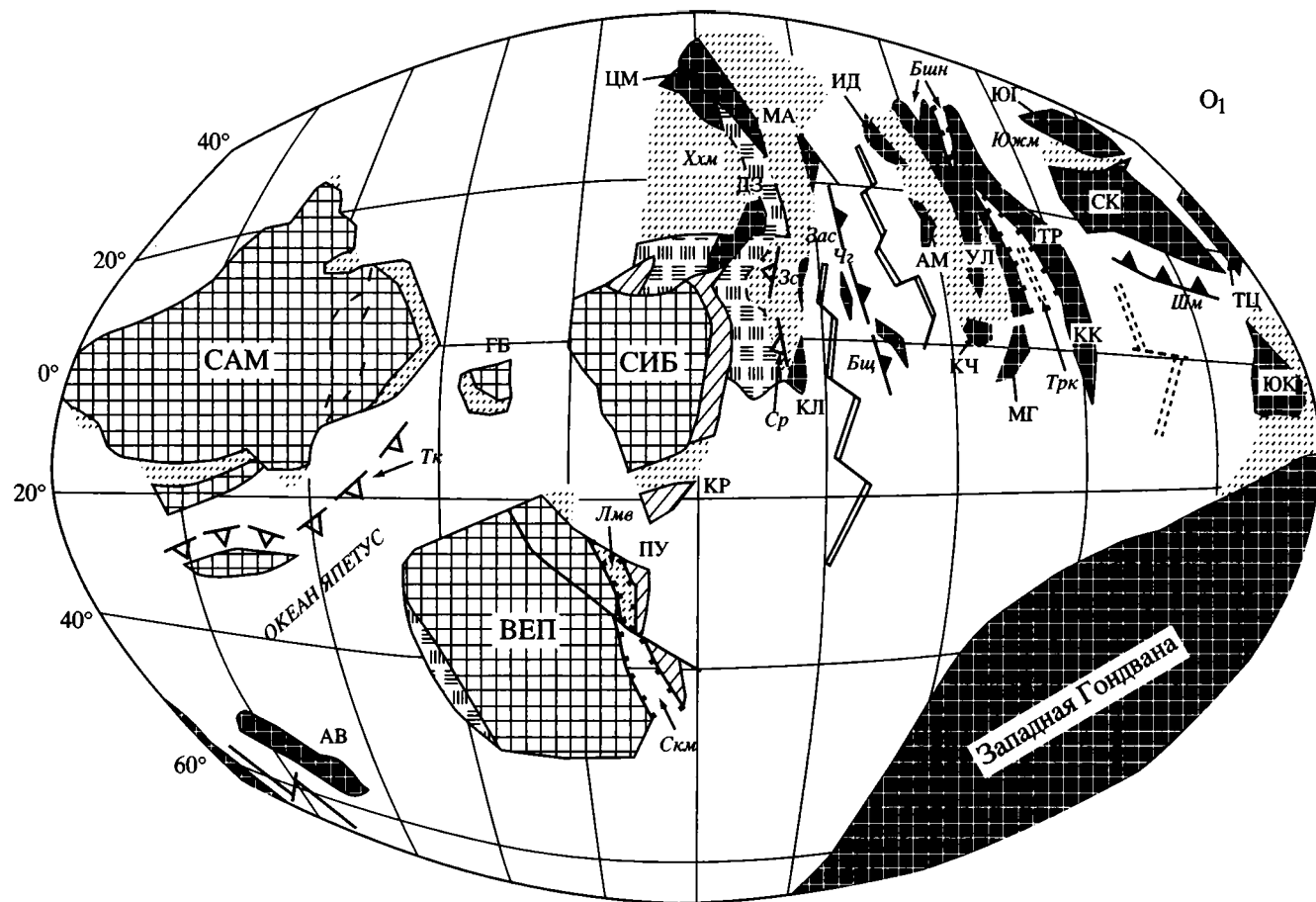


Рис. 15. Магнитотектоническая реконструкция Палеоазиатского океана и основных континентальных блоков для раннего ордовика
Условные обозначения см. на рис. 12

бассейну восточнее этой дуги (см. таблицу). Использованы данные по Мугоджарскому и Кокчетавскому континентальным массивам [Свяжина, Коптева, 1991], расположенным на восточной окраине Палеоазиатского океана в экваториальной зоне (см. рис. 15). Объекты Центрального Казахстана имеют палеошироты от 19° с.ш. (офиолиты Архарсу) до 1–2° ю.ш. (Агырекский аллохтонный комплекс). Это связано, вероятно, с субмеридиональным простираем как самой Чингизской вулканической палеодуги, так и бассейнов с океанической корой западнее и восточнее ее. Можно заключить, что субмеридиональные структуры Палеоазиатского океана как в момент его зарождения, так и в зрелую его пору были доминирующими (см. рис. 12–14).

Средний ордовик – ранний силур (рис. 16). К этому времени расположение основных континентальных блоков и бассейнов между ними существенно не изменилось. Сибирь, Восточная Европа и связанные с ними досреднеордовикские аккреционные комплексы сместились на 10° к северу, Северо-Американская плита осталась практически в той же позиции. Однако в характере вращения Сибирской и Восточно-Европейской плит произошли существенные изменения.

Для первой из них, Сибири, изменился знак вращения – она стала вращаться по часовой стрелке. Этот поворот продолжался всю дальнейшую историю развития этой плиты не только в палеозое, но и в мезозойско-кайнозойское время [Храмов, 1991; Andrew, 1985].

Для второй, Восточно-Европейской, плиты максимальная скорость широтного смещения на юг отмечалась на рубеже 450–470 млн лет и составляла более 5 см/год [Диденко и др., 2001; Печерский, Диденко, 1995]. Примерно в это же время на короткий период изменился знак вращения плиты – она стала вращаться по часовой стрелке. Ее скорость вращения в интервале 440–460 млн лет достигла 1.5° за 1 млн лет. Вероятно, смена знака вращения плиты (~470 млн лет) фиксирует начало раскрытия Уральского палеоокеана в раннем–среднем ордовике, основные черты которого сформировались к концу ордовикского времени [Руженцев, 1976; Зоненшайн и др., 1990; Диденко и др., 1994, 2001; Пучков, 1996, 2000].

Палеоширота образования Войкаро-Сыньинского и Сыум-Кеуского офиолитовых массивов составляет 8–14° с.ш., простираение зоны палеоспредиинга – северо-северо-западное. Время приобретения этой компоненты намагниченности магматическими породами офиолитов, исходя из возраста пород [Савельев, 1997; Симонов и др., 1998], можно считать средне-позднеордовикским. Это направление значительно отличается от рассчитанных направлений как с Восточно-Европейского, так и с Сибирского континентов на 460 млн лет. Широтное “зияние” между местом образования офиолитов и прилегающим краем Восточной Европы могло составлять не менее 10° (см. рис. 16). Северо-восточнее палеоокеанического бассейна находился Сибирский континент, обращенный к нему современной арктической окраиной.

Меридиональная ориентация Восточно-Европейского и Сибирского континентов в этом временном интервале отличается более чем на 100° от современной. Этот факт и широтное зияние между континентами позволяют говорить об их существенно различной кинематике и принад-

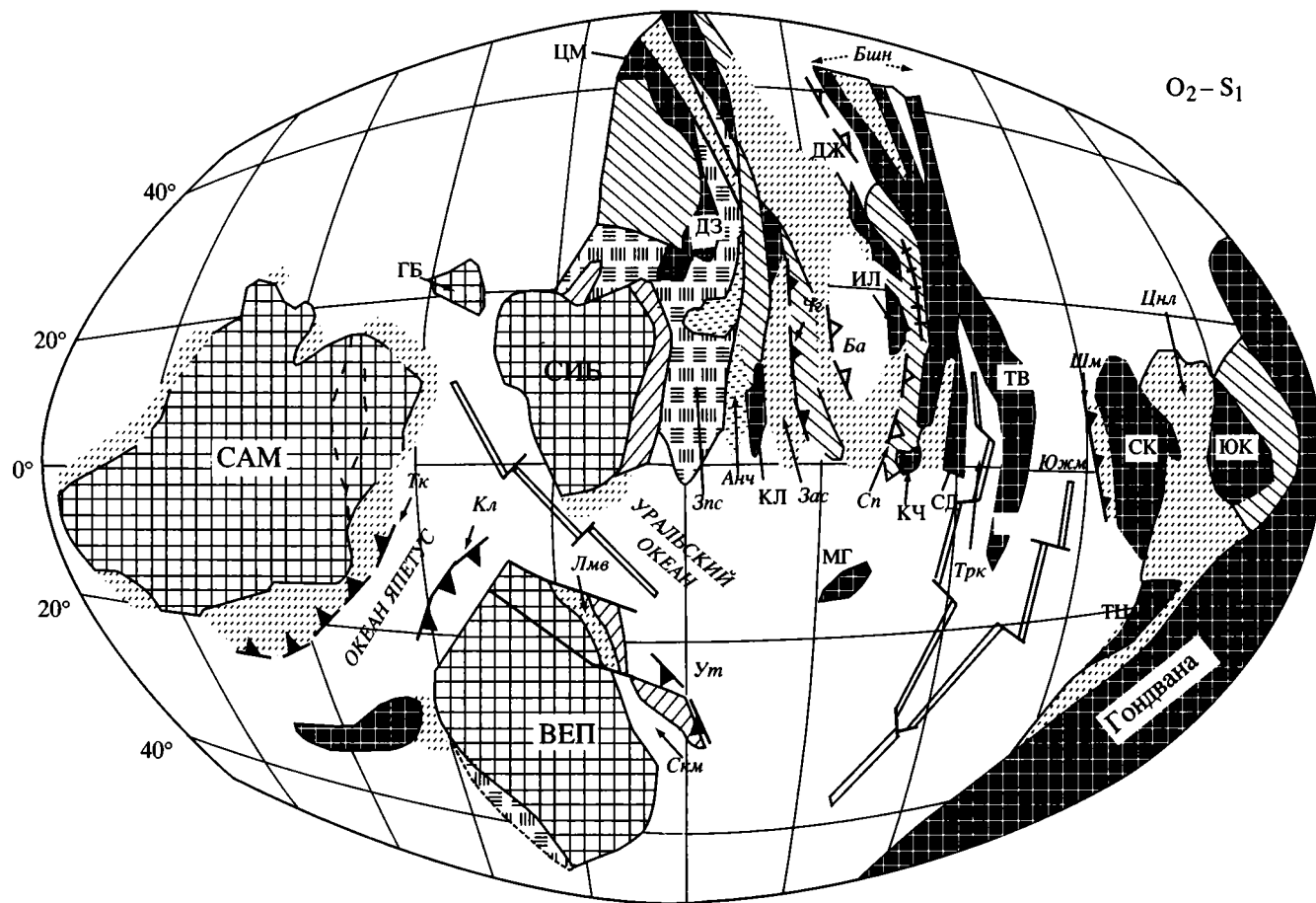


Рис. 16. Магнитотектоническая реконструкция Уральского, Туркестанского, Южно-Монгольского палеоокеанов и основных континентальных блоков для среднего ордовика – раннего силура
Условные обозначения см. на рис. 12

лежности к различным литосферным плитам. Вероятно, эволюцию Уральского палеоокеана нельзя отождествлять с классическим циклом Вильсона [Wilson, 1966], когда одни и те же континентальные обрамления океанических бассейнов сохраняются от начала раскрытия до их закрытия.

Островодужные формации Восточного склона Урала (Малоуральский пояс) формировались, вероятно, у Сибирско-Казахстанской окраины на 15–20° ю.ш. И только в последующие эпохи, в результате относительного вращения по часовой стрелке композитного Сибирско-Казахстанского континента, эти формации были совмещены с собственно Уральскими структурами.

Согласно нашей реконструкции, Восточно-Европейский континент (его уральский край) находится в тропических широтах Южного полушария (см. рис. 16). Это положение согласуется с наличием протяженного позднеордовикского барьерного рифа на севере Урала [Антошкина, 1999; Антошкина, Елисеев, 1991; Пучков, 1993]. Именно в это время формируются основные океанические бассейны Урала – Сакмарский, Магнитогорско-Войкарский и др. Палеомагнитные исследования Войкаро-Сыньинских и Хадатинских офиолитов Полярного Урала показывают, что собственно палеоокеаническая структура Урал в это время имела северо-северо-западное простирание и находилась в тропических широтах Северного и Южного полушарий. Северо-восточным ограничением Уральского океана могла быть на это время арктическая (современные координаты) окраина Сибирского континента. О поперечных размерах палеоокеана сказать что-то определенное трудно, так как он имел, исходя из наших данных, простирание от северо-западного до субмеридионального. Судя по наличию здесь полного формационного ряда, свойственного зрелым океанам, она могла превышать 2 тыс. км.

Общая тенденция сокращения площади Палеоазиатского океана наиболее полно проявилась в позднем ордовике (см. рис. 15), когда аккреционные процессы охватили Алтай, Хангай-Хэнтэйский район Монголии, Бейшань, Северный Тянь-Шань, Центральный Казахстан. В результате у восточной (юго-западной ныне) окраины Сибири возник обширный каледонский аккреционный Казахстано-Киргизский массив, включавший также Кокчетавский, Улутауский, Северо-Тяньшаньский микроконтиненты. Следует отметить, что в этот процесс вовлекаются центральные области палеоокеана, где располагалась зрелая Чингизская вулканическая дуга [Самыгин и др., 1987]. Иными словами, к концу ордовика произошло постепенное отмирание Палеоазиатского океана. Лишь местами здесь сохранились реликтовые бассейны с океанической (субокеанической) корой, существовавшие до середины силура (Западно-Саянский), девона (Ануйско-Чуйский), раннего карбона (Прибалхашский).

Средний ордовик – ранний силур характеризуются не только временем закрытия Палеоазиатского океана, но и временем начала формирования океанических структур новой генерации, тектоническое развитие которых отличается от рассмотренных выше. Это деструктивные океанические бассейны, на месте которых образовались каледонские (Гоби-Алтайский, Бей-

шаньский, Киргизско-Терскойский), варисские (Палеоуральский, Туркестано-Алайский, Джунгаро-Южно-Монгольско-Хинганский), поздневарисский (Южно-Гиссарский) и индосинийский (Внутренне-Монгольский) коллизионные покровно-складчатые пояса.

Три палеомагнитных определения для этого времени приходятся на вулканогенно-осадочные и терригенные комплексы Центрального Казахстана, которые на реконструкции показаны между Байдулет-Акбастауской на западе и Степнякской на востоке вулканическими палеодугами закрывающегося Палеоазиатского океана. Алайский микроконтинент, который, вероятно, входил в состав Каракарумско-Таримского континентального блока [Зоненшайн и др., 1990], являлся восточным бортом открывшегося Туркестанского океана (см. рис. 16). Под последним мы понимаем относительно узкий океанический бассейн ордовикско-раннекаменноугольного возраста, остатки которого в виде офиолитов фиксируются на Южном Тянь-Шане между Алайским и Таримским на юге и каледонским Казахстанским на севере микроконтинентами [Зоненшайн и др., 1990; Моссаковский и др., 1993; Клишевич, Храмов, 1993; Диденко и др., 1994], а не обширный бассейн сквозного развития с венд-кембрийского по каменноугольное время [Sengor et al., 1993; Шенгер и др., 1994].

Ранний – средний девон (рис. 17). К этому времени произошли значительные изменения в положении континентов лавразийской группы. Во-первых, Сибирская плита и окружающие ее каледонские аккреционные комплексы существенно (на 20°) сдвинулись на север с одновременным поворотом на 10–15° по часовой стрелке. Во-вторых, к середине силура произошло полное закрытие Япетуса и был образован континент Евразия (например: [Van der Voo, 1993; Pickering, Smith, 1995]). Восточно-Европейская плита из области тропических широт Южного полушария переместилась в область экваториальных широт с одновременным поворотом на 15–20° против часовой стрелки. В дальнейшем более 100 млн лет Евразия будет вращаться по часовой стрелке, так же, как и Сибирь, Тарим, каледониды Урало-Монгольского складчатого пояса. Это позволяет высказать предположение об образовании к середине палеозоя некой тектонической надсистемы (термин заимствован у А.Б. Дергунова [1989]), итогом развития которой стало формирование в позднем палеозое – мезозое последнего суперконтинента – Пангея.

Первые признаки океанических бассейнов новой генерации появились в ордовике. Однако они имели локальный характер, и только в конце силура – начале девона развитие палеоокеанов этого типа стало доминирующим процессом. К этому времени полностью сформировались крупные океанические бассейны: Палеоуральский, Туркестанский и Южно-Монгольский. Сходство в их простираниях, общность стиля их структур и тектонического развития позволяют отнести их к единой системе океанических бассейнов Палеотетиса-I (см. рис. 16,17).

Раскрытие Южно-Монгольского палеоокеана началось в конце силура [Руженцев и др., 1991]. Максимальной ширины он достиг в раннем девоне. В эмсе и среднем девоне вдоль его западной периферии формируется система островных дуг и задуговых прогибов, заполнявшихся мощными эпикластами, а с позднего девона – граувакками. Континентальная коллизия

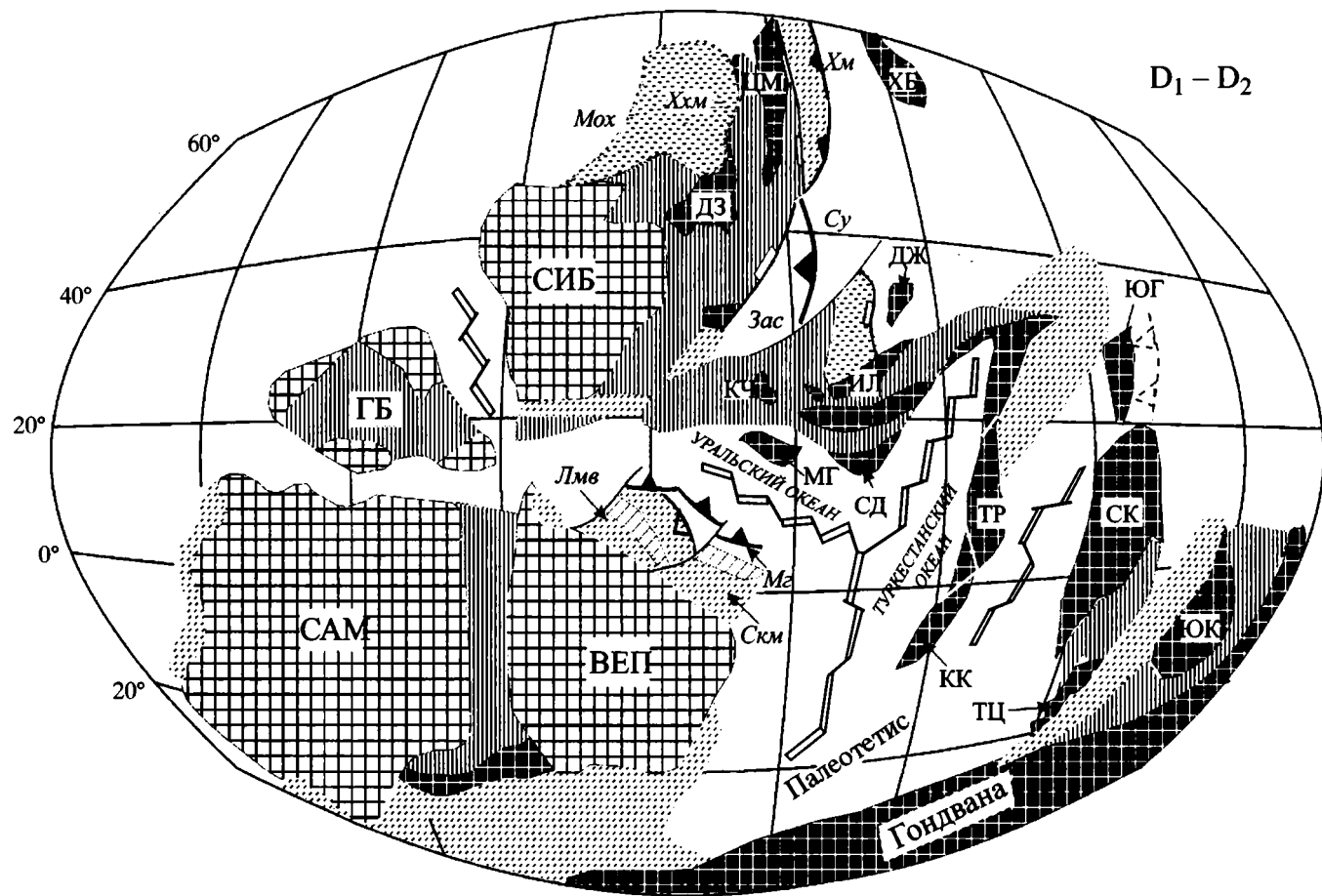


Рис. 17. Магнитотектоническая реконструкция Уральского, Туркестанского, Южно-Монгольского палеоокеанов и основных континентальных блоков для раннего—среднего девона

Условные обозначения см. на рис. 12

(смыкание Сибирского континента и Катазии) происходит в раннем и среднем карбоне.

Туркестанский палеоокеан имел меридиональную ориентировку. Он располагался между Катазией (Таримский, Афгано-Таджикский и Кызылкумский массивы) и каледонским континентом Казахстана. В своей южной части Туркестанский океан смыкался с палеоокеаническими бассейнами Урала и Западной Европы (Палеотетис-I). Его раскрытие началось в раннем ордовике, и только в раннем девоне происходит дифференциация единого бассейна на систему прогибов и поднятий. Аккреционная тектоника здесь выражена слабо. Лишь вдоль западной окраины (Северный Тянь-Шань) в девоне появляется краевой вулканический пояс (активная окраина андийского типа). Континентальная коллизия (смыкание Казахстана и Катазии) происходит в среднем карбоне.

На Полярном Урале в силуре – среднем девоне происходит формирование островодужной системы и, в конечном счете, аккреционного комплекса вдоль периферии Восточно-Европейского континента [Диденко и др., 2001; Руженцев, Диденко, 1998]. Полученное палеомагнитное определение этого временного интервала для пород Лемвинской зоны и пересчитанное с раннедевонского полюса Восточно-Европейского континента статистически не различаются, т.е. незначительные отклонения в первые градусы полученного нами направления от рассчитанного лежат в пределах ошибки метода. Следовательно, вышеуказанный разворот Лемвинской зоны относительно Восточно-Европейского континента на $53 \pm 15^\circ$ произошел до раннедевонского времени и его логичнее объяснить развитием рифтогенных процессов на окраине этого континента в ордовикское время.

До последнего времени на большинстве реконструкций конца раннего – начала среднего девона Уральский край Восточно-Европейского континента показывали на $10\text{--}15^\circ$ Северного полушария, таким образом, существенно уменьшая размеры Палеоуральского океана в эту эпоху. Опираясь на наши данные по Южному Уралу [Диденко, Печерский, 1986] и новые по Сибая и Тоболу, полученные В.С. Буртманом с соавторами [Буртман и др., 2000], мы полагаем, что Уральский край континента был значительно южнее (примерно на экваторе) и имел субширотную ориентировку (см. рис. 17). Следовательно, ширина Палеоуральского океана в ранне-среднедевонское время была существенно больше – порядка 1.5–2 тыс. км. Простираение палеобассейна также было субширотным, на что указывают палеомагнитные данные по комплексу параллельных даек из офиолитов Южного Урала [Диденко, Печерский, 1986].

На севере–северо-востоке ограничением Уральского палеоокеана в это время служила западная (современные координаты) окраина композитного Сибирско-Казахстанского континента. Восточнее Казахстано-Киргизской окраины этого континента существовал Туркестанский палеоокеан, имевший, в отличие от Палеоуральского, субмеридиональную ориентировку [Диденко, Печерский, 1988]. Вероятно, оба этих палеоокеанических бассейна соединялись с Палеотетисом.

Другое важное событие этого периода – оформление обширных массивов континентальной коры, что привело к становлению Казахстанского и

Катазиатского девонских континентов и к резкому увеличению Сибирского континента (см. рис. 17).

Для этого временного среза имеется значительное количество палеомагнитных определений (см. таблицу, рис. 17), и представляют они, что самое главное, практически все океанические бассейны, существовавшие в девонское время на месте Урало-Монгольского складчатого пояса. Для трех из них удалось восстановить простираания осей спрединга. В случае палеопростираания структур Туркестанского океана имеется альтернативная точка зрения [Клишевич, Храмов, 1993], где на основе фациального и палеомагнитного анализов предполагается его субширотное (ЗСЗ–ВЮВ) простираание. О субмеридиональном простираании Туркестанского палеоокеана говорится также и в работе В.С. Буртмана и его коллег [1998].

Карбон (рис. 18). К раннекаменноугольному времени положение группы лавразийских континентов несколько изменилось. Это выразилось, в первую очередь, в сближении Сибирско-Казахстанского блока с Восточно-Европейским, приведшем к почти полному закрытию Уральского палеоокеана за счет дифференцированного вращения этих блоков по часовой стрелке. Намечается отчетливая тенденция смещения тектонической активности, связанной с образованием новых бассейнов с океанической корой, на восток-юго-восток в сторону Катазии. В Центральной Азии продолжают функционировать остатки только двух вулканических дуг: Саурской и Хаирханской.

К раннему карбону Палеоуральский океан в основном закрылся за счет дифференцированных вращений Балтии, с одной стороны, и Сибирско-Казахстанского континента – с другой (см. рис. 18). Могли возникать небольшие океанические бассейны за счет деструкции уральской окраины Восточно-Европейского континента. Один из таких бассейнов – Полярноуральско-Арктический – предполагается на Полярном Урале [Руженцев, Диденко, 1998]. Фрагменты его литосферы (офиолиты, включая толеитовые базальты, D_3 – C_1) слагают нижние аллохтонные пластины массивов Сыум-Кеу (Наунтинская) и Рай-Из (Нордвыменшорская).

Проведенные кинематические расчеты движений Восточно-Европейского и Сибирско-Казахстанского континентов на координаты Полярного Урала показывают: 1) скорость смещения этих континентов вдоль меридиана в интервале средний девон – карбон менялась от 6–8 до 1–2 см/год (в фамене–турне произошло резкое уменьшение скорости северного дрейфа Восточно-Европейского континента с 8 до 3 см/год); 2) в это же время скорость его вращения по часовой стрелке также упала с 0.65 ± 0.41 до $0.42 \pm 0.45^\circ$ /млн лет, а скорость вращения Сибиро-Казахстанского континента увеличилась с 0.30 ± 0.46 до $0.64 \pm 0.42^\circ$ /млн лет. Вероятно, процесс дифференцированного вращения континентов нашел отражение в раскрытии в позднем девоне – раннем карбоне Полярноуральско-Арктического бассейна. Амплитуда раскрытия бассейна, рассчитанная по этим данным, могла достигать 500 км [Руженцев, Диденко, 1998].

Коллизионные процессы в системе Палеотетиса-I привели к общему сжатию в пределах Северной Евразии. Оно сопровождалось закрытием последних реликтовых бассейнов (Хангай-Хэнтэйский и Прибалхашский), а также формированием напряженных складчато-глыбовых и сдвиговых

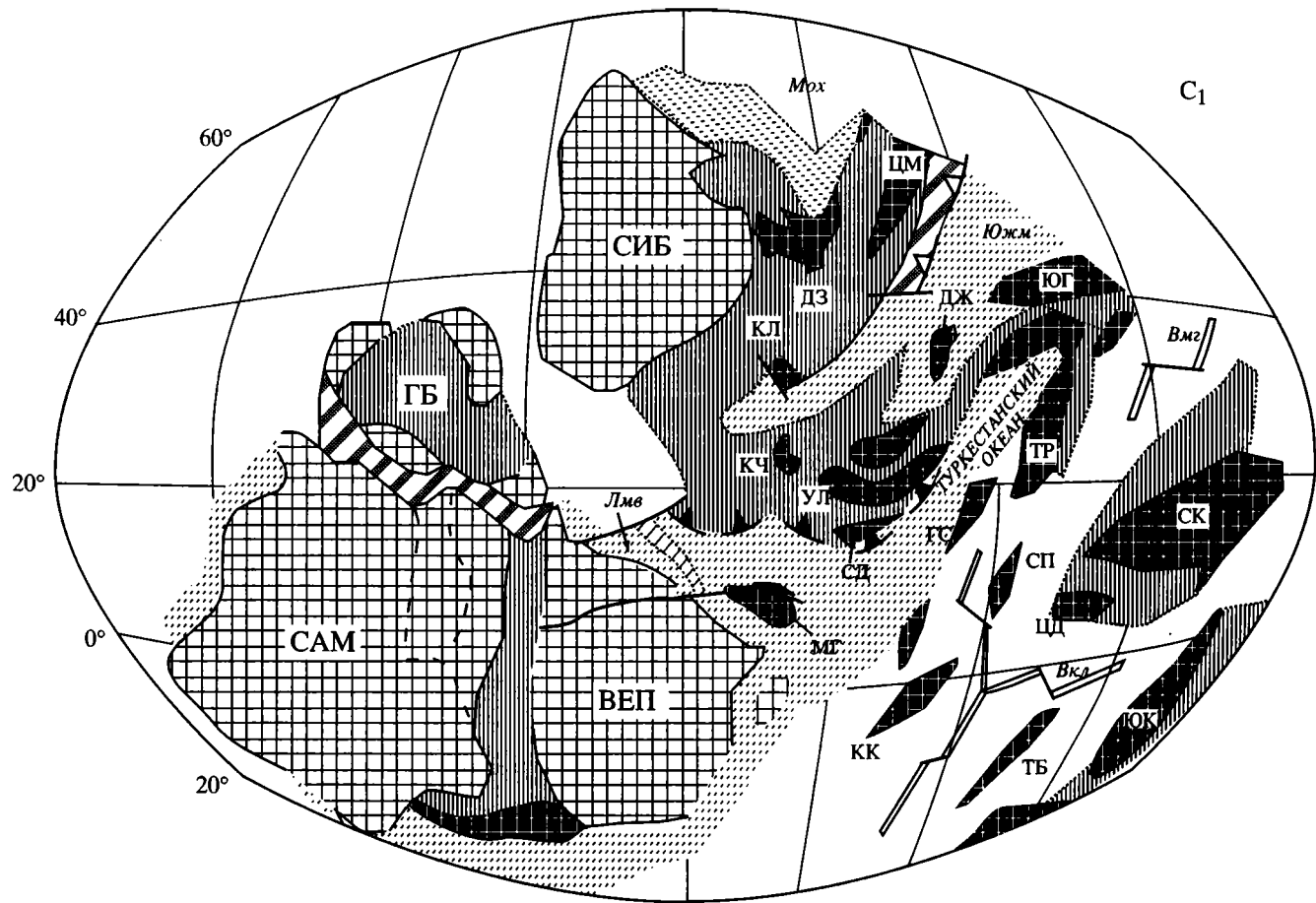


Рис. 18. Магнитотектоническая реконструкция Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса для конца раннего карбона
Условные обозначения см. на рис. 12

деформаций. Иными словами, средний и поздний карбон – эпоха важных структурных перестроек в истории Земли, приведшая к формированию гигантского континента Северной Евразии, включающего в себя докембрийские массивы, а также области салаирской и каледонской стабилизации (см. рис. 18).

Одновременно с закрытием океанических бассейнов Палеотетиса-I юго-восточнее, в пределах Катазии, в раннем карбоне формируется ряд океанических бассейнов Палеотетиса-II: Внутренне-Монгольский, Южно-Гиссарский и Северо-Памирский. Их заложение произошло в раннем карбоне, что подтверждается появлением хорошо выраженных рифтогенных комплексов и резким увеличением скорости миграции полюса для Северо-Китайского и Таримского континентальных блоков. Бассейны Южного Гиссара и Северного Памира существовали недолго. В конце раннего карбона вдоль северо-западной их периферии появляются островодужные системы, а в среднем карбоне бассейны закрываются в связи с коллизией Северной Евразии, Таримского и Афгано-Таджикского гондванских микроконтинентов [Зоненшайн и др., 1990; Моссаковский и др., 1993].

Ранняя пермь (рис. 19). Начало перми является временем главных континентальных столкновений и образования единой Лавразии [Зоненшайн и др., 1990]. Вращение по часовой стрелке лавразийских континентов продолжается, что привело к полному их перемещению в Северное полушарие. К этому времени практически завершилось формирование структуры Урало-Монгольского складчатого пояса в его Уральской, Казахстанской и, отчасти, Туркестанской областях. Размеры и относительная ориентация многих структур этой части пояса близки к современным. Вероятно, сквозное развитие с палеозойского времени до мезозойско-кайнозойского имели только сдвиги, такие как правосторонние Таласо-Ферганский, Центральнo-Казахстанский, Чингизский [Зоненшайн и др., 1990; Самыгин, 1974] и сдвиг между Русской платформой и Казахстанo-Тяньшаньским блоком [Клишевич, Храмов, 1995].

Внутренне-Монгольский палеоокеан, в отличие от Гиссаро-Памирского, просуществовал дольше, до поздней перми включительно [Руженцев и др., 1989]. Здесь также вдоль северо-западной периферии бассейна формируется островодужная система (C_3-P_2), которая к юго-западу сменяется разновозрастным Евроазиатским окраинно-континентальным вулканическим поясом [Моссаковский, 1975]. Континентальная коллизия (соединение континентов Северной Евразии и Сино-Корейского) привела в среднем триасе к раздавливанию Внутренне-Монгольского палеоокеана и обдукции слагающих его комплексов на южный край Северо-Евразийского континента. Сказанное хорошо согласуется с палеомагнитными данными. Отмечается [Zhao et al., 1990], что коллизия (сутурирование океанических бассейнов) раньше происходила на юго-западе пояса Палеотетис-II, с чем, по-видимому, связано более раннее (в карбоне) закрытие Южно-Гиссарского и Северо-Памирского бассейнов.

Континентальная коллизия в среднем триасе завершила формирование Урало-Монгольского складчатого пояса в его Центральнo-Азиатской части, которая, вместе с Южно-Китайским континентом и несколькими гондванскими микроконтинентами, вошли в состав Северо-Евразийского супер-

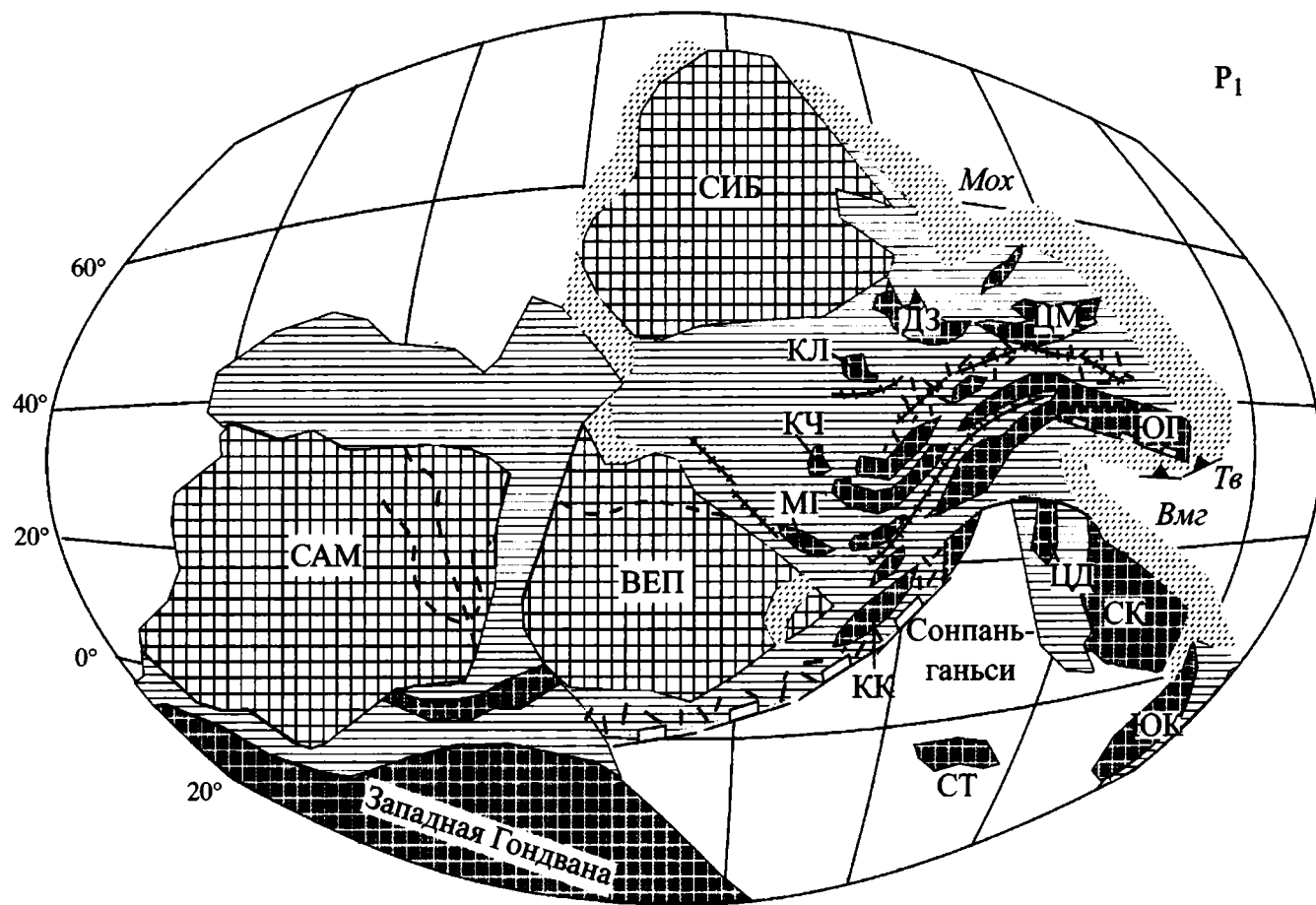


Рис. 19. Магнитотектоническая реконструкция Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса для ранней перми
Условные обозначения см. на рис. 12

континента. Начавшаяся в ордовике и активно проявившаяся в среднем и позднем палеозое тенденция, выражающаяся в раскалывании Катазии и Гондваны, структурном обособлении сиалических блоков и их смещении в сторону Северо-Азиатского континента с одновременным формированием в их тылу новых океанических бассейнов, получила в мезозое и кайнозое дальнейшее развитие. Эта проблема рассмотрена в специальных работах [Белов и др., 1982; Руженцев и др., 1982, 1989].

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СПРЕДИНГОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В ПАЛЕОАЗИАТСКОМ, УРАЛЬСКОМ И ТУРКЕСТАНСКОМ ПАЛЕООКЕАНАХ

Спрединг представляет собой глобальное геодинамическое явление, приводящее к новообразованиям литосферы океанического типа. Традиционно считалось, что спрединг присущ дивергентным границам плит в срединно-океанических хребтах. Как показали исследования последних 20 лет, в том числе и авторов настоящей работы, явление спрединга не ограничивается только вышеуказанной геодинамической ситуацией. Особенно наглядно это проявилось при изучении и типизации древних офиолитовых ассоциаций, входящих в структуру покровно-складчатых поясов мира. Оказалось, что встречаемость “чистых” срединно-океанических офиолитов в структурах складчатых поясов незначительна, а количество офиолитов, образованных в зонах развития примитивных и зрелых островных дуг, задуговых бассейнов и внутриплитных поднятий в несколько раз выше. Именно такое соотношение прослеживается и для Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса (см. таблицу).

Комплексное использование геолого-структурных, петрогеохимических, минералогических, термобарогеохимических, петромагнитных и палеомагнитных данных позволило обоснованно характеризовать палеогеодинамические процессы формирования спрединговых комплексов в структурах Палеоазиатского, Уральского и Туркестанского палеоокеанов. Данный подход позволил выделить шесть основных типов геодинамических обстановок, в которых формировались изученные палеоспрединговые комплексы (см. таблицу).

1. Офиолиты, образованные на дивергентных границах плит. К этому типу офиолитов можно отнести массивы Шулдакский (D_{1-2}), Карашат ($V-E_1$), Чон-Саир ($V-E_1$), формирование которых происходило за достаточно короткое время (до 10 млн лет) и было одноактным. Этим условиям отвечают спрединговые комплексы линейного типа, как правило, концентрированного, реже диффузного. Вертикальный разрез спредингового комплекса этого типа образован совокупностью магматических пород, представленных (снизу вверх): магматическими камерами, выполненными изотропным габбро; развитым дайковым комплексом типа “дайка в дайке” (каналы магмовыведения); мощными подушечно-трубовыми лавовыми образованиями.

К этому же типу относятся первые стадии спрединговых образований двухфазных офиолитовых комплексов, магматическая часть которых фор-

мировалась в тех же геодинамических обстановках дивергентных границ. В эту группу входят офиолитовые массивы: Куртушибинский, Курайский, Северо-Саянский, Хантайширский, Баянхонгорский, Войкаросынбинский, Киргизатинский, Сарталинский, Ходжагаирский (см. таблицу).

2. Офиолиты, образованные в геодинамических условиях внутриплитных океанических поднятий. Этот тип проявлен не во всех регионах, наиболее характерен он для второй фазы офиолитов Алайского хребта: Киргизатинский, Сарталинский, Ходжагаирский аллохтоны (см. таблицу). Вполне вероятно, что к этому же типу можно отнести среднепалеозойские офиолиты Южной Монголии (Дзолен, Гурвансайхан). Для этих объектов нет достаточных петро- и геохимических данных, но сходство их разрезов с южно-тяньшанскими офиолитами позволяет нам отнести их в эту группу.

Для этого типа характерно преобладание дайковых роев, как правило, построенных внутри по типу “дайка в дайке”. В межроевых пространствах преобладают единичные параллельные дайки, удаленные друг от друга на метры и десятки метров. Весьма характерным элементом палеоспрединовых комплексов этого типа являются силлы или их группы, типа “силл в силле”. Разрез офиолитов данного типа существенно усложняется по сравнению с первым: нижние горизонты и межроевые пространства здесь представлены разнообразными офиолитовыми образованиями ранних стадий (от ультрабазитов до лав и осадков). Для офиолитов второй фазы характерно наращивание разреза не только по вертикали, но и по латерали.

3. Офиолиты, образованные в геодинамических условиях трансформных разломов. Выделение этого типа офиолитов по петрогеохимическим характеристикам практически невозможно, магматические породы этих комплексов имеют N-MORB свойства. Но при этом обнаруживаются структурно-морфологические особенности, не свойственные офиолитам первых двух типов, которые выражаются в разноориентированности дайковых комплексов (Нарынские офиолиты Северо-Восточной Ферганы; см. таблицу) или в появлении ветвящихся, пересекающих друг друга небольших дайковых роев и отдельных даек (Баянхонгорские офиолиты Монголии).

Для пород лав и даек вышеперечисленных трех типов офиолитов характерно наличие титаномagnetитов с составами, близкими к титаномagnetитам базальтов современных океанов; средняя доля ульвошпинели в них составляет примерно 60% при небольшом изменении диапазона составов 50–65%.

4. Офиолиты, образованные в геодинамических условиях примитивных (энсиматических) островных дуг. Для этого типа характерны две модификации: одна представлена офиолитами второй фазы, которые наложались на более ранние офиолиты других типов (Куртушибинский, Курайский, Северо-Саянский, Хантайширский, Войкаро-Сынбинский массивы); другая представлена более ранними офиолитами первой фазы, на которые наложались спрединговые образования энсиалических островных дуг и задуговых бассейнов (массивы Наранский, Шатский и Сыум-Кей).

Отличительной особенностью этих образований является появление в разрезе бонинитовых серий. К структурно-морфологическим особенностям этих офиолитов можно отнести наличие разобщенных дайковых роев, их разноориентированность, что также свойственно спрединговым образованиям других типов, например, трансформных разломов. Несомненным оста-

ется тот факт, что офиолиты примитивных островных дуг формировались в условиях рассеянного спрединга.

5. Офиолиты, образованные в геодинамических условиях энсиалических островных дуг. К этому типу относятся спрединговые образования массивов Среднетерсинского, Толпакского и Караул-Чеку. К структурно-морфологическим особенностям этих офиолитов можно отнести преобладание силлов над дайками, причем силловые пакеты зачастую построены по типу “силл в силле”. Как и в предыдущем случае, несомненным остается тот факт, что офиолиты энсиалических островных дуг формировались в условиях рассеянного спрединга.

6. Офиолиты, образованные в геодинамических условиях задуговых бассейнов. Спрединговые комплексы этого типа представлены, как правило, второй фазой в офиолитовых массивах Баян-Хонгора, Шатского, Среднетерсинского и Базарбая. В случае последнего массива спрединговый комплекс задугового типа выполняет одну основную фазу. Отличительной чертой спрединговых образований этого типа является мозаично-блоковое строение дайковых серий – Хабаровинский массив Южного Урала. Офиолиты этого типа характеризуются наличием большого количества разноориентированных дайковых роев, в отдельных из которых отмечается явное преобладание силлов над дайками. Тип спрединга характеризуется как рассеянный.

Для пород лав и даек последних трех типов офиолитов (4, 5 и 6) характерно наличие титаномагнетитов с большим разбросом составов, где доля ульвошпинели может составлять от 50 до первых процентов, причем средняя доля ульвошпинели в титаномагнетитах базальтоидов островных дуг обоих типов и задуговых бассейнов существенно ниже чистых океанических и составляет примерно 20–25%.

Проведенная нами типизация офиолитовых комплексов позволила более адекватно отобразить место их формирования на магнитотектонических реконструкциях и проследить пространственную и временную эволюцию палеоспрединговых комплексов. Урало-Монгольский пояс – гетерогенное сооружение, включающее структуры, сформировавшиеся в палеоокеанах тихоокеанского и тетического типов – Палеоазиатского и Палеотетиса I и II, соответственно.

Наиболее сложная ситуация устанавливается для Палеоазиатского океана. Здесь можно выделить по крайней мере четыре палеогеодинамические обстановки развития спрединговых процессов. Прежде всего, это спрединг в рифтогенных структурах при расколе древних сиалических блоков, сменившийся, возможно, спредингом в условиях, близких к срединно-океаническим хребтам и трансформным разломам с формированием собственно океанической литосферы. Следующей стадией, связанной с началом развития зон субдукции, является спрединг в условиях формирования на океанической литосфере примитивных островных дуг с бонинитами. Третий тип представлен спрединговыми комплексами, развивавшимися в условиях раскола развитой островной дуги и начала формирования задугового бассейна. Четвертая обстановка связана с развитием спрединговых процессов в задуговых бассейнах.

Палеоазиатский океан – часть Палеопацифики, располагавшаяся между Сибирским и Восточно-Гондванским континентами. Развитие Палеоазиат-

ского океана не соответствует циклу Вильсона. Стиль его закрытия был аккреционным. Большую роль в процессе закрытия Палеоазиатского океана играли продольные и поперечные сдвиги, наследовавшие нередко древние трансформные разломы.

Для Уральского палеоокеана устанавливаются два типа геодинамических ситуаций формирования палеоспрединовых комплексов, связанные: с образованием океанической литосферы в срединно-океанических хребтах (1) и с последующим развитием на этой литосфере примитивных островных дуг с бонинитами (2).

Для Туркестанского палеоокеана устанавливаются также только два типа геодинамических ситуаций: в начале, в условиях срединно-океанических хребтов, формировалась океаническая литосфера (1), на которой затем происходило образование внутриплитных океанических островов при повторном спрединге (2). Все установленные спрединговые процессы протекали в условиях открытого океана. Полученные нами данные показывают существенное отличие геодинамического развития Туркестанского палеоокеана от двух других, выраженное в отсутствии спрединговых комплексов, образованных над зонами субдукции.

Бассейны тетического ряда являются новообразованными в результате рифтинга Северо-Азиатского каледонского континента Катазии и Восточной Гондваны. Характерна импульсивность процесса их становления. Их заложение происходило в ордовике (Уральский, Туркестанский палеоокеаны), конце силура (Южно-Монгольский), раннем карбоне (Внутренне-Монгольский и Южно-Гиссарский палеоокеаны). Тектоническое развитие бассейнов тетического типа укладывается в цикл Вильсона, включая континентальную коллизию на завершающих этапах развития структур, и варьирует для различных бассейнов в интервале 30–100 млн лет.

Эволюцию геодинамических процессов, установленных нами для трех палеоокеанов, вероятно, нельзя рассматривать отдельно от других глобальных процессов, протекавших во всей литосфере Земли. Для установления более общих закономерностей эволюции тектономагматической активности нами был проведен анализ скоростей движения континентальных плит, распространенности офиолитов, содержания изотопов Sr в водах Мирового океана в венд-палеозойское время [Диденко, 1998; Куренков и др., 2001, 2002; Симонов, 1993], который показал, что эти явления взаимосвязаны.

По многочисленным данным [Диденко и др., 1994; Добрецов, 1990; Зоненшайн и др., 1990; Моссаковский и др., 1993; Пучков, 1993, 2000; Хаин, Ломизе, 1995; Хаин, Сеславинский, 1991; Pickering, Smith, 1995], в позднерифейское–палеозойское время намечается пять эпох увеличения образования океанической коры.

1. Поздний рифей – ранний кембрий. Образование коры океанического типа получило широкое развитие в океанах Прототетис, Среднеевропейском, Палеоазиатском и в Верхояно-Колымской и Тасманской складчатых областях.

2. Конец кембрия – средний ордовик. Образование океанической коры получило широкое развитие в океане Япетус, остаточных бассейнах Центрального Казахстана, Северного Тянь-Шаня. Вероятно, во второй половине этого периода начал развиваться Уральский палеоокеан.

3. Конец ордовика – силур. Остатки новообразованной океанической коры этого времени находятся сейчас в виде офиолитов в герцинских складчатых областях – Уральской, Южно-Тяньшанской, Чарской, Гоби-Хинганской и других складчатых зонах.

4. Средний девон – ранний карбон. Офиолиты, образовавшиеся в начале этого периода, также принадлежат герцинским складчатым областям. Они развиты на Полярном и Южном Урале, Южном Тянь-Шане, Южном Гоби и представляют собой новую генерацию продуктов спрединга в уже существовавших бассейнах Палеотетиса-I и закрывшихся в позднем девоне – раннем карбоне. Одновременно с этим формируется система океанических бассейнов Палеотетис-II: Внутренне-Монгольский, Южно-Гиссарский и Северо-Памирский.

5. Поздний палеозой. Офиолиты этого возраста известны на Центральном Памире, в Афганистане, на Тибете и по обе стороны Тихого океана. Замыкание этих бассейнов произошло уже в мезозое.

Эти интервалы максимального развития океанической коры отчетливо фиксируются на зависимости распространенности офиолитов во времени, построенной В.Е. Хайным и К.Б. Сеславинским [1991]. Как видно по этим данным, периоды наибольшего развития офиолитовых комплексов в палеозойскую эру таковы: 600–540, 500–470, 450–420, 400–330, 290–250 млн лет. Они примерно совпадают по времени с увеличением скоростей миграции палеомагнитных полюсов континентов и уменьшением величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских карбонатных осадках, т.е. с большим поступлением ювинильного стронция в воды Мирового океана из мантии при больших объемах образования океанической коры [Диденко, 1998]. Можно предположить, что периоды увеличения скоростей миграции плит связаны с эпохами увеличения объемов спрединга в океанах, с открытием новых палеоокеанических бассейнов и являются отражением на поверхности Земли перестройки конвективных течений в мантии.

Почти все вышеуказанные периоды увеличения офиолитообразования предварялись рифтингом того или иного континента. Следовательно, рифтинг континентальной коры и есть первое проявление на поверхности мантийного теплового диапира (горячей струи). Образование последнего, в свою очередь, связано, вероятно, с экранированием мощной корой малоподвижных континентальных масс теплового потока из глубин Земли [Трубицын, Бобров, 1993].

Из анализа петрогеохимических и петромагнитных данных следует, что в пределах Палеоазиатского океана преобладали офиолиты субдукционного (островодужного) типа. Прежде всего, следует отметить систему зон субдукции, функционировавших с перерывами от позднего венда до карбона. В течение всего этого времени они сохраняли близкое палеопростирание и смещались к северу: венд-раннекембрийская островная дуга (система дуг) Алтае-Саянской области и Монголии протягивалась от 10° ю.ш. до 20° с.ш.; ордовикско-раннесилурийская островная дуга (система дуг) преимущественно субмеридионального простирания Центрального Казахстана протягивалась в ордовике от экватора до 20° с.ш., в раннем силуре – от 6° до 20° с.ш.; девонская зона субмеридионального простирания, включающая краевые вулканические пояса и островные дуги Центрального Казахстана и Иртыш-

Зайсанской области, располагалась на широтах от 20° до 30° с.ш., в карбоне Жарма-Саурская островная дуга имела северо-северо-западное простираие и находилась на широте 30–35° с.ш.

В пределах Палеоазиатского океана в венд-кембрийское время существовали субмеридиональные структуры не только конвергентного типа, но и дивергентного, хотя их гораздо меньше, чем первых. Вероятно, Палеоазиатский океан являлся частью Палеопацифики, располагавшейся между Сибирским и Восточно-Гондванским континентами, и был схож с западной частью современного Тихого океана.

В “океанической” истории развития Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса четко выделяются два этапа: первый связан с зарождением и закрытием собственно Палеоазиатского океана к середине палеозоя преимущественно аккреционным путем. Второй этап связан с перманентным раскрытием Уральского, Туркестанского, Южно-Монгольского, а впоследствии Южно-Гиссарского, Северо-Памирского, Внутренне-Монгольского океанических бассейнов тетического типа.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 01-05-64550, 02-05-64332).

ЛИТЕРАТУРА

- Антошкина А.И. Палеозойские рифы Печорского Урала и сопредельных областей: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Сыктывкар, 1999. 34 с.
- Антошкина А.И., Елисеев А.И. Органогенные постройки и рифы в карбонатных формациях палеозоя севера Урала и Приуралья // Ископаемые органогенные постройки и древние криноиды: Тез. Докл. 7-го Всесоюз. Симпоз. по ископаемым кораллам и рифам. Свердловск, 1991. С. 4–6.
- Белов А.А., Моссаковский А.А., Соколов С.Д., Швольман В.А. Позднепалеозойско-раннемезозойское развитие Средиземноморско-Центральноазиатской ветви Тетиса: Палинспастические реконструкции // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 21–30.
- Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 8–28.
- Буртман В.С., Гурарий Г.З., Бельский А.В. и др. Туркестанский океан среднего палеозоя: реконструкция по палеомагнитным данным по Тянь-Шаню // Геотектоника. 1998. № 1. С. 15–26.
- Буртман В.С., Гурарий Г.З., Дворова А.В. и др. Уральский палеоокеан в девонское время (по палеомагнитным данным) // Геотектоника. 2000. № 5. С. 61–70.
- Гибшер А.С., Казанский А.Ю., Изох А.Э. и др. Роль трансформных сдвигов в тектонике Центральной Азии // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 115–119. (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).
- Гришин Д.В., Дегтярев К.Е., Печерский Д.М. Палеомагнетизм вулканического пояса Казахстана // Геотектоника. 1997. № 1. С. 71–81.
- Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 192 с.
- Диденко А.Н. Палеомагнетизм и геодинамическая эволюция Урало-Монгольского складчатого пояса: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: ОИФЗ РАН, 1997. 52 с.
- Диденко А.Н. Стомиллионлетние вариации в палеозое и о связи процессов в ядре и литосфере // Физика Земли. 1998. № 5. С. 3–10.
- Диденко А.Н., Куренков С.А., Руженцев С.В. и др. История каледонских офиолитов Северо-Западной Монголии по палеомагнитным данным // Физика Земли. 1998. № 10. С. 46–60.
- Диденко А.Н., Куренков С.А., Руженцев С.В. и др. Тектоническая история Полярного Урала. М.: Наука, 2001. 191 с.
- Диденко А.Н., Морозов О.Л. Геология и палеомагнетизм средне-верхнепалеозойских пород Саурского хребта (Восточный Казахстан) // Геотектоника. 1999. № 4. С. 64–80.

- Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 59–75.
- Диденко А.Н., Печерский Д.М. Палеомагнетизм Шулдакского комплекса параллельных даек // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 9. С. 75–80.
- Диденко А.Н., Печерский Д.М. Палеомагнетизм среднепалеозойских пород офиолитовых комплексов Алайского хребта // Геотектоника. 1988. № 4. С. 56–68.
- Диденко А.Н., Печерский Д.М., Ставский А.П. и др. Палеомагнетизм офиолитов Ягельного комплекса Корякского нагорья // Геотектоника. 1990. № 6. С. 85–98.
- Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
- Добрецов Н.Л. Петрологические модели: Паратексис и генезис офиолитов // Петрология и минералогия земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1981. С. 109–124.
- Добрецов Н.Л. Проблемы тектоники и офиолитовых поясов Центральной Азии, Южной Сибири и Северного Китая // Проблемы магматизма и метаморфизма Восточной Азии. Новосибирск: Наука, 1990. С. 7–25.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Применение двухслойной конвекции к структурным особенностям и геодинамике Земли // Геология и геофизика. 1993. № 1. С. 3–26.
- Зоненшайн Л.П., Дриль С.И., Кузьмин М.И. и др. Геохимические типы базальтов задуговых бассейнов: Западный Вудларк, Лау и Манус // ДАН, 1995. Т. 341, № 4. С. 532–535.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В. Реконструкции положений континентов в палеозое и мезозое // Геотектоника. 1987. № 3. С. 16–27.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.; Кн. 2. 336 с.
- Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П. и др. Габброидные формации Западной Монголии. Новосибирск: Наука, 1990. 269 с.
- Клишев В.Л., Храмов А.Н. Реконструкция Туркестанского палеоокеана (Южный Тянь-Шань) для раннего девона // Геотектоника. 1993. № 4. С. 66–75.
- Клишев В.Л., Храмов А.Н. Палеогеодинамическая модель Урало-Тянь-Шаньской складчатой системы для ранней перми // ДАН СССР. 1995. Т. 341, № 3. С. 381–385.
- Козаков И.К., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Корообразующие процессы в микроконтинентах Центральной Азии: Sm-Nb изотопные данные по гранитоидам // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии М.; СПб.: Тема, 1999. С. 49–51.
- Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
- Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 198 с.
- Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Офиолиты Урало-Монгольского складчатого пояса: Особенности палеоспрединга и обдукции // Тектоника неогена: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. С. 345–351 (Материалы XXXIV Тектонич. совещ.; Т. 1).
- Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 490).
- Куренков С.А., Перфильев А.С. Дайковые комплексы и их тектоническая интерпретация // Геотектоника. 1984. № 5. С. 3–17.
- Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
- Лобковский Л.И., Хаин В.Е. Некоторые особенности строения и развития пассивных континентальных окраин и рифтовых зон и их возможное объяснение // Геотектоника. 1989. № 6. С. 28–39.
- Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 246 с.
- Миронов Ю.В. Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки // ДАН СССР. 1990. Т. 314, № 6. С. 1484–1487.
- Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 315 с.
- Моссаковский А.А., Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. Пространственно-временные соотношения структур тихоокеанского и индоатлантического типов в позднем докембрии и венде // ДАН. 1996. Т. 350, № 6. С. 799–802.

- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральнo-Азиатский складчатый пояс: Геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.
- Павлов В.Э. Палеомагнитные полюсы Учуро-Майского гипостратотипа рифея и рифейский дрейф Алданского блока Сибирской платформы // ДАН. 1994. Т. 336, № 4. С. 533–537.
- Палеомагнитные направления и положения палеомагнитных полюсов: Данные по СССР. Сводный каталог 1. М.: МГК при АН СССР. 1984. 94 с.
- Палеомагнитология / Под ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- Перфильев А.С., Херасков Н.П. Диабазовые комплексы и проблема океанической коры // Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 64–105.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан: Петромагнитная и палеомагнитная информации о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
- Пучков В.Н. Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. № 3. С. 18–32.
- Пучков В.Н. Образование Урало-Новоземельского складчатого пояса – результат неравномерной косо ориентированной коллизии континентов // Геотектоника. 1996. № 5. С. 66–75.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
- Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. Спрединг в развитии океанических структур // ДАН СССР. 1985. Т. 280, № 1. С. 182–185.
- Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны: Тектоническая природа и структурное положение. М.: Наука, 1976. 170 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 283).
- Руженцев С.В., Бурашников В.В. Тектоника салаирид Западной Монголии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 25–40.
- Руженцев С.В., Диденко А.Н. Тектоника и геодинамика Полярного Урала // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С. 133–135 (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. 2).
- Руженцев С.В., Поспелов И.И., Бадарч Г. Тектоника индосинид Монголии // Геотектоника. 1989. № 6. С. 13–27.
- Руженцев С.В., Розман Х.С., Минжин Ч. О времени формирования Южно-Монгольского палеоокеана // ДАН СССР. 1991. Т. 319, № 2. С. 451–455.
- Руженцев С.В., Швольман В.А., Поспелов И.И., Соколов С.Д. Офиолитовые сутуры и тектоническая эволюция Высокой Азии // ДАН СССР. 1982. Т. 265, № 6. С. 1471–1474.
- Савельев А.А. Ультрабазит-габбровые формации в структуре офиолитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1997. № 1. С. 48–58.
- Самыгин С.Г. Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана. М.: Наука, 1974. 208 с.
- Самыгин С.Г., Перфильев А.С., Рихтер А.В. Тектоническое скупивание и сейсмофокальные зоны в островодужных системах геологического прошлого // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 132–150.
- Свяжина И.А. Палеомагнитные данные и горизонтальные движения блоков Казахского Урала // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Л.: ВНИГРИ, 1988. С. 31–45.
- Свяжина И.А., Коптева Р.А. Палеомагнитная реконструкция Уральского палеоокеана // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 14–30.
- Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов. Новосибирск: ОИГМ СО РАН, 1993. 247 с.
- Симонов В.А., Буслов М.М., Кунгурцев Л.В. и др. Бонинитсодержащие палеоспreadingовые комплексы в Северо-Саянском офиолитовом поясе // ДАН. 1994. Т. 339, № 5. С. 650–653.
- Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 182–199.
- Симонов В.А., Куренков С.А., Тикунов Ю.В. и др. Новые данные о возрасте офиолитов Полярного Урала // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С. 181–183 (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. 2).
- Тектоника Казахстана: Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана м-ба 1 : 2 500 000 / Под. ред. А.В. Пейве и А.А. Моссаковского. М.: Наука, 1982. 139 с.
- Трубицын В.П., Бобров А.М. Эволюция структуры мантийной конвекции после раскола суперконтинента // Физика Земли. 1993. № 9. С. 27–37.
- Турманидзе Т.Л., Гришин Д.В., Печерский Д.М. и др. Палеомагнетизм ордовикских офиолитов из аллохтонных массивов Центрального Казахстана // Геотектоника. 1991. № 4. С. 54–69.

- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
- Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Историческая геотектоника: Палеозой. М.: Недра, 1991. 398 с.
- Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г. Тектонические условия формирования венд-среднекембрийского терригенно-карбонатного комплекса Восточного Саяна // Геотектоника. 1992. № 6. С. 18–36.
- Храмов А.Н. Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: Связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 135–149.
- Храмов А.Н., Печерский Д.М. Палеомагнетизм и тектоника // Современное состояние исследований в области геомагнетизма. М.: Наука, 1983. С. 128–143.
- Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 41–58.
- Andrew J.A. True polar wander: an analysis of Cenozoic and Mesozoic paleomagnetic poles // J. Geophys. Res. 1985. Vol. 90. P. 7737–7750.
- Bai Y., Cheng G.L., Sun Q.G. et al. Late Paleozoic polar wander path for the Tarim platform and its tectonic significance // Tectonophysics. 1987. Vol. 139, N 1/2. P. 145–153.
- Beccaluva L., Girolamo P.D., Macciotta G., Morra V. Magma affinities and fractionation trends in ophiolites // Ophioliti. 1983. Vol. 8, N 3. P. 307–324.
- Boudier F. Internal structures in the peridotite sequence of the Samail ophiolite (Oman). Model of emplacement // Ophioliti. 1982. Vol. 7, N 2/3. 199 p.
- Briden J.C., Duff B.A. Pre-Carboniferous paleomagnetism of Europe North of the Alpine orogenic belt // Paleoreconstruction of the Continents. AGU Geodynamic ser. 1981. Vol. 2. P. 137–149.
- Coleman R.G., Blank H.R., Jr., Hadley D.G., Fleck R.I. A Miocene ophiolite on the Red Sea coastal plain // Trans. Amer. Geophys. Union. 1975. Vol. 56, N 12. P. 1080.
- Dalziel I.W.D. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Ecocambrian supercontinent // Geology. 1991. Vol. 19. P. 598–601.
- Didenko A.N., Pechersky D.M. Revised Paleozoic Apparent Polar Wander Paths for E. Europe, Siberia, N. China and Tarim plates // Zonenshain L.P. Memorial conference on Plate Tectonics. Moscow, 1993. P. 47–48.
- Dietz R.S. Continental and ocean basin evolution by spreading of the sea floor // Nature. 1961. Vol. 190. P. 854–857.
- Gass I.G., Lippard S.J., Shelton A.W. Ophiolite in the Oman: The Open University project // Episodes. 1985. Vol. 8, N 1. P. 13–20.
- Gordon R.G., Cox A., O'Hara S. Paleomagnetic Euler poles and the apparent polar wander and absolute motion of N. America since Carboniferous // Tectonics. 1984. Vol. 3. P. 499–537.
- Hess H.H. History of ocean basins // Petrologic studies, Baddington Memorial. N.Y.: Geol. Soc. Amer. 1962. P. 599–620.
- Hess H.H. The oceanic crust, the upper mantle and the Mayaguez serpentinized peridotite // A study of Serpentinite. Nat. Acad. Sci. Nat. Res. Council. Publ. 1964. P. 169–175.
- Karig D.E. Ridges and basins of the Tonga-Kermadec island arc system // J. Geophys. Res. 1970. N 75. P. 239–254.
- Karson J.A., Collins J.A., Casey J.F. Geochemical and geological evidence bearing on the origin of the Bay of Islands and Coastal complex ophiolites of Western Newfoundland // Tectonophysics. 1985. Vol. 16, N 1/2. P. 1–40.
- Kepzhinskas P.K., Kepzhinskas K.B., Pukhtel I.S. Lower Paleozoic oceanic crust in Mongolian caledonides: Sm-Nd isotope and trace element data // Geophys. Rus. Lett. 1991. Vol. 18, N 7. P. 1301–1304.
- Li Y. An apparent polar wander path from the Tarim block, China // Tectonophysics. 1990. Vol. 181. P. 31–41.
- Malpas J. Petrology and tectonic significance of Newfoundland ophiolites, with examples from the Bay of Islands // North American Ophiolites. State Oregon Bull. 1977, N 59. P. 13–23.
- Manning C.E., Coleman R.G. Ocean floor metamorphism of the Volcanic and diabasic members of the Oman ophiolite // Ophioliti. 1984. Vol. 9, N 3. P. 169–180.
- McKerrow W.S., Scotese C.R., Brosier M.D. Early Cambrian continental reconstructions // J. Geol. Soc. London, 1992. Vol. 149, pt 4. P. 589–606.
- Moore E.M., Vine F.I. The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications // Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1971. Vol. 268. P. 443–466.

- Nelson E.P., Forsythe R.D., Diemer J.A., Urbino O. Taitao ophiolite: a ridge collision ophiolite in the fore arc of southern Chile (46° S) // *Rev. Geol. Chile*. 1994. Vol. 20. P. 137–165.
- Nie S. Paleoclimatic and paleomagnetic constraints on the Paleozoic reconstructions of South China, North China and Tarim // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 196. P. 279–308.
- Niocaill C.M., Smethurst M.A. Paleozoic paleogeography of Laurentia and its margins: a reassessment of paleomagnetic data // *Geophys. J. Int.* 1994. Vol. 116. P. 715–725.
- Oman ophiolite // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86, N 4. P. 2495–2782.
- Ophiolites and Oceanic Lithosphere // *Geol. Soc. Blackwell Sci. Publ. / Ed. I.G. Gass Oxford*, 1984. 413 p.
- Pallister J.S. Structure of the dike complex of the Semail Ophiolite near Ibra, Oman // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86, N B4. P. 2661–2672.
- Pallister J.S. Parent magmas of the Semail ophiolite, Oman // *Ophiolites and Ocean. Oxford: Lithos*, 1987. P. 63–79.
- Pickering K.T., Smith A.G. Arcs and backarc basins in the Early Paleozoic Iapetus Ocean // *Island Arc*. N 4. P. 1–67.
- Piper J.D.A. The Precambrian paleomagnetic record: the case for the Proterozoic Supercontinent // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 59, N 1. P. 61–89.
- Pruner P. Paleomagnetism and paleogeography of Mongolia in the Cretaceous, Permian and Carboniferous – preliminary data // *Tectonophysics*. 1987. Vol. 139. P. 155–167.
- Pruner P. Paleomagnetism and paleogeography of Mongolia from the Carboniferous to Cretaceous final report // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1992. Vol. 70. P. 169–177.
- Scotese C.R. An introduction to this volume: Paleozoic paleomagnetism and assembly of Pangea // *Plate reconstruction from Paleozoic paleomagnetism*. Wash. AGU, 1984. P. 1–10 (Geodynamics series; Vol. 12).
- Scotese C.R., Bambach R.K., Barton C. et al. Paleozoic Base Maps // *Geology*. 1979. Vol. 87. P. 217–277.
- Scotese C.R., McKerrow W.S. Revised world maps and introduction // *Geol. Soc.* 1990, N 12. P. 1–21.
- Seguin M.K., Zhai Y. Paleomagnetic constraints in the crustal evolution of the Yangtze block, south-eastern China // *Tectonophysics*. 1992. Vol. 210, N 1/2. P. 59–76.
- Sengor A.M., Natal' in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. 1993. Vol. 364. P. 299–307.
- Sengor A.M.C., Natal' in B.A. Turkic-type orogeny and its role in the making of the continental crust // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1996. Vol. 24. P. 263–337.
- Servais J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 59. P. 101–118.
- Torsvik T.H., Lohmann K.C., Sturt B.A. Vendian glaciations and their relation to the dispersal of Rodinia: Paleomagnetic constraints // *Geology*. 1995. Vol. 23, N 8. P. 727–730.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., Van der Voo R. et al. Baltica: A synopsis of Vendian-Permian paleomagnetic data and their paleotectonic implications // *Earth. Sci. Rev.* 1992. Vol. 33, N 2. P. 133–152.
- Trench A., Torsvik T.H., McKerrow W.S. The paleogeographic evolution of Southern Britain during Early Paleozoic times: a reconciliation of paleomagnetic and biogeographic evidence // *Tectonophysics*. 1992. Vol. 201, N 1/2. P. 75–82.
- Van der Voo R. Paleozoic paleogeography of North America, Gondwana, and intervening displaced terranes: comparisons of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1988. Vol. 100. P. 311–324.
- Van der Voo R. Phanerozoic paleomagnetic poles from Europe and North America and comparisons with continental reconstructions // *Rev. Geophys.* 1990. Vol. 28. P. 167–206.
- Van der Voo R. Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus oceans. N.Y.: Cambridge Univ. press, 1993. 411 p.
- Wilson J.T. Patterns of growth of ocean basins and continents // *Continental margins and island arcs*. Ottawa, 1966. P. 388–398.
- Zhao X., Coe R.S., Zhou Y. New paleomagnetic results from north China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 181, N 1/4. P. 43–81.

СОДЕРЖАНИЕ

А.В. Рязанцев

Структурная зональность нижнепалеозойских комплексов в Бошекульской островодужной системе на северо-востоке Центрального Казахстана 5

К.Е. Дегтярев, Т.Ю. Толмачева

Косые сдвиги и их роль в нарушении латерального ряда структур раннепалеозойской Чингизской островодужной системы (Восточный Казахстан) 40

К.Е. Дегтярев, К.Н. Шатагин, М.В. Лучицкая

Основные этапы формирования и особенности состава палеозойских гранитоидов хребта Чингиз (Восточный Казахстан) 68

А.Б. Веймарн, К.Е. Дегтярев, А.В. Тевелев

Позднедевонские плюмтектонические и плейттектонические процессы в Казахстане 87

Л.И. Демина, В.Г. Талицкий, Е.Ю. Коротеева

Геодинамические условия образования эклогитов и гранатовых амфиболитов Макбальского брахиантиклинория (Северный Тянь-Шань) 100

С.А. Куренков, В.А. Симонов, В.С. Шацкий, Е.В. Скляров, С.И. Ступаков,

Ю.В. Тикуннов

Эволюция палеосубдукционных комплексов Полярного Урала 130

Н.Б. Кузнецов, А.А. Соболева, О.В. Удоратина, М.В. Герцева, В.Л. Андреев, Н.С. Дорохов

Формирование доордовикских гранитоидных вулканоплутонических ассоциаций Североуральско-Тимано-Печорского региона и протоуральская эволюция северо-восточной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента . 158

С.А. Куренков, А.Н. Диденко, В.А. Симонов, Н.В. Лубнина

Геодинамические условия формирования палеоспрединовых комплексов Урало-Монгольского пояса 201

CONTENTS

A.V. Ryazantsev Structural zoning of the Lower Palaeozoic complexes in the Boshekulskaya island arc system at the northeast of Central Kazakhstan	5
K.E. Degtyarev, T.Yu. Tolmacheva Oblique strike-slips and their role in disturbance of lateral structural row of the Early Palaeozoic Chingiz island arc system (Eastern Kazakhstan)	40
K.E. Degtyarev, K.N. Shatagin, M.V. Luchitskaya Main stages of the granitoid formation and peculiarities of their composition, Chingiz Range, Eastern Kazakhstan	68
A.B. Veimarn, K.E. Degtyarev, A.V. Tevelev Late Devonian plume- and plate tectonic processes in the Kazakhstan	87
L.I. Demina, V.G. Talitsky, E.Yu. Koroteeva Geodynamic settings of eclogites and garnet amphibolites, Makbalsky brachyanticline (Northern Tien Shan)	100
S.A. Kurenkov, V.A. Simonov, V.S. Shatsky, E.V. Sklyarov, S.I. Stupakov, Yu.V. Tikunov Evolution of paleosubduction complexes of the Polar Urals	130
N.B. Kuznetsov, A.A. Soboleva, O.V. Udoratina, M.B. Gertseva, V.L. Andreichev, N.S. Dorokhov Formation of pre-Ordovician granitoid volcanic-plutonic assemblages of the Northern Urals-Timan-Pechora region and proto-Urals evolution of the northeastern margin of the Eastern European paleocontinent	158
S.A. Kurenkov, A.N. Didenko, V.A. Simonov, N.V. Lubnina Geodynamic settings of the Uralian-Mongolian belt paleosspreading complexes	201

Научное издание

**ОЧЕРКИ
ПО РЕГИОНАЛЬНОЙ ТЕКТЕНИКЕ**

Т о м 2

Казахстан, Тянь-Шань, Полярный Урал

Труды ГИН РАН, вып. 561

*Утверждено к печати
Редакционной коллегией
Геологического института
Российской академии наук*

Зав. редакцией *Н.А. Степанова*

Редактор *И.М. Ерофеева*

Художник *Ю.И. Духовская*

Художественный редактор *В.Ю. Яковлев*

Технический редактор *Т.А. Резникова*

Корректоры

З.Д. Алексеева, Г.В. Дубовицкая, Т.А. Печко

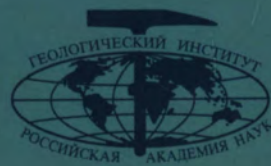
Подписано к печати 02.12.2004
Формат 70 × 100 1/16. Гарнитура Таймс
Печать офсетная
Усл.печ.л. 20,8. Усл.кр.-отт. 21,3. Уч.-изд.л. 20,8
Тираж 450 экз. Тип. зак. 3794

Издательство “Наука”
117997, Москва, Профсоюзная ул., 90

E-mail: sectet@naukaran.ru
Internet: www.naukaran.ru

Отпечатано с готовых диапозитивов
в ГУП “Типография “Наука”
199034, Санкт-Петербург, 9 линия, 12

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА



ISBN 5-02-033275-5



9 785020 332751

НАУКА