Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ И ПОСТРИФТОВЫЕ БАССЕЙНЫ СЕДИМЕНТАЦИИ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЮЖНОЙ СИБИРИ

75 ЛЕТ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ОБРАЗОВАНИЯ В ТГУ

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

КОНТРОЛЬНЫЙ ЛИСТОК СРОКОВ ВОЗВРАТА

КНИГА ДОЛЖНА БЫТЬ ВОЗВРАЩЕНА НЕ ПОЗЖЕ УКАЗАННОГО ЗДЕСЬ СРОКА

КОЛИЧ. ПРЕДЫД. ВЫДАЧ

21 НОЯ 2001	
08 ЯНВ 2005	20 ДЕК 2012
	13 ДЕК 2014
08 ЯНВ 2007	
	11 ЯНВ 2015
07 НОЯ 2009	
10 ДЕК 2009	
13 ЯНВ 2011	

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ПО ВЫСШЕМУ ОБРАЗОВАНИЮ

ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

МЕЖДУНАРОДНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК ВЫСШЕЙ ШКОЛЫ

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ
И
ПОСТРИФТОВЫЕ БАССЕЙНЫ СЕДИМЕНТАЦИИ
В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЮЖНОЙ СИБИРИ

Научная библиотека
Для книг
ТГУ

ТОМСК - 1996

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

УДК 551.35 + 551.7 (571.1)

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ И ПОСТРИФТОВЫЕ БАССЕЙНЫ СЕДИМЕНТАЦИИ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЮЖНОЙ СИБИРИ (Под редакцией В.П.Парначева). - Томск: Томский государственный университет, 1996. - 100 с.

Охарактеризованы континентальные рифтогенные структуры и пострифтовые осадочные бассейны позднедокембрийского, кембро-ордовикского, девонского, пермо-триасового и палеоген-четвертичного возраста, реликты которых сохранились в южных районах Средней Сибири. Приведены данные о вещественном составе осадочных и магматических пород, выполняющих рифтогенные структуры и пострифтовые бассейны. Уточнен возраст даек и трубок взрыва (копьевский комплекс) Минусинских впадин.

Илл. 27. Табл. 12. Библ. 86 назв.

Авторы: В.П.Парначев, И.А.Вылцан, Н.А.Макаренко, А.Ф.Беженцев, А.П.Косоруков, В.И.Стреляев, В.Н.Устинова.

Рецензент: профессор А.Ф.Коробейников
Обложка С.А.Родыгина.

© Томский государственный университет

CONTINENTAL RIFTOGENESIS AND POSTRIFTOGENIC BASINS OF SEDIMENTATION IN THE GEOLOGICAL HISTORY OF SOUTHERN SIBERIA (Edited by V.P.Parnatchev). - Tomsk: Tomsk State University, 1996. - 100 p.

Continental riftogenic structures and postrifted sedimentary basins of Late Precambrian, Cambrian-Ordovician, Devonian, Permian-Triassic and Paleogene-Quaternary age are characterized. Relics of these structures are preserved in the southern areas of Middle Siberia. Data on the composition of sedimentary and magmatic rocks filling riftogenic structures and postrifted basins are given. The age of dikes and volcanic pipes (kopjevsky complex) in Minusinsky depressions is defined more exactly.

27 figs. 12 tables. Ref. 86 n.

Authors: V.P.Parnatchev, I.A.Vilzan, N.A.Makarenko, A.F.Beghentzev, A.P.Kosorukov, V.I.Strelyaev, V.N.Ustinova.

Reviewer: Prof. A.F.Korobeinikov
Cover by S.A.Rodigin.

© Tomsk State University

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

75-летию геологического образования в Томском государственном университете ПОСВЯЩАЕТСЯ

ВВЕДЕНИЕ

Все возрастающее признание определяющей роли рифтогенеза в развитии и формировании структур земной коры определило попытку авторов оценить значение этого процесса в геологической истории Сибири. Анализ опубликованных данных вкупе с личными наблюдениями позволил сделать вывод о том, что континентальный рифтогенез как деструктивный процесс неоднократно проявлялся в регионе, начиная с раннерифейского времени. При этом устанавливаются различные формы фиксации этих разновозрастных процессов в современном геологическом ансамбле. В одних случаях сохраняются грабен-рифты, выполненные соответствующими осадочными и магматическими формациями (рифей - Енисейского кряжа, кембро-ордовик и девон - Алтае-Саянской складчатой области, пермо-триас - Западно-Сибирской плиты). В других, вследствие сильнейших эрозионных процессов, сохраняются лишь реликты характерных грабеновых осадочно-вулканогенных накоплений, или специфические ассоциации щелочных интрузивных пород (Присаянье). В третьих, отмечаются следы "горячих точек" (палеоген-четвертичные проявления трубок взрыва и вулканических излияний Минусы и Тувы).

В подавляющем большинстве случаев рифтогенные процессы в регионе, в связи с недостаточной энергетикой поднимающихся мантийных плюмов, не проходят полный цикл Уилсона, а затухают и, в крайнем случае, завершаются формированием пострифтовых седиментационных бассейнов (девон - Алтае-Саянской складчатой области, пермо-триас - Западно-Сибирской плиты). Лишь в ранне-среднерифейское время в зоне современной юго-западной окраины Сибирской платформы (Енисейский кряж) континентальный рифтогенез перерос в океаническую структуру, офиолитовые и островодужные формации которой охарактеризованы А.Б.Кузмичевым (1987).

На примере изучения рифтовых структур Западно-Сибирской плиты устанавливаются временные рамки, в течении которых рифтогенез контролирует все геоморфологические и геологические (магматические, метаморфические, седиментологические) процессы, а также формирование разнообразных полезных ископаемых. Для региона этот неполный цикл завершился в течении 220 млн. лет. Эта цифра позволяет в первом приближении оценить количество возможных этапов деструкции в геологическое время.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Изучение континентального рифтогенеза Южной Сибири, форм его проявления и породных ассоциаций им продуцированных, началось на кафедре динамической геологии Томского госуниверситета в конце 60-ых годов текущего века. В рамках этого направления были защищены кандидатские диссертации В.П.Парначевым (Нижнедевонская трахилипарит-трахит-базальтовая ассоциация вулканических пород северо-западной части Восточного Саяна.- Томск, ТГУ, 1974) и Н.А.Макаренко (Петрология субщелочных и щелочных пород центральной части Мариинской Тайги (Кузнецкий Алатау) - Томск, ТГУ, 1985). В 90-ые годы разработка темы продолжалась при поддержке грантов программы "Университеты России" ("Состав, строение и минерагения геологических формаций рифтогенных структур Южной Сибири" - шифр 2-11-19-42) и проекта "Геодинамика России" ("Геодинамическая модель процессов формирования палеозойских геоформаций Алтае-Саянской складчатой области и ее обрамления").

Различные аспекты проблемы активно обсуждались на проведенных кафедрой региональных совещаниях - "Палеовулканизм Сибири" (27-30 мая 1991 года, г. Томск), "Континентальный рифтогенез Сибири" (18-19 декабря 1992 года, г.Томск), "Геодинамика Южной Сибири" (22-23 декабря 1994 года, г. Томск), "Проблемы геологии Сибири (3-5 апреля 1996 года., г. Томск), тезисы докладов которых опубликованы в печати. Девонские рифтогенные формации юга Сибири подробно охарактеризованы в соответствующей монографии (Девонские рифтогенные ..., 1996). Большое количество материалов с описанием осадочных и магматических формаций, а также минерагении континентальных рифтовых структур опубликовано в сборниках статей "Геологические формации Сибири и их рудоносность" (вып.1-3) и "Вопросы геологии Сибири" (вып. 3), подготовленных кафедрой динамической геологии в предшествующие годы.

При написании предлагаемой работы широко использовались как опубликованные материалы, так и личные наблюдения авторов. Введение и заключение написаны В.П.Парначевым. Глава 1 - "Позднедокембрийский континентальный рифтогенез" написана В.П.Парначевым (Присаянье и Восточные Саяны) и В.И.Стреляевым (Енисейский кряж); глава 2 - "Кембро-ордовикский континентальный рифтогенез" - Н.А.Макаренко, В.П.Парначевым и А.Ф.Беженцевым; глава 3 - "Девонский континентальный рифтогенез" - И.А.Вылцаном и В.П.Парначевым; глава 4 - "Пермо-триасовый континентальный рифтогенез" - В.П.Парначевым и В.Н.Устиновой; глава 5 - "Палеоген-четвертичный континентальный рифтогенез" - В.П.Парначевым и А.И.Косоруковым. Техническая редакция и подготовка рукописи к печати осуществлены Л.Н.Парначевой.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Глава 1. ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ

Позднедокембрийские (рифейские и вендские) палеорифтовые структуры в Сибири в наиболее полном виде сохранились в пределах Сибирской платформы, где обстоятельно охарактеризованы Б.Р. Шпунтом (1987 и др.). На дневную поверхность эти структуры выходят в пределах Присаянья и в Енисейском кряже.

В Присаянье рел.кты рифейских и вендских палеорифтов известны в Урикско-Туманшетской перикратонной мобильной зоне (рис. 1.1), включающей Урикско-Ийский грабен и Присаянский прогиб (Секерин и др., 1992). Общая характеристика вулканогенно-осадочных и интрузивных формаций этих структур приведена в работах Г.Я. Абрамовича (1988), А.П.Секерина и др. (1989а,б; 1991 и др.).

В раннем рифее рифтогенные структуры растяжения в Урикско-Ийском грабене фиксируются многочисленными дайками диабазов, габбро-диабазов и пикритов, охарактеризованных А.П.Секериным и др., (1991). Дайки прорывают нижнепротерозойские отложения ингашинской и урикской свит, ориентированы в северо-западном направлении вдоль оси грабена и имеют крутое, близкое к вертикальному падение. Среди интрузивных пород преобладают диабазы, реже отмечаются пикриты. Последние совместно с диабазами нередко слагают единые тела, отчленяясь зоной клинопироксенитов. Средние химические составы нижнерифейских дайковых и субвулканических пород приведены в табл. 1.1. Диабазы и пикриты, по данным А.П.Секерина и др.(1991), на ф:кторной диаграмме образуют непрерывный тренд и отличаются низкой щелочностью, глиноземистостью и кремнекислотностью, повышенными содержаниями хрома, никеля и стронция, пониженными - калия и рубидия. Возраст диабазов, определенный изохронным рубидий-стронциевым методом, составляет 1640±100 млн. лет (Домышев, Лапин и др., 1987). Эти магматиты А.П.Секериным и др. (1989а) отнесены к пикрит-диабазовой формации и, по нашему мнению, фиксируют проявление раннерифейского континентального рифтогенеза.

В среднем рифее континентальный рифтогенез проявился в формировании Калбазыкского и Ермасохинских грабенов в северо-западной части Урикско-Ийской структуры и внедрении лампроитовых тел ингашинского комплекса.

Калбазыкский грабен имеет размеры 18 х 5 км, с двух сторон ограничен разломами и ориентирован в северо-западном направлении (рис. 1.1). Его юго-восточная граница с раннепротерозойскими отложениями ингашинской и урикской свит имеет флексурообразный характер, а с северо-запада он перекрыт отложениями верхнерифейской карагасской серии. Грабен выполнен среднерифейскими вулканогенно-осадочными отложениями калбазыкской свиты, представленными песчаниками, гравелитами и конгломератами, метаморфизованными на уровне зеленосланцевой фации. Для свиты характерно ритмичное строение, про-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

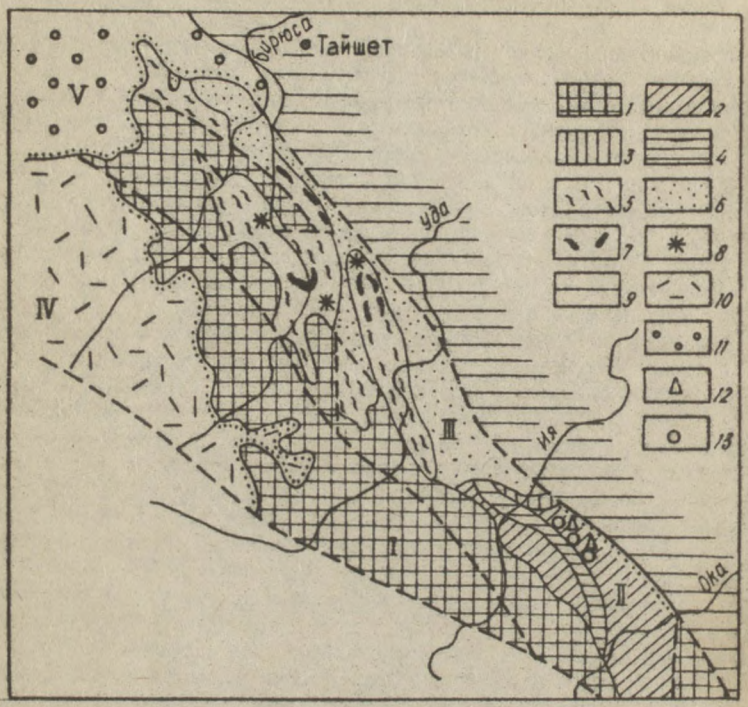


Рис. 1.1. Основные структурные элементы докембрия Присаянья по А.П.Секерину и др. (1991, 1995 и др.).
1 - массивы архейско-нижнепротерозойских пород, 2 - нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные толщи Урикско-Ийского грабена, 3 - среднерифейская калбазинская свита Калбазинского грабена, 4 - среднерифейская ермасохинская свита Ермасохинских грабенов, 5-6 - вулканогенно-осадчные серии Присаянского прогиба: 5 - карагасская, 6 - оселковая, 7 - базиты нерсинского комплекса, 8 - проявления калиевых трахитов шангулежского комплекса, 9 - осадочный чехол Сибирской платформы, 10 - девонские вулканогенные толщи Агульского прогиба, 11 - верхнепалеозойские терригенно-карбонатные толщи Рыбинской впадины, 12 - проявления лампроитов, 13 - щелочно-ультраосновные породы и кабонатиты зиминского комплекса.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

являющееся в чередовании тонкозернистых и грубозернистых пород при общем погрубении пород отложений снизу вверх по разрезу. Осадочные толщи вмещают дайки и силлы диабазов, габбро-диабазов, покровные образования контрастной риолит-базальтовой серии, пространственное размещение которых контролировалось вулканическими центрами. Один из таких центров - Ангаульский стратовулкан - сложен базальтоидами, нередко сохраняющими витрофировую, гиалопилитовую и вариолитовую структуры. Г.Я.Абрамовичем(1988) отмечается его зональное строение, при котором небольшие изометричные тела трахитов в центре, очевидно, фиксируют жерло палеовулкана. В Ярминской тектонической зоне Е.Н.Чернышовой и др. (1995) установлено присутствие дайки трахидолерита с рубидий-стронциевым возрастом 1330 млн. лет.

По-видимому, среднерифейский возраст имеют приразломные Ермасохинские грабены, образующие выпуклую в сторону платформы дугообразную зону (рис. 1.1). Грабены выполнены слабометаморфизованными конгломератами, песчаниками, алевролитами ермасохинской свиты, содержащими гальку диабазов и туфогенных пород. В вертикальном разрезе намечается приуроченность грубообломочных пород к нижним, а песчаных - к верхним частям стратиграфической колонки. Эти терригенные отложения прорваны дайками и трещинными интрузиями диабазов, долеритов, габбро-диабазов и пикритобазальтов, протяженность которых достигает первых километров, а мощность до 800 м. Для базитов характерно частое присутствие гранофировых выделений, встречаются афанитовые, миндалекаменные и сферолитовые разности.

Химический состав среднерифейских магматических пород приведен в табл. 1.1.

Среднерифейский возраст имеют и лампроиты ингашинского комплекса, выделеного и охарактеризованного А.П.Секериным и др. (1989а, 1995 и др.).

Лампроитовые тела локализованы в Урикско-Ийском грабене, в пределах Ингашинского жильного поля. Жилы под косым углом прорывают раннепротерозойские отложения урикской и ингашинской свит и ориентированы в северо-западном направлении (295-305°). Одна из жил имеет северо-восточное простирание, перпендикулярное к структурному плану вмещающих пород. Морфологически все тела относятся к жилам выполнения трещин скалывания. Для них характерно кулисообразное размещение, сорванные, притертые к зеркалам скольжения контакты, будинаж, наличие пережимов и раздувов. Прослеженная длина тел достигает 0.5 км при мощности от 1 см до 1 м. Отмечаются ореолы контактовых изменений вмещающих песчаников и сланцев, превышающие иногда мощность жил.

Для лампроитов характерно наличие порфировых структур с флюидальной текстурой основной массы. Порфировые вкрапленники представлены псевдоморфозами серпентина и талька по оливину, реже флогопи-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

том. Для основной массы присуще преобладание ориентированных микролитов. В тяжелой фракции лампроитов обнаружены хромшпинелиды, перовскит, рутил, титаномагнетит, циркон, мауссонит, апатит, шпинель, турмалин, анатаз, сфен, хромдиопсид, оливин, амфиболы, магнетит, барит, альмандин, пиропы. Характерно полное отсутствие пикроильменита. В лампроитах наблюдаются обломки вмещающих пород и минералов, глубинных включений, в том числе эклогитизированных габброидов.

Химический состав лампроитов приведен в табл. 1.1. Возраст лампроитов, определенный рубидий-стронциевым изохронным методом по флогопиту составляет 1268±12 млн. лет (Секерин и др., 1989а).

Позднерифейский континентальный рифтогенез проявился в заложении Присаянского прогиба (рис. 1.1). На современном эрозионном срезе прогиб имеет форму трога, вытянутого почти на 300 км вдоль северо-восточного края Бирюсинской глыбы. С северо-востока и юго-запада он ограничен разломами, на северо-западе перекрыт девонскими карбонатно-терригенными отложениями Рыбинской впадины, на юго-востоке в бассейне р. Ии имеет естественную границу, налегая на раннепротерозойские и рифейские отложения Урикско-Ийского грабена. Прогиб выполнен верхнерифейскими вулканогенно-осадочными толщами карагасской и оселковой серий. При этом, вулканогенно-осадочные накопления карагасской серии рассматриваются нами как синрифтовые образования, в то время как карбонатно-терригенные отложения оселковой серии знаменуют, по нашему мнению, седиментацию в пострифтовом осадочном бассейне.

В процессе формирования Присаянского рифтогенного прогиба магматизм проявился на двух возрастных уровнях с образованием более раннего шангулежского покровного трахит-трахибазальтового и позднего нерсинского силлово-дайкового трахидолеритового комплексов.

Шангулежский вулканогенный трахит-трахибазальтовый комплекс локализован в нижней шангулежской свите карагасской серии и включает высококалиевые вулканиты трахитового состава и трахибазальты (Секерин и др., 1989б). Трахитовые вулканиты преставлены перекристаллизованными пепловыми туфами, туффитами, реже туфолавами и эруптивными брекчиями, содержащими обломки щелочных трахитов. Породы в значительной мере подверглись калиевому щелочному метасоматозу. Позднее произошло излияние и внедрение трахибазальтов, трахиандезитов. Отмечаются локальные проявления субщелочных пикритов, трахириолитов и толеитовых базальтов.

Химические составы вулканитов шангулежского трахит-трахибазальтового комплекса приведены в таблице 1.1. Отмечается очень высокое содержание в трахитах фтора (до 1500 г/т) и циркония (до 245 г/т). По петрохимическим и геохимическим параметрам шангулежские трахиты А.П.Секериным и др. (1989б) сопоставляются с лейкократовыми дифференциатами лампроитовой группы.

Таблица 1.1

Средний химический состав позднедокембрийских магматических ассоциаций континентальных рифтовых структур Присаянья (мас. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	47.74	42.16	50.93	75.10	58.39	47.95	49.45	40.59	48.40	49.20	49.79
TiO_2	1.32	0.86	1.14	0.46	0.83	2.83	1.97	2.56	2.94	2.36	1.62
Al_2O_3	13.44	5.75	14.13	11.18	17.52	13.87	14.25	4.70	13.34	13.38	13.17
Fe_2O_3	4.03	5.44	2.98	0.22	1.32	5.10	4.18	10.35	3.84	3.42	3.61
FeO	9.17	8.00	8.95	2.93	3.47	10.05	8.56	2,21	10.27	9.07	8.79
MnO	0.19	0.17	0.19	0.06	0.04	0.23	0.19	0.29	0.23	0.19	0.24
MgO	7.55	23.41	5.71	0.60	2.82	5.63	5.47	17.69	6.70	6.47	7.26
CaO	10.66	5.69	8.85	0.98	1.36	7.89	8.36	6.17	6.14	9.37	8.22
Na_2O	2.19	0.12	2.83	2.67	2.02	2.87	2.21	0.23	3.50	3.00	2.72
K_2O	0.67	0.04	1.38	4.73	10.40	1.59	1.15	1.68	1.29	1.32	1.25
P_2O_5	0.17	0.08	0.16	0.05	0.17	-	-	1.10	0.36	0.22	0.13
п.п.п.	2.43	7.36	1.85	0.99	2.09	1.99	3.23	11.76	3.46	2.52	3.36
Сумма	99.57	99.08	99.16	99.97	100.43	99.91	100.02	99.87	100.47	100.52	100.16
n	12	10	24	2	5	13	12	12	4	5	4

Примечание: 1-2 - нижнерифейский пикрит-диабазовый комплекс: 1 -диабазы, 2 - пикриты; 3-4 - среднерифейский калбазыкский комплекс: 3 - базальты, 4 -риолиты; 5-7 - шангулежский верхнерифейский комплекс: 5 - трахиты, 6 - трахибазальты, 7 - толеитовые базальты; 8 - среднерифейский ингашинский комплекс, лампроиты; 9-11 - верхнерифейский нерсинский комплекс трахидолеритов и габбро-монцонитов: 9 - дайки, 10 - силлы, 11 - штоки. 1-8 - по А.П.Секерину и др. (1989, 1991), 9-11 - по С.С.Брагину и Б.Н.Лапину.

Digital Library (repository) of Tomsk State University http://vital.lib.tsu.ru

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Нерсинский комплекс трахидолеритов и габбро-монцодиоритов завершает формирование вурхнерифейской рифтовой системы. Эти породы слагают пластовые, штокообразные и дайковые тела, прорывающие отложения шангулежской, тагульской и ипситской свит карагасской серии. В составе комплекса С.С.Брагиным и Б.Н.Лапиным (1982) описаны кварцевые диабазы (конга-диабазы) с гранофировой структурой, оливиновые диабазы и их миндалекаменные разности, приуроченные к контактовым зонам тел. Химический состав базитов нерсинского комплекса приведен в табл.1.1. Все они характеризуются несколько повышенными значениями титанистости и щелочности и на петрохимической диаграмме А.Н.Заварицкого-А.Ф.Белоусова попадают в поле трахибазальтовых разностей. Учитывая это обстоятельство, мы предлагаем выделять нерсинские базиты в качестве трахидолеритового комплекса.

Пострифтовое осадконакопление в Присаянском прогибе проявилось в формировании оселковой серии, которая с размывом и несогласием перекрывает карагасские вулканогенно-осадочные толщи. В составе серии выделяются (снизу вверх) марнинская, удинская и икейская свиты. Марнинская свита сложена в нижней части мелкогалечниковыми конгломератами и полимиктовыми песчаниками, а в верхней - аргиллитами. Удинская свита в основании содержит пласт кварцевых крупнозернистых песчаников, а выше представлена тонким переслаиванием мелкозернистых песчаников, алевролитов и, реже, аргиллитов. Икейская свита в нижней части сложена крупно- и среднезернистыми песчаниками, а ее верхняя часть состоит из тонкого чередования зеленовато-серых алевролитов, аргиллитов и тонкозернистых песчаников. Можно предполагать, что отложения оселковой серии, мощность которой достигает 1500 м, частично имеют наземно-континентальную природу, а частично накапливались в мелководных эпиконтинентальных морских условиях.

Вендский рифтогенез в регионе проявился в формировании зиминского комплекса щелочных ульраосновных пород и карбонатитов. Какие-либо грабеновые структуры, отражающие вендский тектогенез, нам пока не известны.

Зиминский комплекс представлен несколькими телами щелочных ультраосновных пород и карбонатитов, из которых наиболее обстоятельно изучены Большетагнинский и Нижнесаянский массивы. Они локализованы в северо-западной части Урикско-Ийского грабена, где прорывают протерозойские толщи. Массивы представляют собой штокообразные тела с вертикальным или крутым падением контактов и на современном эрозионном срезе имеют эллипсовидную форму, удлиненную в северо-западном направлении. Л.К.Пожарицкая И В.С.Самойлов (1972) выделяют несколько этапов в становлении массивов: 1) внедрение щелочных ультраосновных пород; 2) нефелинизация ультраосновных пород с образованием пород ийолит-мельтейгитового состава; 3) внедрение сиенитов, нефелиновых сиенитов и калишпатизация вмещающих щелочных

Таблица 1.2

Химические составы щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов эминского комплекса (мас. %) по Е.А.Чернышовой и др. (1992)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	33.29	36.70	31.06	55.38	55.78	41.94	28.29	42.88	50.10
TiO_2	5.22	2.39	1.66	0.18	0.48	0.43	2.26	0.83	0.10
Al_2O_3	7.86	16.57	8.40	21.55	11.30	2.10	5.50	13.06	0.20
F_2O_3	9.84	6.38	12.87	0.99	7.93	17.00	7.20	3.39	0.60
FeO	6.91	5.66	5.75	1.71	2.51	7.21	24.60	1.58	0.90
MnO	0.19	0.24	0.39	0.03	0.56	0.42	1.15	0.25	0.26
MgO	8.53	4.17	4.53	0.45	0.91	1.20	7.40	0.44	0.59
CaO	20.91	14.92	25.43	1.30	5.09	8.20	4.40	14.85	26.10
Na_2O	1.22	7.18	2.83	3.19	2.32	6.01	0.06	0.31	0.03
K_2O	1.45	2.61	0.66	11.73	9.49	1.70	7.24	9.88	0.02
P_2O_5	2.42	1.37	1.31	0.02	0.17	0.11	2.36	2.09	1.98
п.п.п.	1.35	1.17	4.59	3.11	2.90	10.93	8.39	9.97	18.91
Сумма	99.19	99.36	99.48	99.64	99.44	97.25	98.55	99.53	99.79

Примечания: 1 - мельтейгит, 2 - ийолит, 3 - мелилитолит, 4 - нефелиновый сиенит, 5 - щелочной сиенит, 6 - эгиринит, 7 - слюдит с апатитом, 8 - микроклинит, 9 - карбонатит с кварцем.

Высокое содержание FeO в ан. 8 связано с присутствием пирита.

Пробы 6 и 7 содержат более 0.5 % ниобия.

Digital Library (repository) of Tomsk State University http://vital.lib.tsu.ru

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

основных и ультраосновных пород, конгломератов и песчаников; 4)внедрение пикритов-альнеитов; 5) формирование карбонатитов.

Карбонатиты большей частью слагают ядерные части массивов и содержат реликты пород ийолит-мельтейгитового ряда, а также вмещающих сланцев. Авторы отмечают многостадийность карбонатитового процесса с выделением до 4 стадий. Е.А.Чернышовой и др. (1992) установлено, что при этом формирование карбонатитов сопровождается многократным дроблением и перекристаллизацией как вмещающих пород, так и самих карбонатитов. Ранние (безрудные) карбонатиты подвергаются катаклазу и микроклинизации совместно с ийолитами. Пирохлорсодержащие карбонатиты в центральной части массивов залегают в катаклазированных микроклинитах, а также слюдитах, эгиринитах и сиенитах в виде штокверковых зон различного масштаба. Предполагается, что молодой наложенный щелочнометасоматический процесс имеет возраст 242-252 млн. лет (Чернышова и др., 1992). Устанавливается развитие и других поздних гидротермальных изменений всех пород комплекса - гематитизация, флюоритизация и окварцевание.

Становление массивов сопровождалось внедрением серии даек и эруптивных брекчий, которые отмечаются как в пределах интрузивных тел, так и во вмещающих породах, где слагают линейные тела, мелкие ветвящиеся жилы и трубки взрыва. Среди этих пород Е.А.Чернышовой (1990) выявлены представители трех семейств, составляющих группу ультраосновных гипабиссальных пород щелочного ряда: щелочные пикриты, мелилититы и ультраосновные фоидиты. Они связаны между собой переходными разностями.

Исследования изотопных рубидий-стронциевых отношений дало возможность Е.А.Чернышовой и др. (1992) определить средний возраст пород зиминского комплекса равный 635±18 млн. лет при первичном $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.70344±0.00027, что подтверждает их мантийный источник и раннедевонское время формирования.

Вендский рифтогенез сопровождался накоплением отложений мотской свиты, формированию которой предшествовала перестройка в геологическом развитии региона. В строении свиты выделяется нижняя терригенная, часто грубообломочная пачка с базальными конгломератами в основании, и верхняя - карбонатная, главным образом доломитовая. Окончание предмотского этапа связано с проявлением резкого воздымания и наличием кор выветривания в области сноса.

В северо-западной части Восточного Саяна континентальную рифтогенную структуру маркирует верхнерифейская вулканогенно-осадочная кувайская серия, выполняющая Манский прогиб. Прогиб представляет собой наложенную грабен-синклинорную структуру современного северо-западного простирания, фундамент которой сложен высокометаморфизованными архей-раннепротерозойскими толщами Канской, Арзыбейской и Дербинской глыб. Большинство ограничений прогиба тектонические.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

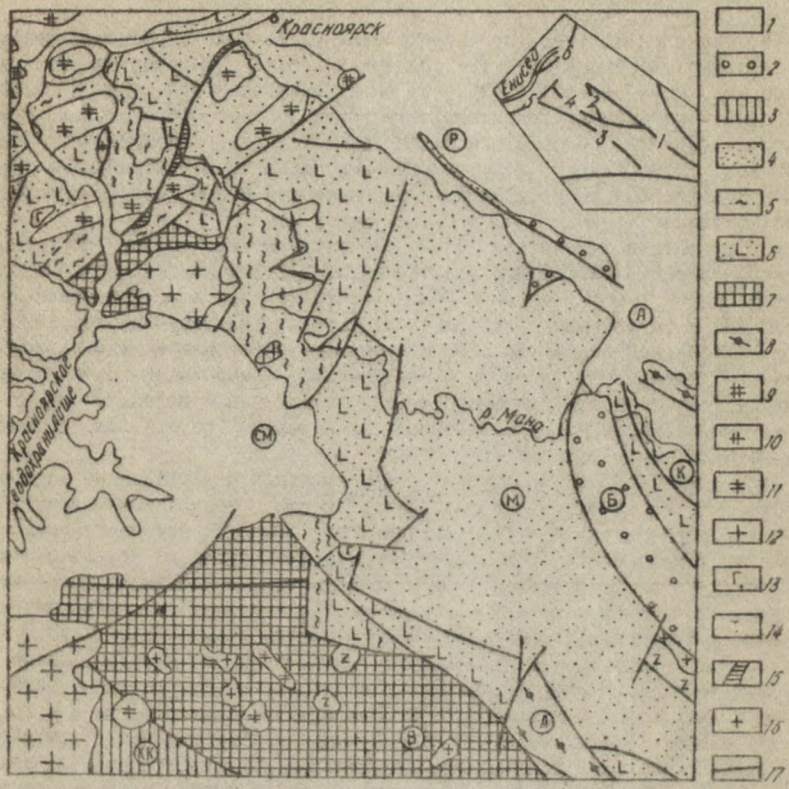


Рис.1.2. Схематическая геологическая карта северо-западной части Восточного Саяна. По В.М. Ярошевичу и др. (1995). 1-7 - вулканогенно-осадочные и метаморфические толщи: 1 - девонские, 2 - верхнего кембрия-ордовика, 3 - кембрийские, 4 - среднего-нижнего кембрия и венда, 5-6 - верхнего рифея (5 - урманская, 6 - бахтинская свиты), 7 - нижнепротерозойской саянской серии, 8 - архейско-нижнепротерозойские. 9 - 16 - интрузивные комплексы: 9 - черносопкинский тингуанит-трахидолеритовый, 10 - шумихинский щелочных сиенитов-граносиенитов, 11 - буеджульский габбро-монцонит-граносиенитовый, 12 - беллыкский гранитоидный, 13 - габбро и габбро-диабазы, комагматичные бахтинскому комплексу, 14 - нижнедербинский перидотит-габбро-пироксенитовый, 15 - акшепский ультрабазитовый, 17 - разрывные нарушения (цифры на врезке): 1 - Главный разлом Восточного Саяна, 2 - Манский, 3 - Восточно-Саянский, 4 - Канский, 5 - Беллыкский, 6 - Слизневский. Главные структуры: К - Канская глыба, А - Арзыбейская глыба, В - Дербинский антиклинорий, КК - Кизиро-Казырский синклинорий, М- Манский синклинорий, Б - Баджейский прогиб. Девонские впадины: Р - Рыбинская, СМ - Северо-Минусинская, А - Агульская.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Собственно рифтогенная верхнерифейская грабеновая формация (кувайская серия) вскрывается в тектонических блоках в прибортовых частях прогиба. Можно предполагать, что базальные горизонты серии с несогласием и размывом перекрывают архей-нижнепротерозойские толщи, поскольку содержат обломки кристаллических сланцев, мраморов и гранитоидов. Центральная часть прогиба выполнена венд-кембрийскими терригенно-карбонатными толщами, накопившимися в пострифтовом осадочном бассейне.

В составе кувайской серии, характеристике которой посвящены многочисленные работы А.А.Предтеченского, В.В.Хоментовского, А.А.Постникова и многих других, выделяются (снизу вверх) урманская, манская и бахтинская (кершульская) свиты (Ярошевич и др.,1995).

Урманская свита (до 3200 м) сложена переслаивающимися алевролитами, глинистыми сланцами и песчаниками. В небольших количествах присутствуют лидиты, глинисто-кремнистые сланцы и доломиты. В отдельных разрезах в верхних горизонтах выявлены потоки лав, туфолав и пачки туфов базальтового состава.

Манская свита (до 1200 м) согласно через переслаивание алевролитов и известняков залегает на урманской, но местами содержит в нижних горизонтах известняковые конгломераты, свидетельствующие о местных размывах. Преимущественно свита состоит из черных и темно-серых, часто антраконитовых известняков с пачками и прослоями глинистых и алеврито-песчаных известняковых разностей, алевролитов, глинистых сланцев и лидитов.

Бахтинская свита (до 4000 м) сложена главным образом лавами и туфами базальтов при подчиненном значении кислых и средних вулканитов в верхней части разреза. В отдельных разрезах (р.Мана в 2 км ниже устья р.Каракуши) В.И.Ярошевич и др. (1995) отмечают горизонты туфолав с крупными глыбами мраморизованных известняков из подстилающих толщ, свидетельствующих о сильных эксплозивных взрывах, предшествующих излияниям лавы. В переслаивании с вулканитами отмечаются известняки, доломиты, лидиты, глинисто-кремнистые и глинистые сланцы.

Вулканогенные породы нередко сопровождаются субвулканическими образованиями сходного состава (габброиды, габбро-диабазы, андезито-базальты, плагиогранит-порфиры, гранит-порфиры и др.), представляющими собой, скорее всего, подводящие каналы извержений.

Отложения кувайской серии метаморфизованы на уровне хлорит-мусковитовой субфации зеленосланцевой фации. Они содержат микрофитолиты верхнего рифея и с размывом и несогласием перекрываются в одних случаях верхнерифейской ангалойской свитой, а в других - красноцветными терригенными породами оклерской свиты венда.

Среди вулканогенных пород кувайской серии выделяются базальтовые вулканиты нормального (59.4 %) и субщелочного (трахибазальто-

Таблица 1.3

Химические составы рифейских вулканических пород кувайского комплекса Восточного Саяна (мас.%) по В.М.Ярошевичу и др. (1995)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	50.26	47.71	45.58	49.37	49.31	54.92	54.71	60.86	60.42	63.86	65.86	63.97	69.96	74.21
TiO_2	0.84	3.42	2.70	2.19	1.74	1.64	0.93	0.72	1.09	0.80	0.74	0.62	0.48	0.28
Al_2O_3	12.65	13.92	13.88	13.16	15.67	14.44	15.01	13.67	15.83	14.07	12.90	15.33	13.65	11.96
Fe_2O_3	2.02	1.75	3.09	2.07	2.64	4.01	3.49	2.02	2.97	3.34	1.34	1.38	1.33	1.06
FeO	7.33	9.81	9.69	7.35	8.18	6.52	5.89	5.42	4.85	4.20	5.41	4.17	2.62	2.55
MnO	0.16	0.10	0.18	0.13	0.17	0.15	0.18	0.23	0.21	0.18	0.21	0.09	0.10	0.06
MgO	10.60	8.75	6.58	6.58	5.65	4.77	4.69	3.05	1.91	1.67	2.19	1.01	1.13	0.67
CaO	8.11	4.02	7.08	8.03	6.83	4.63	5.28	4.42	2.79	2.09	1.96	0.67	2.66	1.55
Na_2O	2.60	2.54	2.90	2.49	4.12	4.04	4.56	3.75	5.89	5.31	4.65	3.58	4.63	5.16
K_2O	0.91	0.23	0.83	0.47	0.60	0.23	1.23	1.14	1.15	0.72	1.34	6.79	1.12	0.58
P_2O_5	0.18	0.53	0.34	0.37	0.25	0.25	0.30	0.29	0.47	0.29	0.31	0.19	0.12	0.07
п.п.п.	3.72	6.63	7.07	7.19	4.61	4.05	3.08	4.34	1.86	2.88	2.26	1.42	2.02	1.65
Сумма	99.39	99.42	99.93	99.40	99.71	99.64	99.34	99.91	99.44	99.41	99.18	99.22	99.82	99.83

Примечание: 1 - высокомагнезиальные базальты (9), 2 - оливиновые базальты (9), 3 - оливиновые трахибазальты (6), 4 - базальты (7), 5 - трахибазальты (30), 6 - андезитобазальты (6), 7 - трахиандезитобазальты (3), 8 - андезиты (6), 9 - трахиандезиты (2), 10 - трахиандезито-дациты (5), 11 - дациты (7), 12 - трахидациты (3), 13 - плагиориодациты (16), 14 - плагиориолиты (2).

В скобках указано число анализов.

Digital Library (repository) of Tomsk State University http://vital.lib.tsu.ru

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Таблица 1.4

Химические составы субвулканических пород верхнерифейского кувайского комплекса (мас.%) по В.М.Ярошевичу и др. (1995)

Окислы	1	2	3	4	5
SiO_2	48.14	48.88	50.65	55.70	73.36
TiO_2	2.54	1.26	1.69	1.71	0.08
Al_2O_3	13.35	16.70	15.64	14.59	14.28
Fe_2O_3	2.99	3.09	1.76	2.76	0.42
FeO	8.08	6.41	9.10	6.88	2.20
MnO	0.16	0.14	0.16	0.17	0.02
MgO	7.95	5.81	5.55	3.54	0.35
CaO	8.39	9.92	5.69	5.54	0.30
Na_2O	2.55	3.10	4.10	3.93	1.68
K_2O	0.36	0.27	0.73	0.71	3.85
P_2O_5	0.44	0.19	0.26	0.35	0.05
п.п.п.	4.79	4.05	3.36	3.68	2.30
Сумма	99.74	99.83	99.59	99.55	99.49

Примечание: 1- оливиновые габбро-долериты и габбро (2), 2 - габбро-долериты (5), 3 - субщелочные габбро и габбро-долериты (3), 4 - андезито-базальты (3), 5 - гранит-порфир (1).

вого) ряда (29.7 %), вулканиты среднего состава с трахиандезитами (1.8 %) и группа кислых вулканитов (9.1 %), среди которых присутствуют и трахидациты (1.2 %) (Ярошевич и др., 1995). Средние химические составы эффузивных и субвулканических пород кувайской серии, также как и содержание в этих породах редких и рассеянных элементов приведены в табл. 1.3, 1.4 и 1. 5.

Полученные данные позволили В.М.Ярошевичу и др. (1995) классифицировать кувайский вулканический комплекс в качестве контрастной риолит-базальтовой формации. Эти вулканиты ассоциируют с осадочными породами (23-35 %), которые представлены преимущественно известняками и доломитами, нередко содержащими онколиты, что наряду с горизонтами грубообломочных пород и эруптивных брекчий, свидетельствует о мелководных условиях осадоконакопления. Встречающиеся кремнистые породы (лидиты) связаны с гидротермально-осадочной деятельностью в отдельных вулканических центрах.

Анализ особенностей строения, условий осадконакопления и проявления вулканизма, а также вещественного состава осадочных и магматических пород позволил В.П.Парначеву и др. (1993) отнести, а В.М.Ярошевичу и др. (1995) обосновать континентальную рифтогенную природу Кувайского грабен-рифта. Пострифтовое опускание в венд-кембрийское время обусловило формирование в зоне грабен-рифта структуры Манского прогиба.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Таблица 1.5

Содержание редких и рассеянных элементов в вулканитах кувайского комплекса (г/т) по В.М.Ярошевичу и др. (1995)

элементы	1	2	3	4	5	6	7	8
V	250	240	282	261	320	140	89	110
Cr	1000	192	112	154	290	44	50	28
Co	43	58	42.2	47.8	31	17	16.2	5.9
Ni	360	152	115	100	68	13	22	7.4
Pb	7.9	10.2	11.2	7.8	6.5	7.9	6.5	6.5
Sn	10	6	9	11	4	4	4	1.2
Mo	12	21	13.2	13.2	7.2	8.6	13	2.9
Be	2.6	6.1	4.8	4.1	н/опр.	3.6	2.4	2.2
Ba	780	312	448	730	1700	170	530	1000
Sr	470	302	416	523	460	300	377	210
Ga	9.7	16.5	15.7	17	9.6	13	13	12
Se	20	23	32	27	27	19	29	10
I	20	29	37.2	34.1	25	36	43	25
Yb	2.2	3.9	4.4	4.0	2.5	4.9	4.8	3.1
Zr	200	412	337	379	260	280	363	370
Nb	35	62	87	73	53	46	43	14
La	10	45.3	110	63	10	10	10	10

Примечание: 1 - высокомагнезиальный базальт (1), 2 - оливиновые базальты (6), 3 - базальты (9), 4 - трахибазальты (7), 5 - трахиандезитобазальт (1), 6 - дацит (1), 7 - плагиориодациты (3), 8 - трахидацит (1). В скобках указано число анализов.

В Енисейском кряже основные крупные рифтогенные прогибы сосредоточены в его южной части: на юго-западе - Большепитский, на юго-востоке - Ангаро-Питский (рис. 1.3).

Большепитский прогиб, по данным О.А.Вотаха (1968), А.С.Аладышкина, Н.А.Охапкина, М.Л.Шермана (1974), Г.Н.Бровкова, Т.Я.Корнева, Г.Г.Карпова, Л.А. Неймарк, Е.К.Рыцк, Б.М.Гороховского (1994) и др., представляет собой вытянутую (250 х 100 км) структуру, ограниченную глубинными разломами и выполненную рифейскими вулканогенно-осадочными и интрузивными образованиями. Прогиб занимает почти целиком бассейн нижнего и среднего течения р.Б.Пита.

В структурно-тектоническом плане Большепитский прогиб рассматривается как ступенчато-опущенный блок, который на востоке сочленяется с Татарским горстом, а на западе - Приенисейским. Границами описываемых структур служат глубинные разломы северо-западного простирания (рис.1.3). Горсты сложены нижнепротерозойскими гранитогнейсами, кварцито-гнейсами и гранитами. Здесь же наблюдаются нижнепалеозойские терригенные отложения киликейской толщи, прорванные

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

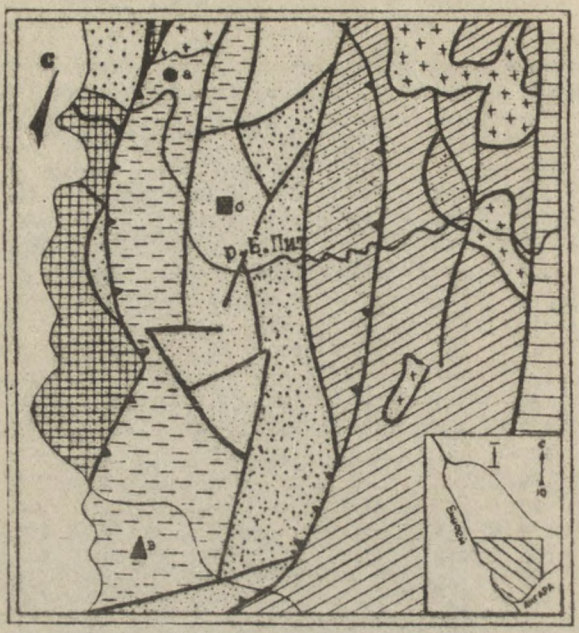


Рис.1.3. Схема геологического строения Большепитского прогиба южной части Енисейского кряжа. Составлена В.И.Стреляевым с использованием материалов Л.А.Неймарк и др. (1994).

На врезке указано местоположение описываемого района. 1 - Приенисейский горст, 2 - Татарский горст, 3 - Ангаро-Питский прогиб, 4 - прогибы нижнего палеозоя, 5 - континентальная рифтовая структура нижнего рифея Восточной зоны, 6 - континентальная рифтовая структура среднего рифея Центральной зоны, 7 - континентальная рифтовая структура верхнего рифея Западной зоны, 8 - гранитоиды Татарско-Аяхтинского комплекса, 9 - гранитоиды Глушихинского комплекса, 10 - поперечные грабен-рифты венда-позднего рифея: а - Каитьбинской зоны, б - Морянихо-Меркурихинской зоны, в - Горевской зоны; 11 - разломы: а- глубинные, б - региональные.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

щелочными породами Кийского комплекса силурийского возраста.

Выявлено сложное мозаично-блоковое строение Большепитского прогиба. В северо-западной части его находится Лендахский блок, ограниченный с юга Каитьбинской зоной надвигов, а с северо-востока - Татарской зоной смятия. В центральной части прогиба локализован Центральный (Сухопитский) блок, ограниченный с запада-юго-запада Орловским, а с востока-северо-востока - Даугле-Морянихинским разломами. Находящийся на юго-востоке Рыбинский блок оконтурен Татарским и Рыбинским разломами. Все глубинные разломы имеют генерализованное северо-западное простирание, совпадающее с простиранием основных структур кряжа. Внутри Большепитского прогиба отмечается система разломов северо-восточного направления, с которыми связаны зоны последующей тектонической деструкции: Каитьбинский, Морянихинский, Меркурихинский и Ангарский.

Дислоцированность верхнедокембрийских отложений Большепитского прогиба зависит от структурного положения межблоковых и внутриблоковых рифтовых депрессий по отношению к разломам. В межблоковых конседиментационных рифтогенных впадинах углы падения толщ 5-25°, на склонах блоковых выступов - 30-35°, в приразломных зонах увеличиваются до 65, местами 80°, а на вершинах - 10-5°. Мощность земной коры в Большепитском прогибе, по данным А.С.Егорова, варьирует в пределах 35-49 км. Поверхность Мохо при современном эрозионном срезе образует сводоподобную структуру, согласную с общим северо-западным простиранием прогиба. Максимальная глубина до поверхности Мохо в прогибе достигает 36 км, тогда как в окружающих горных сооружениях она увеличивается до 45 км и более. С учетом мощности осадочного чехла во впадинах, колеблющейся от 2 до 6 км, можно предположить, что эта поверхность, отражающая уровень подъема мантийного диапира, располагалась в позднедокембрийское время под прогибом на глубине около 30 км. Примерно такой же геодинамический режим существовал в палеозое юга Сибири (Девонские... ,1996).

Большепитский прогиб выполнен карбонатными, терригенно-карбонатными и вулканогенными комплексами нижне-, средне-, позднерифейского и позднерифейско-вендского возраста. В его пределах выделяются континентальные рифтовые грабены Восточной, Центральной, Западной зон и поперечные грабен-рифты с максимальной мощностью позднедокембрийских толщ. Их минимальная мощность наблюдается на сводах обрамляющих горст-выступов.

Центральную зону Большепитского прогиба слагают среднерифейские отложения, составляющие сухопитскую серию. По мнению М.Л.Шермана, Н.А.Охапкина, отложения нижнего рифея встречаются здесь в виде небольших разрозненных блоков. В Восточной зоне они играют гораздо большую роль и отмечаются в форме глыбовых микститов, содержащих обломки раннепротерозойских метаморфитов. Ориентировочная мощ-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ность 160 м. Пестроцветные среднерифейские отложения сухопитской серии представлены преимущественно углеродистыми и пиритизированными глинистыми, алеврито-глинистыми сланцами, кварцитами, кварцевыми гравелитами, покровами базальтов тисской свиты. Мощность серии до 2000 м.

Верхнерифейские отложения в объеме тунгусикской серии наибольшим распространением пользуются в межблоковых рифтовых депрессиях Западной зоны. В момент отложения тунгусикской серии седиментационный палеобассейн Большепитского прогиба не представлял собой уже единого целого. Доверхнерифейский рельеф характеризовался резким изменением глубин межблоковых рифтовых депрессий в сторону их увеличения с востока на запад. Серия включает породы потоскуйской, шунтарской и токминской свит.

Потоскуйская свита (2000 м) состоит из гравелитов и аркозовых песчаников, залегающих на отложениях сухопитской серии. Выше наблюдаются карбонатно-глинистые породы (более 1000 м), сменяющиеся вверх по разрезу пестроцветными известняками, хлоритоидными и кварцевыми песчаниками. Известняки содержат прослои карбонатных брекчий и строматолиты. В бассейне рек Северная и Вятка в Западной зоне нижние пачки потоскуйской свиты значительно обогащены магнетитом и ильменитом. В Центральной зоне Большепитского прогиба отложения потоскуйской свиты становятся более известковистыми, в них появляются строматолитовые известняки и калькарениты. Породы местами содержат примесь барита в количестве до 2 % (Лендакский блок). По-видимому, в потоскуйское время Большепитский прогиб в целом представляя собой мелководный палеобассейн. Главным поставщиком обломочного материала были близрасположенные горсты с развитыми химическими корами выветривания. Мелководность бассейнов, хорошая прогреваемость и их замкнутость предопределили в начальный период эвапоритовую обстановку формирования осадков тунгусикской серии в Западной зоне.

Шунтарская свита (до 780 м) развита главным образом в межблоковых рифтовых депрессиях Центральной зоны Большепитского прогиба, где черные аспидные толщи достигают мощности 100 м. По-видимому, в шунтарское время происходит заложение ряда наложенных поперечных грабен-рифтов, которые отличаются присутствием толщ чередующихся углеродистых известняков, гидрослюдисто-кремнистых пород и пиритизированных глинистых известняков.

Токминская свита (до 750 м) включает лавы, силлы и дайки базальтов, широко распространенные в наиболее прогнутых частях Центральной зоны Большепитского прогиба. Свита представлена чередующимися покровами базальтов нормального ряда (табл. 1.6, рис. 1.4) с туфоалевролитами, глинистыми и известково-глинистыми сланцами. Мощность базальтовых покровов от 10 до 50 м. Здесь же встречаются трахириодацитовые вулканиты (табл. 1.7), приуроченные к склонам высту-

Таблица 1.6

Химический состав позднедокембрийских основных магматических пород Большепитского прогиба Енисейского кряжа (мас. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	50.97	47.86	46.86	51.32	48.06	52.64	50.72	53.28	93.03
TiO_2	1.72	1.46	1.26	1.97	1.22	1.09	1.54	0.36	1.62
Al_2O_3	17.34	17.25	15.87	16.33	15.79	11.79	17.10	16.26	17.20
Fe_2O_3	3.90	1.58	0.11	2.80	1.18	1.08	1.54	4.76	3.39
FeO	3.50	9.73	9.37	8.02	10.27	11.88	6.02	3.12	3.12
MnO	0.19	0.24	0.14	0.18	0.10	0.14	0.08	0.16	0.07
MgO	5.21	8.48	8.05	4.87	9.01	5.00	8.02	3.28	2.22
CaO	6.59	8.25	8.25	6.06	9.14	7.53	9.62	8.90	4.78
Na_2O	4.07	3.00	1.34	3.80	1.51	1.80	2.12	8.40	6.42
K_2O	2.62	0.13	1.35	1.31	0.36	0.10	0.61	0.60	2.70
P_2O_5	0.44	0.28	0.17	0.40	0.11	0.72	0.11	0.24	0.46
CO_2	-	0.30	1.57	0.10	0.13	0.84	0.10	5.89	-
п.п.п.	2.97	3.44	6.11	2.41	2.96	5.54	2.85	1.02	2.10
Сумма	99.52	100.59	100.45	99.57	99.84	100.15	100.43	100.20	99.90

Примечание: 1 - щелочные базальты нижнего рифея Восточной зоны, 2-4 - базальты нормального ряда среднего рифея Центральной зоны, 5-7 -пикробазальты верхнего рифея Западной зоны, 8-9 - андезито-базальты поперечных грабен-рифтов венда-верхнего рифея.

Digital Library (repository) of Tomsk State University http://vital.lib.tsu.ru

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

пов фундамента и бортовым частям Центральной зоны прогиба.

В районе Каитьбинского венд-верхнерифейского наложенного поперечного рифтового прогиба разрез токминской свиты наращивается мощной (до 1200 м) толщей темно-серых, до черных, углеродистых известняков, гидрослюдисто-кварцевых пород и известковистых песчаников. Вблизи Приенисейского и Татарского горстов широким развитием пользуются покровы трахириолитов (табл. 1.7). Суммарная мощность отложений верхнерифейской тунгусикской серии в Западной зоне прогиба составляет около 4700 м.

Следует упомянуть, что межблоковые конседиментационные рифтовые депрессии Западной зоны с максимальной мощностью отложений тунгусикской серии и мелабазальтовой формацией пространственно сопряжены с группой поперечных параллельных разломов Каитьбинской зоны, выполненных вулканогенно-осадочными комплексами нижнеослянской подсерии верхнего рифея-венда. Помимо покровов мелабазальтов на этом уровне широко развиты андезито-базальты (Каитьбинский, Моряниха-Меркурихский и Горевский рифтовые прогибы).

Отложения нижнеослянской подсерии залегают со структурным несогласием на породах тунгусикской серии. В составе подсерии присутствуют покровы андезитобазальтов и базальтов с горизонтами шаровых лав (табл. 1.6). Средние подразделения нижнеослянской подсерии сохранились более полно в южной части прогиба, где присутствуют отложения моряниховской и горевской свит. Моряниховская свита в стратотипическом разрезе представлена доломитами, в основании которых залегают пачки гравелитов, песчаников и седиментационных брекчий. Горевская свита сложена глинистыми сланцами и кварц-серицит-карбонатными образованиями. Завершается разрез свиты доломитами, известняками с примесью глинистого материала.

В районе Горевского грабен-рифта отложения моряниховской и горевской свит рассекаются дайками долеритового состава, которые, вероятно, относятся к синрифтовым образованиям.

Характерной особенностью позднедокембрийских осадочных образований Большепитского прогиба является относительно небольшой объем нижнерифейских вулканогенно-осадочных комплексов, устанавливаемых в основном в Восточной зоне прогиба.

Магматические формации в пределах Большепитского прогиба, по данным Т.Я.Корнева, В.М.Даценко, Н.А.Охапкина и др. и личным наблюдаениям, пользуются достаточно широким распространением и представлены карбонатитовой и базальтоидной, гранитоидными и щелочными формациями.

Карбонатитовая формация проявляется в виде сложно построенного комплекса, в котором преобладают трахитоидные, гнейсовидные доломитовые разновидности. Последние, по данным А.В.Лапина и др., включают породы нижнерифейского возраста в пределах восточного борта

Таблица 1.7

Химический состав позднедокембрийских кислых магматических пород Большепитского прогиба Енисейского кряжа (мас. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	63.45	69.09	68.33	70.77	71.72	72.80	73.36	75.30	77.49	76.18	78.23
TiO_2	0.51	0.42	0.41	0.03	0.42	0.25	0.16	-	0.02	0.29	0.16
Al_2O_3	16.31	14.91	14.90	15.80	13.52	13.53	13.60	13.53	11.13	12.10	10.08
Fe_2O_3	1.79	0.96	0.75	0.86	1.56	1.20	0.43	0.19	0.62	3.51	0.76
FeO	4.40	2.62	3.52	2.79	3.88	1.41	1.45	1.01	1.50	0.87	2.27
MnO	0.11	0.06	0.08	0.01	0.10	0.10	0.03	-	-	0.06	0.03
MgO	2.23	0.82	1.01	0.52	0.42	0.25	0.10	0.14	0.28	0.20	-
CaO	4.49	2.00	2.40	0.25	1.07	1.10	1.36	0.66	0.65	0.28	0.56
Na_2O	3.38	3.97	3.60	5.03	1.93	2.40	3.43	3.96	2.69	2.25	2.22
K_2O	2.22	4.63	2.95	2.70	3.90	6.15	4.99	4.45	4.22	2.10	4.58
P_2O_5	0.07	0.19	0.13	0.05	0.04	0.10	0.07	0.44	0.13	0.10	0.15
CO_2	-	-	-	0.10	-	-	-	-	-	0.10	-
H_2O	0.10	-	-	0.10	-	-	-	-	0.21	0.11	0.01
п.п.п.	0.85	0.97	1.10	1.96	3.37	0.65	0.60	0.52	0.99	2.00	0.89
Сумма	99.91	100.27	99.18	99.78	99.70	99.94	99.58	100.22	100.14	100.16	99.94

Примечание: Кислые субвулканические породы: 1-4 - трахириодациты (1,2 - нижний рифей Восточной зоны, 3-4 - средний рифей Центральной зоны); 5-7 - трахириолиты, верхний рифей Западной зоны; 8-11 - риолиты, поперечные грабен-рифты венда-верхнего рифея.

Digital Library (repository) of Tomsk State University http://vital.lib.tsu.ru

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

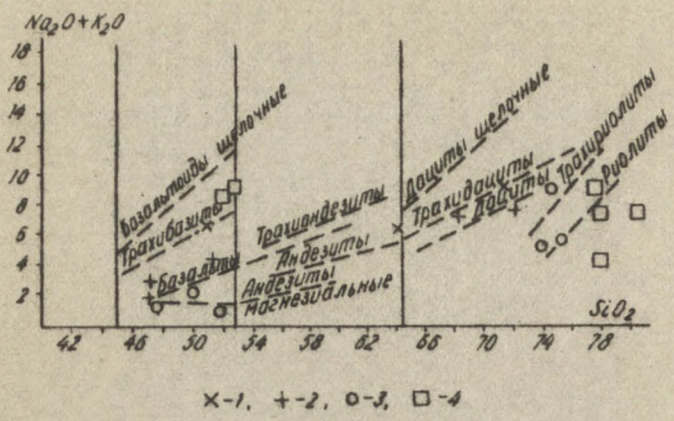


Рис. 1.4. Положение фигуративных точек позднедокембрийских магматических пород Гольшепитского прогиба Енисейского кряжа. 1 - нижний рифей, 2 - средний рифей, 3 - верхний рифей, 4 - венд-верхний рифей.

Большепитского прогиба (бассейн р. Татарки). В полосе развития терригенно-карбонатных пород пенченгинской свиты нижнего рифея карбонатитоподобные образования слагают зону, прослеживаемую в субмеридиональном направлении на 22 км при ширине 2-2,5 км. Зона имеет моноклинальное залегание с крутым западным падением. Структурами, непосредственно контролирующими карбонатитоподобные породы, являются контакты базальтоидов с терригенно-карбонатными толщами. По данным А.В.Лапина и др., карбонатитоподобные породы сложены железистым доломитом, магнезио-арфведсонитом, флогопитом, апатитом, пирротином, магнетитом. Четкие границы между карбонатитами и карбонатитоподобными породами часто провести довольно сложно, так как наблюдается частое переслаивание тех и других. Карбонатиты сопровождаются мощными ореолами метасоматитов.

Из базитов отмечаются силловые тела щелочных базальтов, которые слагают разрезы кординской свиты нижнего рифея. По-видимому, Татарский глубинный разлом во многом контролировал излияние щелоч-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ных базальтов в восточной части прогиба. В целом, основные эффузивные породы составляют здесь до 20 % мощности разрезов.

В Центральной и Западной зонах Большепитского прогиба покровы базальтов и мелабазальтов, ассоциирующие с терригенными отложениями токминской свиты, выделены в базальтовую формацию.

В бассейне рек. Кия и Северная в ассоциации с терригенными породами в небольшом объеме отмечаются лавы и субвулканические тела риолитов. По мнению Т.Я.Корнева, нижняя - базальтовая и верхняя - риолитовая толщи проявились в один цикл. Базальт-риолитовая формация преимущественным развитием пользуется в поперечных грабен-рифтах рифей-вендского возраста, совпадающих по направлению с системой глубинных разломов северо-восточной ориентировки. По нашему мнению, к этой ассоциации можно отнести кислые вулканические образования Посольненского комплекса с возрастом 900 млн. лет. В приустьевой части р. В.Горевой наблюдаются гранитизированные породы основания тунгусикской серии. Гранитоиды микроклиновые, порфиробластические, обогащенные магнетитом (до 30000 г/т).

Фигуративные точки некоторых анализов тунгусикских вулканитов и интрузивных пород западного борта Большепитского прогиба нанесены на диаграмму (рис. 1.4).

Спутниками описываемых ассоциаций являются гранитоидные массивы татарско-аяхтинского комплекса, отдельные тела которого имеют площадь до 180 и более кв. км. Они приурочены к зонам глубинных разломов северо-восточного направления, на пересечении с блоками с развитой нижнедокембрийской континентальной корой в Приенисейском и Татарском горстах. Массивы сложены порфировидными микроклиновыми гранитами, гранодиоритами, адамеллитами. Практически синхронно наряду с формированием гранитоидов татарско-аяхтинского комплекса, происходит внедрение послойных гранитоидных тел глушихинского комплекса, большая часть массивов которого располагается в пределах северной половины Большепитского прогиба. Для них характерна многофазность и свойственны высокие содержания кремнезема и калия.

Выявляется определенная зональность, коррелирующаяся с геодинамическим режимом: щелочно-базальтоидный магматизм в нижнем рифее преимущественно трещинного типа характерен для восточного борта прогиба; базальтовый магматизм в среднем рифее обусловлен мобильными зонами прогиба; базальт-риолитовая ассоциация верхнего рифея-венда ассоциирует с поперечными грабен-рифтами.

Вендские континентальные рифтогенные структуры достаточно широко проявились на Сибирской платформе (Шпуит, 1987), но оказались перекрытыми кембрийскими карбонатно-терригенными отложениями пострифтовых осадочных бассейнов, содержащих в своем составе мощные толщи эвапоритов.

Отмечая широкое развитие в регионе в позднем докембрии раз-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

личных проявлений континентального рифтогенеза, следует подчеркнуть, что в северо-западной части Енисейского кряжа (Исаковский синклинорий) в среднем рифее А.Б.Кузьмичевым (1987) описаны офиолиты и островодужные ассоциации осадочно-вулканогенных пород. Можно предположить, что раскрытие этой океанической структуры было обусловлено последовательным развитием одной из ветвей ранне- или среднерифеской континентальной рифтовой системы.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Глава 2. КЕМБРО-ОРДОВИКСКИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ

В последнее десятилетие Н.А.Макаренко и В.П.Парначевым (1993, 1994) в центральной части Алтае-Саянской складчатой области обосновано проявление кембро-ордовикского континентального рифтогенеза, рассматриваемого на примере Уйбатской палеорифтовой структуры.

2.1. Строение палеорифтовой структуры

Уйбатский палеорифт представляет собой в плане вытянутую в северо-восточном и субширотном направлении линейную (400 х 30-70 км) зону, ограниченную глубинными разломами: Амзасско-Тубильским и Ербинским - на севере, Бирчикульским и Сыдинским - на юге, Кондомско-Лебедским и Восточно-Саянским - на западе и востоке. Структура размещена в пределах Батеневско-Беллыкского и Мрасского поднятий и расчленена Балыксинским и Абакано-Ужурским разломами на три блока: Центральный, Южный и Восточный. На прилагаемой схеме (рис. 2.1) приведены главные особенности строения Уйбатской палеорифтовой структуры. В Центральном глубоко эродированном блоке дорифтовый фундамент представлен терригенно-карбонатными отложениями верхнего рифея-венда, смятыми в интенсивные линейные складки, которые грубо параллельны контурам палеорифта. На его плечах доминируют отложения среднего рифея, что подчеркивает общий грабенообразный характер выделенной структуры. Внутри Центрального блока широко развита продольная субсогласная мозаично-клавишная разнопорядковая горсто-грабеновая система, наиболее опущенные зоны которой представлены клиньями, выполненными отложениями нижнего и среднего кембрия, часть из которых имеет синрифтовый характер и сконцентрирована в осевых (центральных) и прибортовых внутририфтовых грабенах.

Вулканические и субвулканические породы представлены роями даек и пластовыми телами базальтов, трахибазальтов, реликтами палеовулканических аппаратов базальт-трахибазальт-трахит-трахириолитового составов. Интрузивные породы разнообразны и входят в состав нескольких раннепалеозойских (кембро-ордовикских) комплексов, которые сосредоточены в осевой части блока (Уйбатский плутон), либо тяготеют к плечам грабен-рифта (Саксырский плутон). С интрузивными образованиями парагенетически связаны разнообразные полезные ископаемые: молибден, медь, свинец, цинк, железо, серебро, уран, торий, фосфор, алюминий, редкоземельные карбонатиты.

Южный блок Уйбатского палеорифта целиком размещен в пределах Мрасского поднятия, где происходит расщепление грабена на несколько частей ("ласточкин хвост"), рельефно выделяющихся на фоне древних карбонатных отложений протерозоя, которые слагают плечи южного окончания грабен-рифта. "Краевые" грабены выполнены ранне-средне-кембрийскими полифациальными карбонатно-терригенными отложениями,

Рис. 2.1. Схема внутреннего строения Уйбатской палеорифтовой структуры.

1 - пострифтовые осадочные впадины, 2 - рифтогенные вулканиты среднепалеозойской эпохи активизации (D_{1-2}), 3 - реликты прибортовых и центральных рифтогенных грабенов раннепалеозойской эпохи активизации (Є-О), 4 - вулканиты неясного возраста (О-S?), 5 - дорифтовый фундамент, 6 - плечи рифтогенной структуры, 7 - среднепалеозойские сиениты, граносиениты, щелочные сиениты, нордмаркиты, 8 - лейкократовые граниты раннего палеозоя, 9 - раннепалеозойские монцониты, сиениты, граносиениты, 10 - интрузивные породы Когтахского (а) и Патынского (б) комплексов, 11 - нефелинсодержащие породы: а - среднего палеозоя, б - раннего палеозоя, в - неясного возраста, 12 - глубинные разломы, 13 - месторождения полезных ископаемых, 14 - трубки взрыва (P-N?), 15 - разломы, ограничивающие рифтогенную структуру, 16 - массивы центрального типа, 17 - кольцевые структуры.

Digital Library (repository) of Tomsk State University http://vital.lib.tsu.ru

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

среди которых присутствуют вулканогенные породы пестрого состава. Интрузивные образования представлены Патынским габбро-сиенитовым комплексом, массивы которого сконцентрированы в рамках крупной (до 50 км в диаметре) кольцевой структуры. Комплекс специализирован на железо, титан, апатит.

Восточный блок слабо эродирован и целиком расположен в зоне влияния более поздней девонской тектоно-магматической активизации. В его контуры полностью вписывается Сыдо-Ербинская впадина, которая подчинена общей структуре Уйбатского палеорифта, представляя собой крупную грабен-синклиналь. Ее центральная часть сложена осадочными породами среднего и верхнего девона, а также карбона, а периферия - трахит-трахириолит-трахибазальтовыми вулканитами быскарской серии раннего девона. Все эти образования имеют пострифтовый (по отношению к Уйбатской структуре) характер и сформированы в течение более молодого девонского рифтогенеза. В контурах Восточного блока достаточно широко развиты интрузивные породы среднепалеозойского лутагского щелочно-сиенитового комплекса, включающего и нефелиновые сиениты. Интрузии девонского возраста имеются также в Центральном и Южном блоках, но там они распространены не очень широко. Наиболее "юные" магматические проявления отмечены в трубках взрыва, по-видимому, палеоген-неогенового возраста.

Таким образом, Уйбатский грабен-рифт рассматривается нами как долгоживущая структура, сформированная в несколько эпох тектоно-магматической активизации: кембро-ордовикской - в течение которой данная структура не только была заложена, но претерпела максимальное развитие; девонской - во время которой не только подновилась Восточная зона, но и сформировалась цепочка среднепалеозойских интрузивов повышенной щелочности, трассирующих границы грабена и, наконец, палеоген-неогеновой - с локальным развитием единичных трубок взрыва.

2.2. Вулканогенно-осадочные формации

Уйбатская палеорифтовая структура глубоко эродирована, так что синрифтовые вулканогенные толщи на современном эрозионном срезе имеют весьма скромное распространение. В контурах структуры и на ее плечах давно известны проявления эффузивов спорного возраста, относимых геологами то к среднему кембрию, то к девону. Есть сторонники и ордовикского возраста определенной части вулканитов (Хомичев, 1988). По нашим представлениям, вулканиты сопровождали становление данной структуры на всех этапах ее развития. К рифтогенным нами отнесены рои даек и пластовые тела базальт-трахибазальтового состава, пространственно ассоциирующие с ранне-среднекембрийскими осадочными толщами в осевых и прибортовых внутририфтовых грабенах. Такие поро-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ды описаны в литературе в районе дер.Катюшкино, восточнее ст. Ербинская, в правобережье р. Сон (Белоусов, 1974). Нами рои даек высокой плотности (до 31 %) наблюдались на юге Центрального блока. Известны вулканиты пестрого состава и в отложениях раннего-среднего кембрия Мрасского поднятия. По данным А.Ф.Белоусова, эффузивы основного состава нижнего-среднего кембрия Шорско-Азыртальской зоны имеют лейкобазальтоидный уклон, они недонасыщены кременеземом, низкотитанисты, часть из них обнаруживает повышенное суммарное содержание щелочей. По-видимому, данные породы являлись продуктами излияний аппаратов трещинного типа.

В современной структуре Уйбатского грабен-рифта есть несколько интересных проявлений реликтов субвулканических и вулканических аппаратов центрального типа. Это Катюшкинская, Карасукская, Юлинская, Сорская, Тейская вулкано-плутонические структуры. К палеовулканическим образованиям центрального типа некоторые геологи относят и эффузивы горы Кошкулак, расположенные на северном плече Центрального блока (Липишанов и др., 1996). Реликты палеовулканических структур обнаруживают признаки кольцевого строения и имеют относительно небольшие размеры. Представлены эруптивными и эксплозивными брекчиями (Сорское месторождение, гора Соргерет, Тейский рудник и др.); жерловинами палеовулканов (Катюшкино, Сон, Карасук); корневыми системами палеовулканических аппаратов (Сорск, Тея, Юлия и др.). Характерен сложный трахибазальт-трахиандезит-трахит-трахириодацитовый состав вулканитов и граносиенит-лейкогранит-гранит-порфировый облик субвулканических и гипабиссальных комагматов. По представлениям авторов, породы повышенной кислотности и калиевой щелочности возникли на финальной стадии развития Уйбатского палеорифта и имеют ордовикский, либо ордовик-силурийский возраст (Макаренко, Парначев, 1994). В самое последнее время опубликованы Rb-Sr-датировки эффузивов г.Кошкулак (464±11 млн. лет), а также палеомагнитные данные, подтверждающие ордовикский возраст этих вулканитов (Липишанов, Перфилова, Сидорас, 1996).

Таким образом, в пределах рассматриваемой структуры наряду с простыми базальт-трахибазальтовыми ассоциациями, формирующимися из аппаратов трещинного типа, на конечных этапах могут появляться сложные комагматические вулкано-плутонические серии трахибазальт-трахиандезит-трахит-трахириодацитового петрогенетического ряда, участвующих в строении палеовулканических аппаратов центрального типа.

В Восточном блоке Уйбатского грабен-рифта в пределах Байтакско-Тыгдинского выступа В.М.Гавриченковым и А.П.Косоруковым (1984) выделена тыгдинская молассоидная вулканогенно-осадочная свита, возраст которой датируется как кембро-ордовикский. Эффузивы встречаются на разных стратиграфических уровнях свиты в виде покровов мощ-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

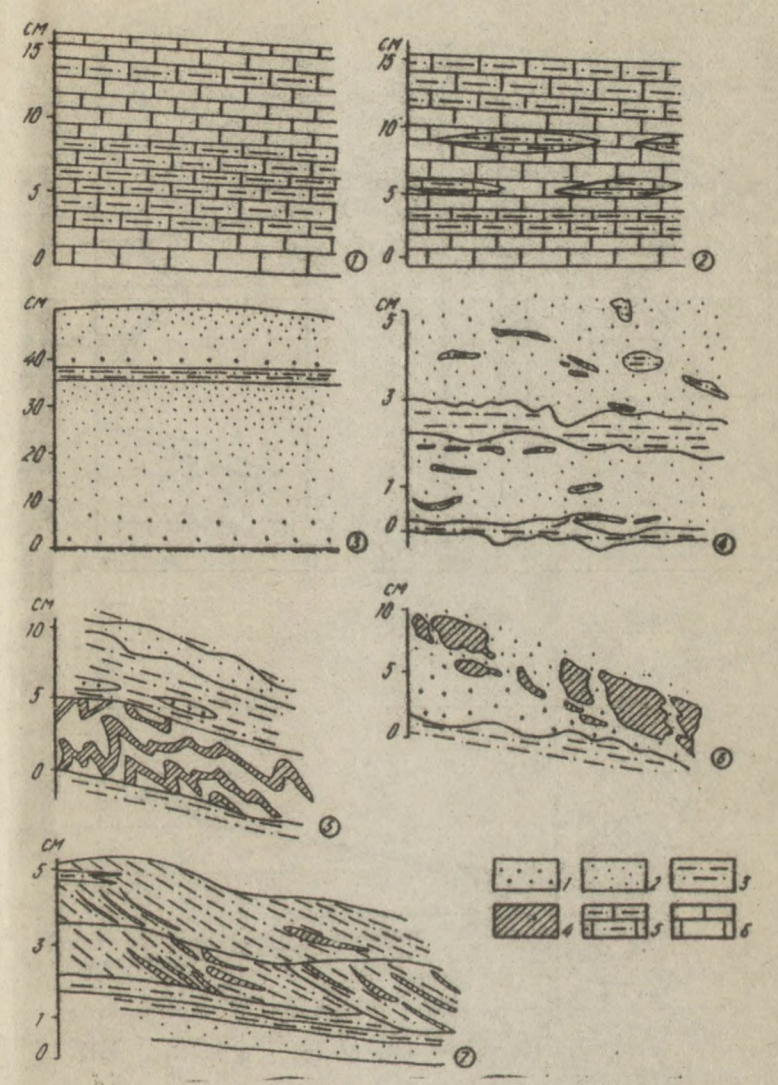


Рис. 2.2. Некоторые разновидности текстур осадочных пород азыртальской свиты.

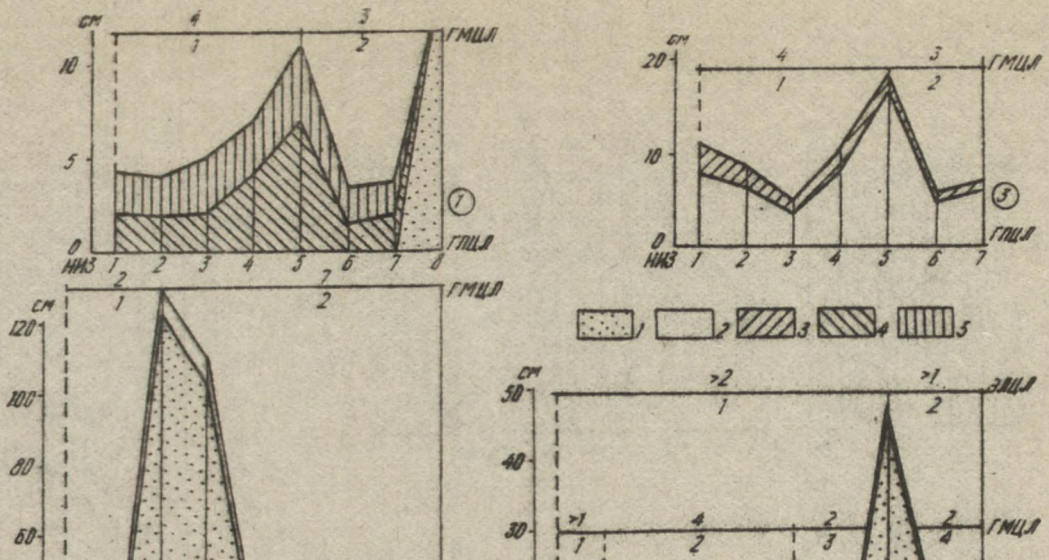


Рис. 2.3. Циклограммы (ритмограммы по Н.Б.Вассоевичу) ассоциаций простейших циклитов (первого порядка) азыртальской свиты.

Digital Library (repository) of Tomsk State University http://vital.lib.tsu.ru

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Условные обозначения к рис.2.2.

Цифры в кружках: 1 - горизонтальная и 2 - линзовидная слойчатость в карбонатных отложениях, 3 - градационная слойчатость в полимиктовых песчаниках (открыто-морской относительно глубоководный фациальный комплекс), 4 - "плавающие" обломки алевролитов в слоях полимиктовых песчаников, 5 - складки оползания в алевропелитовом слое, 6 - разрывы алевропелитового слоя в результате подводно-оползневых дислокаций (прибрежно-морской фациальный комплекс), 7 - мелкосерийная клиновидная косая слоистость в красноцветных алевролитах (континентальный фациальный комплекс).

1 - среднезернистые и 2 - мелкозернистые песчаники, 3 - алевролиты, 4 - алевропелиты, 5 - известковые алевролиты, 6 - известняки.

Условные обозначения к рис.2.3.

Цифры в кружках: 1,2 - разрез в районе ст.Алатау (открыто-морской относительно глубоководный фациальный комплекс), 3,4 - разрез в районе ст.Восточный Портал (прибрежно-морской фациальный комплекс).

1 - серые, темно-серые полимиктовые песчаники, 2 - темно-серые алевролиты, 3 - темно-серые до черных алевропелиты, 4 - серые, темно-серые известковые алевролиты, 5 - известняки.

ГПЦЛ гипоциклиты - простейшие циклиты первого порядка, ГМЦЛ гемициклиты - циклиты второго порядка (в числителе показано количество гипоциклов в гемициклите, в знаменателе - порядковый номер гемициклита в примере), ЗЛЦЛ элециклиты - циклиты третьего порядка.

Примечание: схема иерархии циклических единиц приведена по И.А.Вылцану (1972)

ностью 300-1300 м. Они представлены субщелочными разностями от мезобазальтов до андезитов и трахидацитов, сходными по петрохимическим особенностям с девонскими вулканитами Минусинского прогиба.

Что касается осадочных формаций, сопровождающих становление Уйбатского палеорифта, то наиболее полные данные получены авторами при изучении разрезов в южной части Центрального блока в пределах осевого внутририфтового грабена, формирующего линейную тектоническую зону (10-15 х 45 км), выполненную интенсивно-дислоцированными отложениями усинской и азыртальской свит нижнего и среднего кембрия.

Детальные наблюдения показали, что усинская свита в изученном районе имеет относительно однородный существенно карбонатный состав с простым ритмическим набором фаций при преобладании горизонтальной или линзовидной слоистости, что косвенно свидетельствует в пользу относительно глубоководной обстановки отложения осадков.

Палеогеодинамический анализ условий формирования ранне-среднекембрийской азыртальской свиты показал ее отчетливую полифациальность. В составе свиты выделяются три фациальных комплекса: открыто-морской, прибрежно-морской и континентальный (Беженцев и др., 1996). Набор пород включает: известковые алевролиты, пелитоморфные

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

известняки, песчаники и др. В первом комплексе отмечен горизонт обвально-оползневых микститов с видимой мощностью в 70 м. В прибрежно-морском фациальном комплексе также распространены подводнооползневые дислокации: складки оползания, дислокации с заворотами, разрывами, будинированием слоев, захват и разлинзование слоев. В континентальном комплексе отмечены красноцветные породы, облекающие прибрежно-морские серо-зеленые алевролиты и обладающие отчетливой клиновидной косой слоистостью. Типичные текстуры всех выделенных фациальных комплексов отражены на рис. 2.2. Циклограммы характерных интервалов разрезов приведены на рис.2.3.

Разнофациальный облик изученных отложений отражает неспокойные тектонические условия накопления осадков на фоне расчлененного дна мелководного континентального палеобассейна с обрывистой береговой линией. Резкие фациальные отличия близких по возрасту и пространственному положению отложений усинской и азыртальской свит косвенно свидетельствуют в пользу синрифтового характера последней, формирование которой, вероятно, совпало с начальными стадиями зарождения Уйбатской континентальной палеорифтовой системы. Неспокойная тектоническая обстановка зафиксирована и в пределах южного окончания грабен-рифта (Мрасское поднятие), где геологами Ортонской партии (Б.Р.Забуга, Е.В.Анопов и др.), среди отложений раннего кембрия Патынского района на двух стратиграфических уровнях установлены тела хаотических брекчий - олистостром тектоно-гравитационного типа, мощностью до 200-250 м.

2.3. Интрузивный магматизм

Интрузивные породы широко распространены в контурах Уйбатского грабен-рифта. В Южном блоке доминируют магматиты Патынского габбро-сиенитового комплекса. Для него характерны следующие основные черты: приуроченность к крупной кольцевой структуре, состоящей из серий концентрически расположенных дуговых региональных разломов; крупные размеры плутонов, многие из которых обладают признаками интрузий центрального типа; повышенная щелочность габброидов; присутствие нефелинсодержащих пород в Патынском, Большекультайгинском, Узасском, Большекаратагском массивах. Возраст комплекса дискуссионен - в диапазоне от раннего палеозоя (кембро-ордовик) до девона.

В Восточном блоке широко развиты среднепалеозойские (девонские) интрузивы щелочно-сиенитового лутагского комплекса, описанного А.П.Косоруковым (1981). Породы комплекса расположены либо вдоль Ербинского (Кортузского) и Сыдинского глубинных разломов, либо размещены в полях развития раннедевонского эффузивного обрамления Сыдо-Ербинской впадины, в единичных случаях "выходят" в дорифейский фундамент грабен-рифта (рис. 2.1). Характерный признак - сосущест-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

вование в единых массивах кварц-содержащих сиенитоидов с нефелиновыми сиенитами, которые известны в Буровском, Кортузском, Лутагском, гор Высокой и Косматой, Сайбарском, Хабыкском, Котубейском интрузивах.

Центральный блок насыщен разнообразными магматическими проявлениями. Внутри блока развит Уйбатский плутон с линейными размерами 87 х 5-20 км и общей площадью около 1500 км^2. Он представляет собой пластовую интрузивную залежь, которая как бы "залечивает" осевой внутририфтовый грабен и в продольном сечении имеет серповидную (гарполитообразную) форму. Предполагается, что его подводящий канал расположен на юге и трассируется гирляндой интрузий центрального типа. Еще два дополнительных канала намечаются в районе Сорского и Бейского месторождений молибдена. На плечах рифта расположен Саксырский плутон (320 км^2) с отчетливым кольцевым строением в виде двух эллипсов с параметрами 22 х 10 и 45 х 20 км, выполненных раннепалеозойскими магматитами. За пределами рифта, несколько северо-западнее, размещаются крупные плутоны - Тигертышский (более 3000 км^2) и Белоюсский (Улень-Туимский) (900 км^2). Несмотря на высокую степень изученности существуют крупные разногласия в определении формационной принадлежности названных плутонов. Большинство исследователей объединяют магматиты в длинные габбро-гранитные серии, однако роль габброидов и генезис гранитоидов трактуются неоднозначно. Подчеркнем, что до сих пор все перечисленные плутоны или их части, как правило, считаются "однотипными" и нередко включаются в состав единых петрогенетических ассоциаций.

По мнению авторов (Макаренко, Парначев, 1994), состав и строение плутонов во многом определяется их формированием в различных палеотектонических структурах. Нами выделены две смежные структурно-формационные зоны, сформированные в разных режимах - преимущественного растяжения (Уйбатская СФЗ) и сжатия (Тигертышская СФЗ). Выделенные зоны заметно отличаются по характеру магматизма, что привело к необходимости составления рабочей схемы корреляции плутонических комплексов Батеневского кряжа (рис. 2.4).

В Уйбатской СФЗ наиболее ранние производные соответствуют эпохе предрифтовой подготовки (нижний-средний кембрий) и отнесены к габбро-эссексит-монцонит-сиенитовому формационному типу, с сохранением традиционного названия - Когтахский комплекс. Для него характерно широкое развитие массивов центрального типа, к которым отнесены: Намштакский, Частайгинский, Бискамжинский, Когтахский, Каратагский и Пистагский интрузивы (рис. 2.5). Эти массивы двух - реже трехфазные: меланобазиты (габброиды) → лейкобазиты (эссекситы) → монцониты и сиениты. Размеры - от небольших (3-5 км^2) до крупных (50-60 км^2). Типично наличие центрального штока с воронкообразной структурой, обязательно присутствие кольцевой (неполнокольцевой)

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

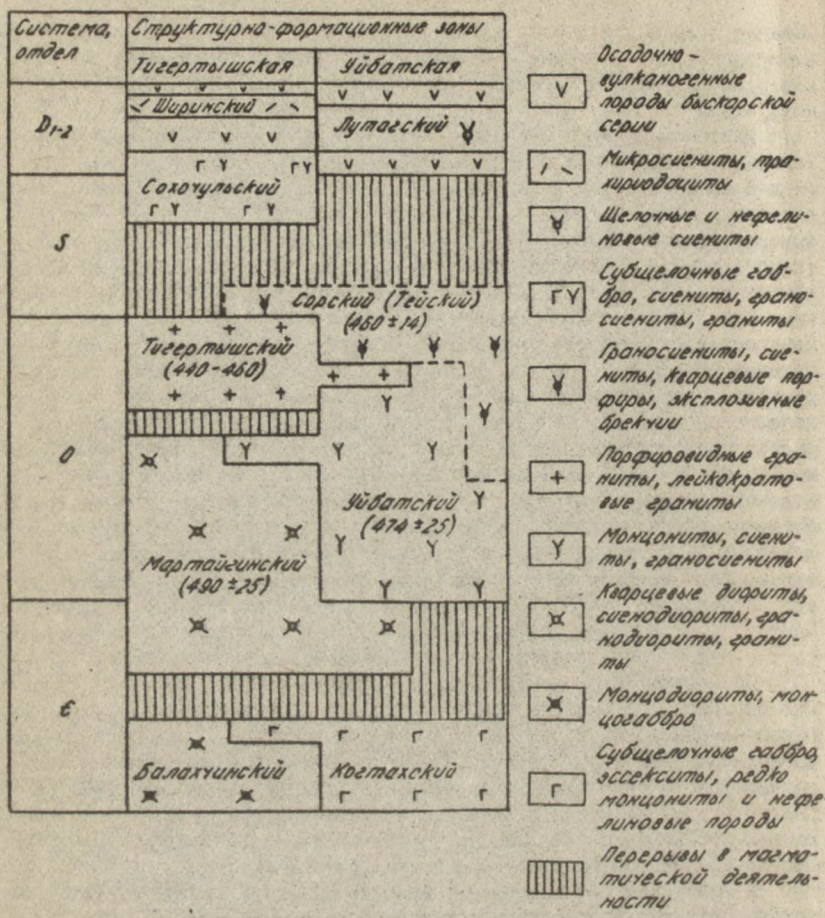


Рис. 2.4. Схема корреляции плутонических комплексов восточного склона Кузнецкого Алатау.

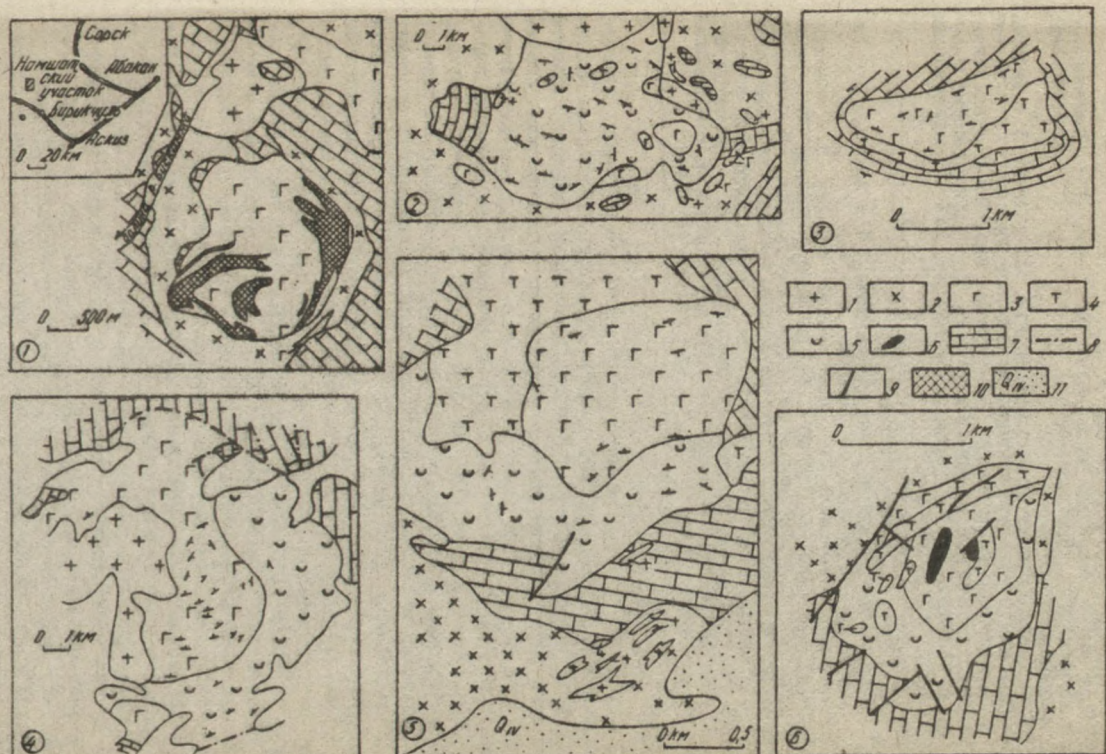


Рис.2.5. Схематические геологические карты массивов центрального типа Батеневского поднятия (по литературным данным).

Digital Library (repository) of Tomsk State University http://vital.lib.tsu.ru

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Условные обозначения к рис.2.5.

Цифрами в кружках обозначены массивы: 1 - Намштакский, 2 - Частагинский, 3 - Пистагский, 4 - Когтахский, 5 - Каратагский, 6 - Бискамжинский.

1 - лейкократовые граниты, 2 - монцодиориты, монцониты, 3 - габбро, габбро-пироксениты, 4 - субщелочные и щелочные сиениты, 5 - эссекситы, 6 - нефелиновые сиениты, 7 - мраморизированные известняки, 8 - тектонические нарушения предполагаемые, 9 - тектонические нарушения прослеженные, 10 - зоны фенитизации, 11 - четвертичные отложения.

Условные обозначения к рис.2.6.

Цифрами в кружках обозначены массивы: 1 - Анкур, 2 - Тамеи, 3 - Абу-Хурук, 4 - Кур, 5 - Техилла, 6 - Хая.

1 - четвертичные отложения, 2 - нефелиновые сиениты, 3 - граниты, гранодиориты, 4 - щелочные граниты, 5 - щелочные сиениты, 6 - гематитовые сиениты, 7 - эгириновые сиениты, 8 - диориты, 9 - габбро, габбродиориты, габбронориты, 10 - оливиновые габбро, 11 - щелочные габбро, 12 - анортозиты, 13 - риолиты, 14 - зеленосланцевые породы, 15 - дайки амигдалоидных базальтов и долеритов, 16 - пегматитовые тела, 17 - геологические границы: а - установленные, б - предполагаемые, 18 - разломы, 19 - возраст в млн.лет (К-Ар метод).

интрузии эссекситового, реже монцонит-сиенитового составов, отмечены радиальные и концентрические трещины и разломы. Некоторые массивы интенсивно фенитизированы с перераспределением апатита, вплоть до появления рудных концентраций. Внутренняя геологическая структура массивов весьма близка к классическим центральным интрузивам Красноморского рифта (рис. 2.6). Петрохимические особенности выражены в повышенной щелочности и низкой кремнекислотности, поэтому массивы габброидов когтахского комплекса пространственно ассоциирующие с Уйбатским и Саксырским плутонами практически всегда содержат нормативный нефелин (рис. 2.7). То же относится и к лейкобазитам (эссекситам) комплекса. Как видно из рис. 2.7, где представлены данные по Когтахскому, Ужунжульскому и Каратагскому массивам, они в большинстве случаев содержат заметное количество нормативного нефелина. Ряд массивов когтахского комплекса (Тырдановский, Буланкульский, Ужунжульский, Частайгинский, Бискамжинский) содержат в своем составе модальный нефелин и рассматриваются нами как глубокоразмытые ядра небольших палеовулканов центрального типа высокой щелочности. По минеральному и химическому составам эссекситы комплекса весьма близки к породам классического Осло-рифта ("Осло-эссекситы").

В Тигертышской СФЗ ранняя базит-лейкобазитовая ассоциация имеет иной состав и строение и принадлежит к габбро-диорит-монцодиоритовому формационному типу. Это штоко-, реже чашеобразные тела, часто однофазные (монцодиориты, диориты, реже двухфазные (габброиды -- лейкобазиты) без каких-либо признаков типоморфных для массивов центрального типа. К ним отнесены Балахчинский, Базановский, Каш-

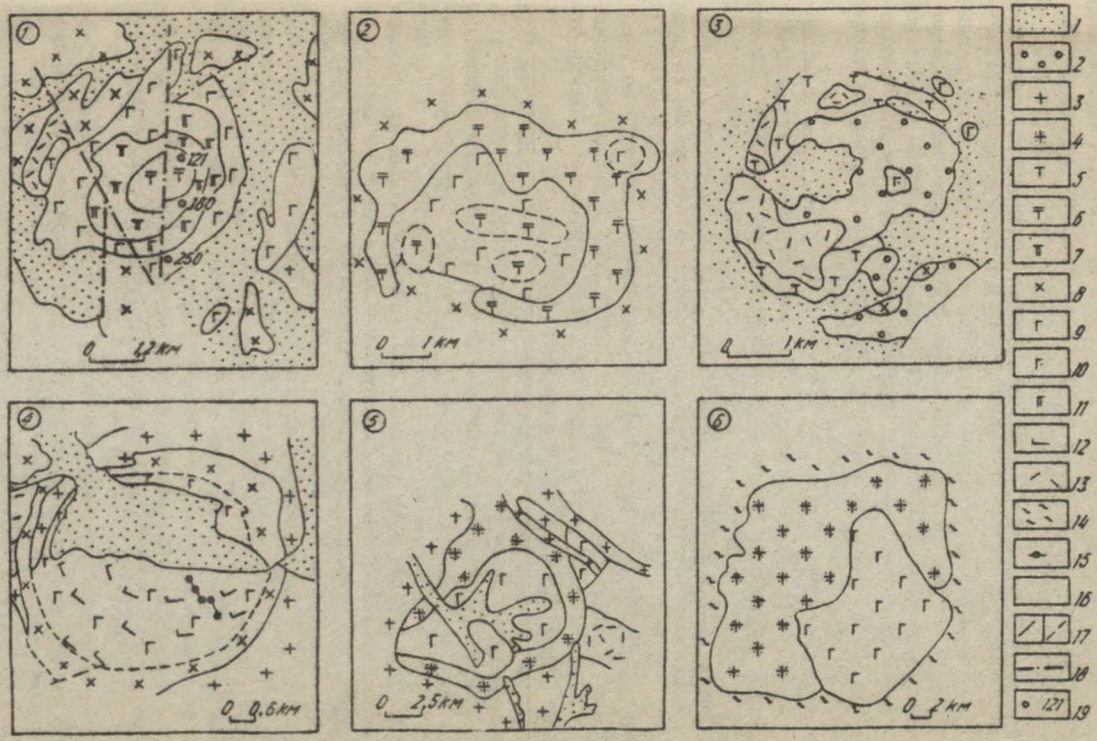


Рис. 2.6. Схематические геологические карты массивов центрального типа Красноморской рифтовой зоны (по литературным данным).

Digital Library (repository) of Tomsk State University http://vital.lib.tsu.ru

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

парский, Пихтачинский массивы. Характерна интенсивная переработка со стороны более поздних гранитоидов (амфиболизация, окварцевание). Почти всегда в лейкобазитах и базитах присутствует нормативный, а нередко и модальный кварц, общая щелочность понижена, содержание SiO_2 повышено (рис. 2.7). Таким образом, базит-лейкобазиты Уйбатской и Тигертышской СФЗ отчетливо различаются по целому ряду признаков. В связи с этим, целесообразно наряду с Когтахским габбро-эссексит-монцонит-сиенитовым комплексом, широко развитым в Уйбатской рифтогенной структуре, выделять Балахчинский габбро-диорит-монцодиоритовый комплекс, сформированный в смежной зоне при участии коллизионных процессов.

Породы среднего состава в Уйбатском и Саксырском плутонах представлены монцонит-сиенитовой (с граносиенитами) ассоциацией, имеющей (по отношению к Когтахским базитам) более поздний, рвущий характер. Данные образования широко распространены, занимая 63 % общей площади выходов Уйбатского и около 50 % Саксырского плутонов. Это двуполевошпатовые авгитсодержащие породы, некоторые из которых по химизму приближаются к лаурвикитам Осло-рифта, что выражается в сочетании кварц-нормативных и нефелин-нормативных составов во внешне единых массивах. На диаграмме А.Н.Заварицкого-А.Ф.Белоусова сиениты и монцониты занимают поле латитов, реже трахитов, обладая отчетливым кали-натровым петрохимическим уклоном.

На бинарной диаграмме "щелочи-кремнезем", составленной на базе 800 силикатных анализов, составы пород ассоциации располагаются в центральной части субщелочного поля, демонстрируя общую повышенную щелочность (рис. 2.8). Генеральный тренд сиенитоидов дополняет (наращивает) петрохимическую линию когтахского комплекса. В средней части диаграммы тренд разветвляется на две ветви, одна из которых продолжает тенденцию плавного повышения щелочности по мере роста содержаний SiO_2, вторая характеризуется резким "взрывным" увеличением суммы щелочей (от 7 до 16 %) в узком интервале содержаний SiO_2 (от 51 до 57 %). Вдоль данного направления широко "разбросаны" точки составов Тырдановского и Буланкульского нефелиновых проявлений. Обе ветви практически повторяют субтренды эволюции магматитов Осло-рифта (рис. 2.8). Абсолютные К-Ar датировки указывают на кембро-ордовикский возраст сиенит-монцонитов ассоциации - 474±25 млн. лет (Хомичев, 1980). Низкие изотопные стронциевые отношения для сиенитоидов (0,7040-0.7042) подчеркивают их глубинный характер (Рихванов и др., 1990).

В Тигертышской СФЗ породы среднего состава имеют ограниченное распространение. В Тигертышском плутоне доля диоритов и сиенитодиоритов оценивается в 20 %, преобладают кислые породы (граниты - 60 %, гранодиориты - 18 %), а выходы габбро составляют около 2 % (Кузнецов и др., 1971). В Белоюсском (Улень-Туимском) плутоне диоритов

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

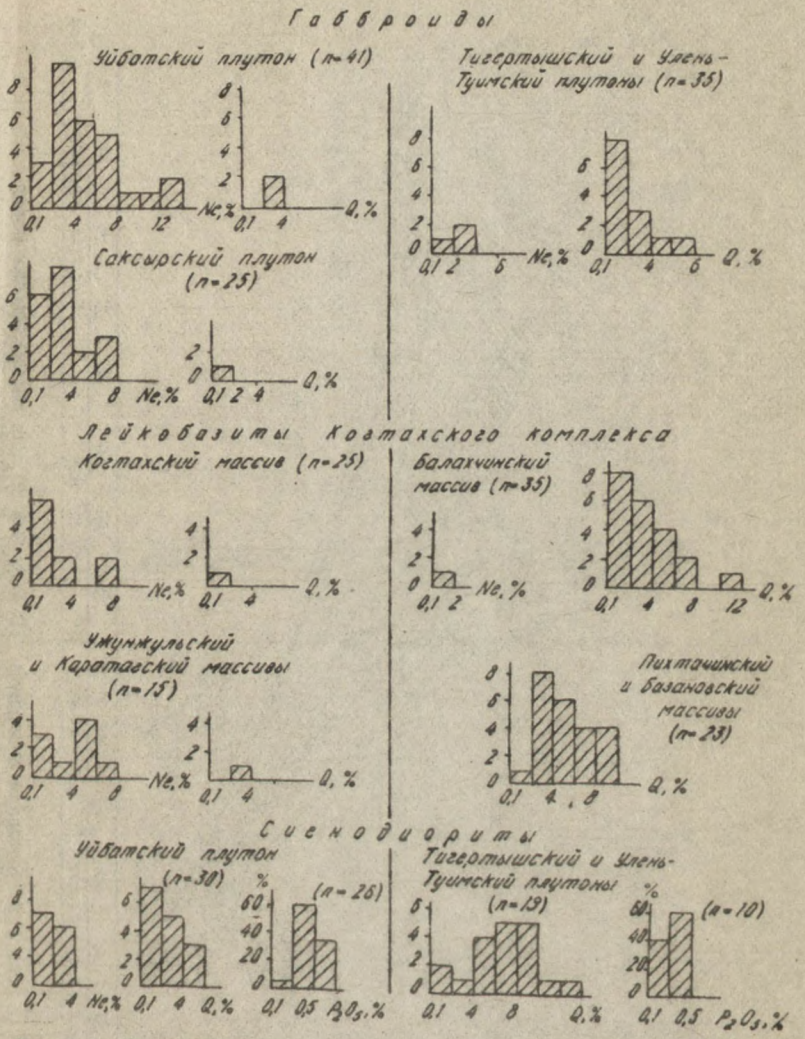


Рис. 2.7. Распределение нормативных минералов в однотипных магматических породах Батеневского кряжа (слева – для Уйбатской, справа – для Тигертышской структурно-формационных зон).

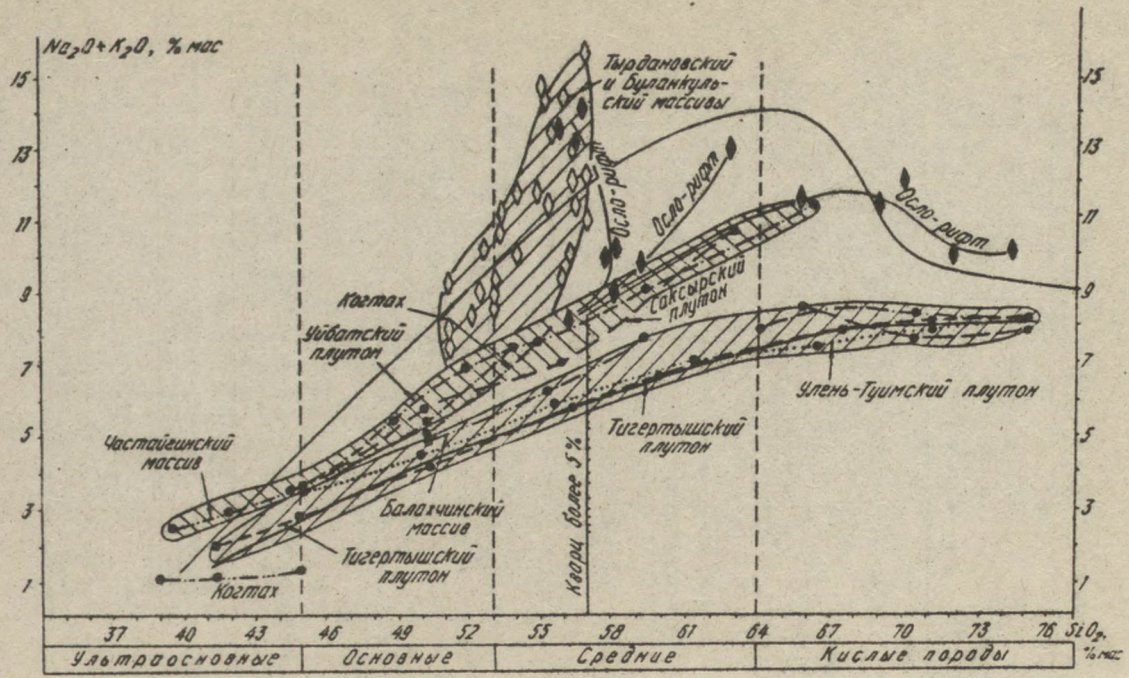


Рис.2.8. Бинарная диаграмма SiO_2-(Na_2O+K_2O) для магматических пород Уйбатской и Тигертышской СФЗ. Пояснения в тексте.

Digital Library (repository) of Tomsk State University http://vital.lib.tsu.ru

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

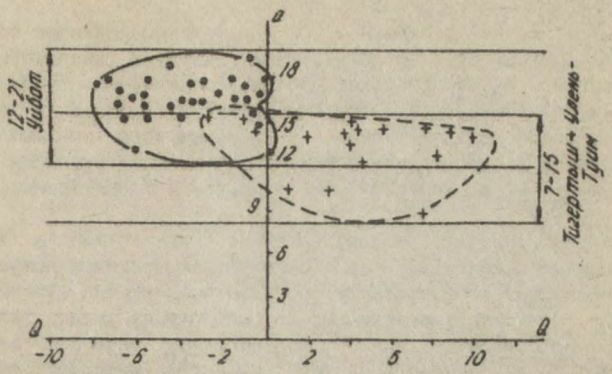


Рис.2.9. Петрохимическая диаграмма в координатах А.Н.Заварицкого (a и Q) для магматических пород Уйбатской (жирные точки) и Тигертышской (крестики) СФЗ.

и сиенодиоритов несколько больше - 45 %, габброидов - 8 %, гранитоидов повышенной основности - 47 % (Хомичев и др., 1993). На бинарной диаграмме "щелочи-кремнезем" линии составов этих плутонов расположены заметно ниже, чем тренды магматитов Уйбатской СФЗ, имеют более пологий наклон, тяготеют к границе раздела пород нормальной и повышенной щелочности и демонстрируют стандартную петрохимическую эволюцию длинного габбро-диорит-гранодиорит-гранитного ряда (рис. 2.8). На диаграмме А.Н.Заварицкого-А.Ф.Белоусова породы среднего состава Тигертышской СФЗ занимают поле трахиандезитов, реже трахиандезитобазальтов натровой специализации.

Статистическое значение радиологического возраста (К-Ar датировки) для гранитоидов повышенной основности (Белоюсский плутон, Солгонский массив) оценивается в 490±25 млн. лет, тогда как Тигертышские гранитоиды дают более "молодые" К-Ar даты: 440-460 млн. лет (Хомичев, 1980). Наряду с геологическими данными, это послужило основанием для разделения раннепалеозойских гранитов Кузнецкого Алатау на два комплекса - Мартайгинский габбро-диорит-гранодиоритовый и Тигертышский существенно гранитоидный (Хомичев и др, 1980, 1983). Подобное разделение вполне применимо для аккреционно-коллизионных зон (типа Тигертышкой СФЗ), если признавать автономность базитов. В этом случае гранитоиды повышенной основности будут отвечать Мартайгинскому, а большинство поздних лейкократовых пород - Тигертышскому интрузивным комплексам. Что касается Уйбатской СФЗ, то здесь целесообразно выделить самостоятельный Уйбатский монцонит-сиенитовый (с граносиенитами) комплекс, близкий по возрасту Мартайгинским гранитоидам, но отличающийся повышенной щелочностью и низкой кремнекислотностью. Даже внешне однотипные породы вполне различимы по этим

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

признакам. Так, в Тигертышской СФЗ большинство анализов бескварцевых сиенодиоритов имеют положительные значения кварцевого числа А.Н.Заварицкого, а в Уйбатской - отрицательные, при различных интервалах колебаний числовой характеристики "а" (7-15 в первом и 12-21 во втором случаях) (рис. 2.9). Кроме того, имеются отчетливые различия в распределении нормативного кварца, нефелина, а также в содержании P_2O_5 в Уйбатском, Тигертышском и Улень-Туимском плутонах (см. рис. 2.7).

Теперь о гранитах, ассоциирующих с магматитами в Уйбатской СФЗ. Их немного (менее 30 %), и по петрографическим и петрохимическим признакам они соответствуют гранитам поздних фаз Тигертышского комплекса. Уйбатские гранитоиды не продолжают генеральный тренд эволюции, а "срываются" вниз со значительным разрывом щелочности (в 3-4 %). Появление стандартных гранитов Тигертышского облика, прорывающих сиенитоиды Уйбатского комплекса, вероятно, свидетельствует о смене на рубеже ордовика и силура (440-460 млн. лет) геодинамической обстановки растяжения (рифтогенный режим) на обстановку сжатия.

Наиболее поздние раннепалеозойские интрузивные образования в Уйбатской СФЗ представлены мелкими субвулканическими штоками и дайками гранит-сиенит-граносиенитовых пород. В Сорском карьере - это лейкограниты и кварцевые порфиры нескольких фаз внедрения, в районе Тейского рудника - это кварцевые сиениты, граносиениты и сиенит-порфиры, тесно ассоциирующие с вулканитами трахиандезит-трахит-трахириолитового состава неясного возраста (O-S ?). По мнению авторов, целесообразно объединить все малые интрузивы кислого состава с повышенной калиевой щелочностью в единый Сорский (Тейский) субвулканический комплекс. Рубидий-стронциевый возраст синхронного с ним оруденения оценивается в 451±9.7 млн. лет при "мантийных" значениях отношений изотопов стронция - 0.7042 (Рихванов и др., 1990). Для этого комплекса характерен специфический набор типоморфных признаков: отчетливый тектонический контроль; тесная пространственная связь со структурами центрального типа (корни додевонских палеовулканов); присутствие эксплозивных брекчий и трубок взрыва, интерпретируемых нами в качестве жерловых палеовулканических фаций; общий вулкано-плутонический характер рудно-магматических систем, что выражено в глубинном источнике исходного вещества и малоглубинном субвулканическом уровне его накопления и "разгрузки"; широкое развитие высокотемпературных метасоматических явлений (сиенитизация, гранитизация и др.); общая повышенная калиевая щелочность; обилие минералов, содержащих летучие компоненты (флюорит, слюды, амфиболы и др.); высокая рудная продуктивность на молибден (Сорское), железо (Тейское), полиметаллы (Юлинское, Карасукское месторождения). По нашему мнению, Сорский комплекс имеет отчетливо выра-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

женный вулкано-интрузивный характер и сформирован на завершающей стадии развития раннепалеозойского континентального рифта в условиях частой пульсационной смены знаков и амплитуд тектонических движений.

Резюмируя отметим, что раннепалеозойские интрузивные образования Уйбатского грабен-рифта сформированы на различных стадиях его развития: предрифтовой подготовки, рифтогенного растяжения и сжатия. При этом сформировался следующий возрастной ряд интрузивных комплексов: Когтахский → Уйбатский → Тигертышский → Сорский. В соседних коллизионных зонах в обстановке преобладающего сжатия зафиксирован иной ряд комплексов: Балахчинский → Мартайгинский → Тигертышский. Налицо элементы латеральной зональности, приводящей не только к появлению петрографически и петрохимически разнотипных интрузивных сообществ, но и обуславливающих их разную металлогеническую специализацию (золото - в зонах сжатия, молибден, фосфор, полиметаллы, РЗЭ - в зонах растяжения). Выявленные закономерности необходимо учитывать при проведении региональных и поисково-прогнозных исследований в регионе.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Глава 3. ДЕВОНСКИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ

В среднем палеозое с континентальным рифтогенезом связано формирование мощных вулканогенных толщ и интрузивных образований, сохранившихся к настоящему времени от размыва в Агульской, Минусинской, Тувинской и Кузнецкой впадинах, а также в многочисленных прогибах Кузнецкого Алатау и Горного Алтая и в их горном обрамлении (Рис. 3.1).

3.1. Строение палеорифтовых структур и пострифтовых осадочных бассейнов

Выявление девонских палеорифтовых структур представляет собой исключительно сложную задачу, поскольку большей частью сами грабены либо перекрыты более молодыми отложениями, либо, вследствие инверсии, на современном эрозионном срезе выступают в виде блоковых поднятий. Можно предполагать, что в основном такие палеорифты располагаются в фундаменте прогибов, определяя их линейные очертания.

Пострифтовые осадочные бассейны занимают обширные районы погружения над рифтовыми зонами. Выполняющие их мелководно-морские, озерные, лагунные, аллювиальные и пролювиальные осадочные толщи перекрывают и сами грабеновые структуры, и плечи последних. При интенсивно проявленной эрозии палеорифтовые структуры выступают в виде линейных грабенов (Агульский прогиб, прогибы Кузнецкого Алатау и Горного Алтая). В противном случае первичные линейные очертания структур затушовываются и в плане вырисовываются изометричные впадины (Минусинский прогиб).

Агульский палеорифт на современном эрозионном срезе обнаруживает протяженную (10-60 х 300 км) с СЗ на ЮВ структуру, ограниченную разломами и выполненную девонскими осадочно-вулканогенными и интрузивными образованиями. Фундаментом прогиба являются нижнедокембрийские метаморфические толщи, выступающие с СВ и ЮЗ в качестве Бирюсинской и Канской глыб.

В тектоническом плане Агульский прогиб характеризуется как сложно построенная асимметричная грабен-синклиналь с общим падением стратифицированных толщ на СЗ и СВ под углами 5-25°. Общее пологое залегание нарушается на отдельных участках в связи с син- и поствулканическими тектоническими процессами. В центре структуры на дневную поверхность выступает блок, сложенный нижнепротерозойскими

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

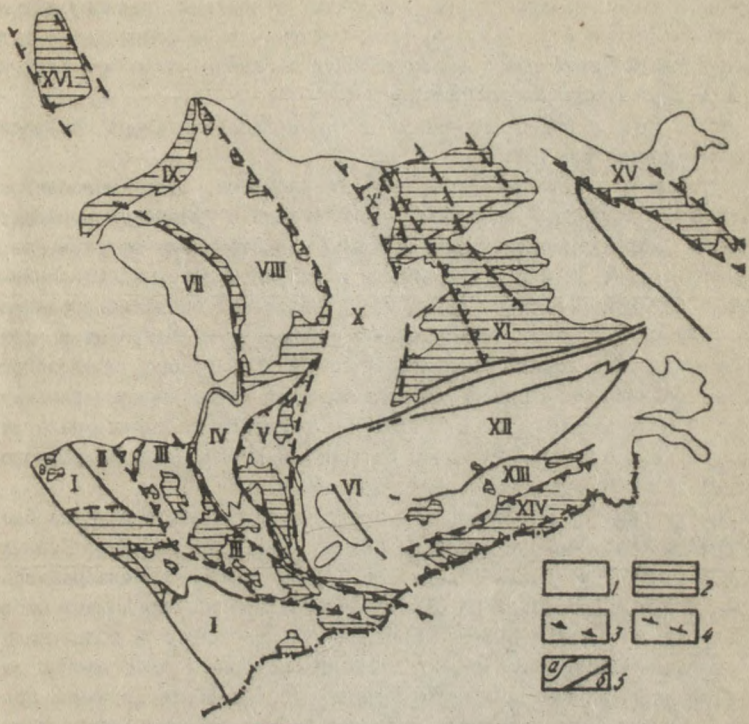


Рис.3.1. Схема девонских палеорифтов центральной части Алтае-Саянской складчатой области.
1 - додевонские и послекаменноугольные отложения, 2 - девонские рифтогенные и пострифтовые отложения, 3 - контуры главных палеорифтовых структур, 4 - контуры других рифтоподобных прогибов, 5 - геологические границы (а), разрывные нарушения (б).

Структурно-формационные зоны: I - Чарышско-Теректинская (с Коргонским прогибом), II - Талицкая, III - Ануйско-Чуйская, IV - Бийско-Катунская, V - Уйменско-Лебедская, VI - Восточно-Алтайская, VII - Салаирская, VIII - Кузнецкая, IX - Томь-Колыванская, X - Кузнецкоалатаусская (X^1 - зона палеорифтов), XI - Минусинских прогибов, XII - Западно-Саянская, XIII - Хемчико-Кортушубинская, XIV - Западно-Тувинская, XV - Агульская, XVI - Нюрольская (юг Западно-Сибирской плиты).

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

породами. Широко распространены реликты девонских палеовулканов, вулкано-купольные поднятия, вулкано-тектонические депрессии и т.д. Наличие молодых разломов создает сложную клавишно-мозаичную картину строения внутренних частей прогиба.

Агульский прогиб в юго-западной зоне дополнительно осложнен Тайбинско-Канским грабеном.

Отложения пострифтового осадочного бассейна, сформировавшегося над отмершим Агульским прогибом, сохранились в Рыбинской впадине. Последняя характеризуется относительно изометричными очертаниями и выполнена средне- и верхнедевонскими и каменноугольными отложениями павловской, кунгусской, чаргинской, ловатьской и красногорьевской свит, несущими признаки накопления в мелководных, лагунных и континентальных обстановках. При этом размеры живетского павловского бассейна осадконакопления по площади заметно превосходили линейную структуру Агульского грабена. Отложения павловской свиты налегают не только на девонские вулканиты быскарской серии, но и на разновозрастные толщи раннего палеозоя и докембрия.

Минусинский прогиб относится к структурам, наложенным на блоки-террейны (Восточные и Западные Саяны, Батеневский кряж, Беллыкское поднятие, Кузнецкий Алатау), сложенные гетерогенными раннепалеозойскими и докембрийскими образованиями. Прогиб объединяет около десятка разноразмерных впадин, выполненных девонскими и более молодыми вулканогенными и осадочными толщами, которые с несогласием залегают на додевонском складчатом фундаменте. Наиболее крупными впадинами Минусинского прогиба являются (с юга на север) Южно-Минусинская, Сыдо-Ербинская, Чебаково-Балахтинская и Назаровская. Каждая их них характеризуется сложным внутренним строением, наличием поднятий и прогибов, антиклиналей и синклиналей. Контуры всех впадин не совпадают с первичными ограничениями девонских рифтовых структур, хотя и трассируются большей частью зонами разломов и надразломными флексурами. Их очертания обусловлены сочетанием многих факторов: первичными размерами полей развития вулканических пород, контурами пострифтовых осадочных бассейнов, молодой (в том числе и кайнозойской) блоковой тектоникой.

Грабен-рифты Кузнецкого Алатау находятся в тектонических блоках различной степени консолидации и приурочены к нескольким структурно-формационным зонам: Тайдоно-Золотокитатской, Центрально-Мартайгинской и Восточно-Мартайгинской. В первой из них Тайдонский грабен представляет собой почти симметричную грабен-синклиналь с крутыми углами падения. Грабен ориентирован в северо-западном нап-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

равлении и протягивается на 100 км при ширине 20 км. На флишоидных отложениях китатской и тайменской свит (верхний кембрий-нижний ордовик) несогласно залегают сложнопостроенные толщи девонских вулканитов пестрого состава, которые занимают всю южную и, отчасти, северную зоны Тайдонской грабен-синклинали.

В основании разреза установлен горизонт красноцветных туфоконгломератов, содержащих гальку и обломки алевролитов и известняков нижней толщи.

По левому берегу р. Улуманды изучен контакт красноцветных пород с горизонтом базальных конгломератов, которые выше перекрыты базальтами и андезито-базальтами с четким угловым несогласием. Существенно вулканогенный разрез имеет двучленное строение: нижняя толща базальт-трахибазальт-трахиандезитовая; верхняя - трахидацит-трахириолитовая; их общая мощность более 1000 м.

Восточнее Кузнецко-Алутаусского глубинного разлома выделяется Центрально-Мартайгинская СФЗ с Алатагским синклинорием и Берикульским антиклинорием. В пределах первого локализован Палатнинский, а в контурах второго - Талановский и Растайский грабены.

Палатнинский грабен представляет собой почти изометричную (16 х 22 км) брахисинклиналь с довольно крутыми углами падения крыльев (34-60°). Нижняя часть сложена красноцветной осадочной молассой значительной мощности (до 2000 м) в составе красногорской свиты; верхняя - туфами и вулканитами основного, среднего и кислого состава (не менее 2000 м) в объеме палатнинской свиты.

Талановский грабен - линейная тектоническая структура субмеридиональной ориентировки с параметрами 25 х 4 км. Вулканиты палатнинской свиты расчленены на три толщи (подсвиты): нижняя - базальт-андезито-базальтовая, средняя - трахит-трахиандезитовая с редкими пластовыми телами фонолитов и верхняя - базальт-андезитовая со значительным количеством осадочных пород. Общая мощность осадочно-вулканогенных толщ достигает 1300 м.

Растайский грабен расположен в верхнем течении р. Кия. Это тектонический клин (16 х 3 км) субмеридионального простирания с углами падения пород от 25° до 60°. Отложения девона расчленены на две свиты: нижнюю осадочную красногорскую мощностью более 230 м и верхнюю - палатнинскую, существенно вулканогенную.

Саралинский грабен расположен в Восточно-Мартайгинской СФЗ. Он является крупнейшей отрицательной структурой Кузнецкого Алатау (100 х 10-12 км) субмеридиональной ориентировки.

Тувинский палеорифт заложен на стабилизированном каледонском

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

основании и представляет собой межгорную впадину, вытянутую в северо-восточном направлении на 500-600 км при ширине 80-120 км (рис.3.1). Рифтогенная природа прогиба доказывается по присутствию комплекса параллельных даек диабазов, эвапоритов и составу вулканогенно-осадочных пород (Зайков, 1993).

Юго-западная часть прогиба (Западно-Таннуольская зона) является наиболее прогнутой. Характеризуется полным и мощным (до 10 км) разрезом девона, предположительно согласными взаимоотношениями с подстилающими силурийскими толщами. В структуре указанной зоны важную роль играет разрывная тектоника. Разрывные нарушения преимущественно проявлены среди пород нижнего девона. Простирание складчатых дислокаций северо-восточное. Углы падения крыльев равны 10-20°, близи разломов они резко увеличиваются.

Улугхемская зона занимает центральную часть рифтогенного прогиба. Мощность девонских отложений в ней не превышает 5,5-6,0 км. Строение разрезов характеризуется широким развитием перерывов и несогласий, резкими колебаниями мощности отдельных свит и горизонтов. Разрывная тектоника существенно осложняет складчатые формы.

Уюкская зона расположена к северо-востоку от Улугхемской и занимает площадь Турано-Уюкской котловины. Девонские и каменноугольные отложения пользуются здесь наибольшим распространением. Общая мощность среднего палеозоя достигает 8 км.

Кроме охарактеризованных выше крупных структур, в регионе распространены менее крупные впадины, мульды, грабены, грабен-синклинали, выполненные девонскими отложениями.

Вдоль западной окраинной зоны Тувинского прогиба вулканогенные породы нижнего девона заполняют Хемчикскую и Хонделенскую грабен-синклинали. На восточной окраине Тувинского прогиба девонскими породами выполнены грабены (Улуг-Ойский, Дерзиг-Сайлыгский, Бельбейский, Шанганский) и мульды (Березовская, Балгазинская). Тоджинская впадина на востоке Тувы выделяется в качестве самостоятельного структурного элемента.

Кузнецкий палеорифт представляет межгорную впадину, окруженную додевонскими складчатыми системами Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Салаира и Колывань-Томской складчатой зоной. Впадина выполнена мощными (до 12 км) существенно угленосными формациями пермо-карбона и юры, которые подстилаются девонскими отложениями, покоящимися на каледонском складчатом фундаменте. Образование его связано с тектоно-магматической активизацией в девонское время. На современном эрозионном срезе вдоль южной и восточной границ палеорифта со

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

складчатым обрамлением наблюдается своеобразный прерывистый осадочно-плутоно-вулканический пояс, состоящий из локальных внутренних прогибов, депрессий и горст-грабеновых структур с характерными признаками формирования их в условиях рифтогенеза (Заломнинская депрессия и др.). Наиболее значительной структурой этого пояса является Тельбесский прогиб протяженностью около 200 км в северо-восточном направлении. Ширина его в южной части составляет 50 км с постепенным сужением к северу до 10-3 км.

Палеорифты Горного Алтая заложились на раздробленном палеозойском основании в раннем девоне. На современном срезе эти грабены имеют общую протяженость свыше 1500 км при ширине 75-200 км (Ануйско-Чуйско-Делюнский) и ориентированы на северо-запад (Ануйско-Чуйский синклинорий) и северо-северо-восток (Уйменско-Лебедской синклинорий) (рис.3.2). Они, в свою очередь, разделены на прогибы-грабены II порядка: в северной части - Барагашский - 100 х 25 км и Сарасинско-Онгудайский - 200 х 15-35 км, в центре - Бельгебашский или Бельгебашско-Актуринский - 110 х 10 км, а на юге, в Курайско-Чуйской зоне, Курайский - 75 х 15 км и Юстыдский - 55 х 45 км. С востока под острым углом примыкают Каракопшинский - 60 х 35 км, Лебедской - 75 х 25 км, Восточно-Уйменский - 135 х 35 км; на западном фланге - Коргонский, Карагемский и на крайнем юго-востоке - Уландрыкский. Три последних прогиба контролируются Чарышско-Теректинской зоной глубинных разломов. Формированию рифтоподобных грабенов предшествовала фаза позднесилурийского растяжения земной коры и заложения разрывных сбросовых нарушений. В средне-позднедевонское время палеорифтовые структуры превратились в пострифтовые осадочные бассейны, где сформировались мощные (до 9000-10000 м) осадочно-вулканогенные толщи (Подробнее см. Девонские рифтогенные формации юга Сибири, 1996).

В Ануйско-Чуйской структуре разрезы нижнего девона представлены (с северо-запада на юго-восток) камышенской и барагашской - карбонатно-терригенными и талдыдюргунской - вулканогенной и уландрыкской - терригенно-вулканогенной свитами (мощность варьирует от 1400 до 3400 м), залегающими несогласно на ордовик-силурийском, реже кембрий-ордовикском основании. Конец рифтогенного этапа, который в одних прогибах Ануйско-Чуйского синклинория закончился раньше, а в других позже, в среднем девоне сопровождался практически повсеместно расширением депрессий и компенсированным накоплением терригенных, карбонатно-терригеных отложений. В отдельных участках терригенные осадки содержат большую или меньшую примесь продуктов вулка-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

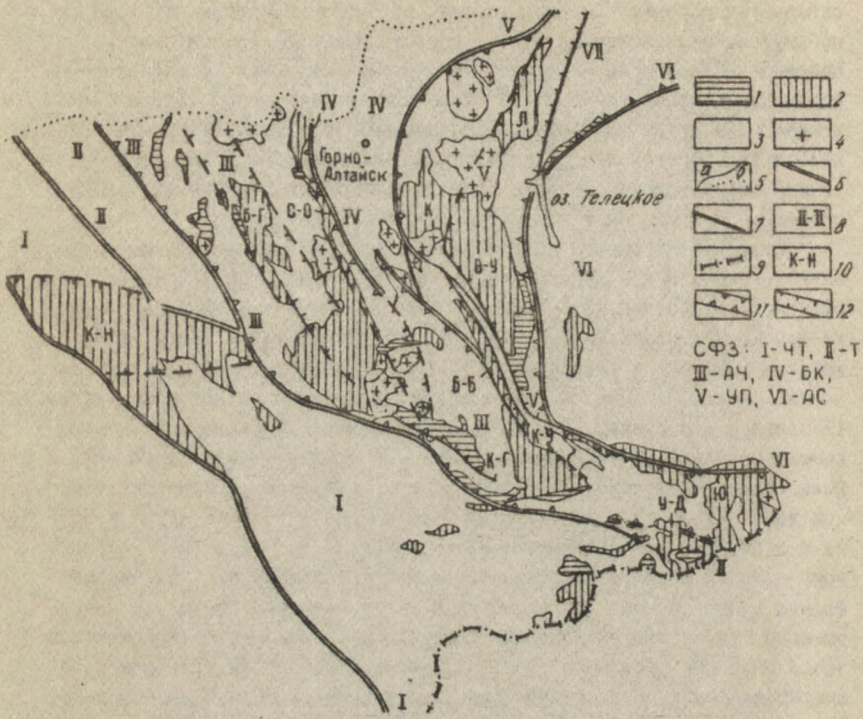


Рис.3.2. Геолого-тектоническая схема Горного Алтая.

Распространение девонских отложений (1-2): 1 - нижнедевонских, 2 - нерасчлененных нижне-среднедевонских и более молодых, 3 - выходы пород фундамента девонских образований, 4 - выходы средне- и позднедевонских интрузивных пород (плагиогранитов, гранодиоритов Шебалинского, Яломанского и других массивов), 5 - геологические границы (а), граница с Бийско-Барнаульской впадиной (б), 6-7 - разломы: 6 - глубинные межзональные, 7 - внутризональные нарушения, 8 - названия глубинных разломов: I-I - Северо-Восточный, II-II - Чарышско-Теректинский III-III - Бащелакский, IV-IV - Сарасинско-Кубойский, V-V - Каракопшинско-Кадринский, VI-VI - Телецко-Курайский, VII - Тащелгинско-Кондомский; 9 - государственная граница, 10 - обозначение Коргонского прогиба, 11 - границы главных рифтоподобных структур, 12 - границы внутренних рифтогенных грабенов (II порядка): Б-Г - Барагашского, С-О - Сарасинско-Онгудайского, Ку - Курайского, Ю - Юстыдкого, Л - Лебедского, К - Каракопшинского, В-У - Восточно-Уйменского, Б-Б - Бельгебашского, К-Г - Карагемского, У-Д - Уландрыкского.

Структурно-формационные зоны (СФЗ): I - Чарышско-Теректинская, II - Талицкая, III - Ануйско-Чуйская, IV - Бийско-Катунская, V - Уйменско-Лебедская, VI - Восточно-Алтайская.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

низма.

Терригенно-карбонатные мелководные лагунно-морские и озерно-аллювиальные отложения весьма характерны для Барагашского и Бельгебашского прогибов, тогда как в Онгудайском грабене в ранне-среднедевонское время продолжалось накопление наземных основных и средне-кислых вулканитов. Южнее, в Курайском грабене, им соответсвуют средне-кислые продукты наземной вулканической деятельности, которые фациально замещаются на карбонатно-терригенные и черносланцевые отложения в Юстыдском. Мощность колеблется от 2000 до 3500 м.

В этой части Ануйско-Чуйского грабен-рифта в Курайской зоне наблюдаются аналоги континентальных карбонатно-терригенных отложений верхнего девона. Кроме того, в Юстыдском грабене распространены озерно-аллювиальные и пролювиально-делювиальные аналоги позднего девона в составе терригенных пестроцветных толщ (мощность более 1000 м).

В Уйменско-Лебедской структуре верхние части раннедевонских континентальных отложений присутствуют во всех трех грабенах - Восточно-Уйменском, Каракопшинском и Лебедском. Взаимоотношения с подстилающими более древними преимущественно силурийско-ордовикскими образо ваниями несогласные.

Средний девон во всех грабенах занимает более широкие площади и представлен в Восточно-Уйменском - отложениями преимущественно карбонатно-терригенных свит с примесью вулканитов среднего состава, а в Каракопшинском и Лебедском - в основном продуктами средне-основных, реже кислых лав, а также терригенными отложениями, которые в ряде разрезов характеризуются преобладанием дацитов и риолитов. В Коргонском прогибе им соответствуют наземные вулканогенные отложения.

Позднедевонские вулканогенно-терригенные отложения установлены в Восточно-Уйменском прогибе, а в Коргонском - им отвечают аналоги карбонатно-терригенных отложений.

3.2. Вулканогенно-осадочные формации

Судя по особенностям строения отложений Агульского палеорифта, раннедевонский вулканизм на ранних стадиях проявился в виде площадных излияний базальтоидных пород (нижняя толща имирской свиты), состав которых во времени менялся от базальтов и трахибазальтов к трахилейкобазальтам, трахиандезитобазальтам и трахиандезитам. Позже

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

вулканизм локализовался в эруптивных центрах, с которыми связано извержение салических и щелочносалических вулканитов (верхняя толща имирской свиты). Эти вулканиты слагают локальные поля размером от 0.5 до 6 км в диаметре, представляющие собой кальдеры проседания, и залегают не только на предшествующих базальтоидах, но и на докембрийских толщах. Характерной особенностью строения кислых и щелочносалических вулканитов является смена снизу вверх по разрезу риолитовых разностей трахирнолитовыми, преобладающими в разрезе, а затем трахитовыми и щелочнотрахитовыми. В нижней и средней частях толщи в незначительном количестве присутствуют трахиандезиты и трахидациты, отмечаются пантеллеритовые и комендитовые разности (рис.3.3). Стратифицированные фации постоянно сопровождаются субвулканическими, дайковыми и жерловыми телами микросиенитов, сиенит-порфиров и гранитоидов огнитского комплекса.

Перерыв в вулканической деятельности в районе Агульского грабена проявился в виде блоковых движений, образовании горстов и грабенов, формировании поверхностей размыва и несогласия, накоплении в грабенах мощных (до 550 м) красноцветных грубозернистых пролювиально-аллювиальных и мелководно-озерных терригенных пород (нижняя толща карымовской свиты). Последующий вулканизм локализуется в новообразованном Тайбинско-Канском грабене в виде излияний базальтовых и трахибазальтовых эффузивов, которые перекрывают не только подстилающие красноцветные осадки, но и кислые вулканиты имирской свиты. Карымовский этап вулканизма завершился внедрением многочисленных интрузивных и дайковых тел фонолитов и нефелинсодержащих сиенитпорфиров. Еще одна группа щелочных пород на этом стратиграфическом уровне известна в крайней юго-западной части грабена в окрестностях г.Красноярска, где в междуречье Ближней Камалы и Чикана В.П.Парначевым и Н.А.Макаренко установлены потоки и экструзивные тела нефелинсодержащих трахиандезитов и фонолитов и находится широко известная тингуаит-щелочногабброидная интрузия центрального типа горы Черная Сопка (черносопкинский комплекс). Завершился девонский вулканизм в районе Агульского грабена внедрением даек базальтового состава.

В северных прогибах Минусинской впадины (Назаровский, Чебаково-Балахтинский, Сыдо-Ербинский) и их горном обрамлении сходное строение имеет быскарская вулканогенная серия и ассоциирующие с ней интрузивные образования.

В восточной части Чебаково-Балахтинского и Сыдо-Ербинского прогибов в правобережье Енисея в быскарской серии установлено неод-

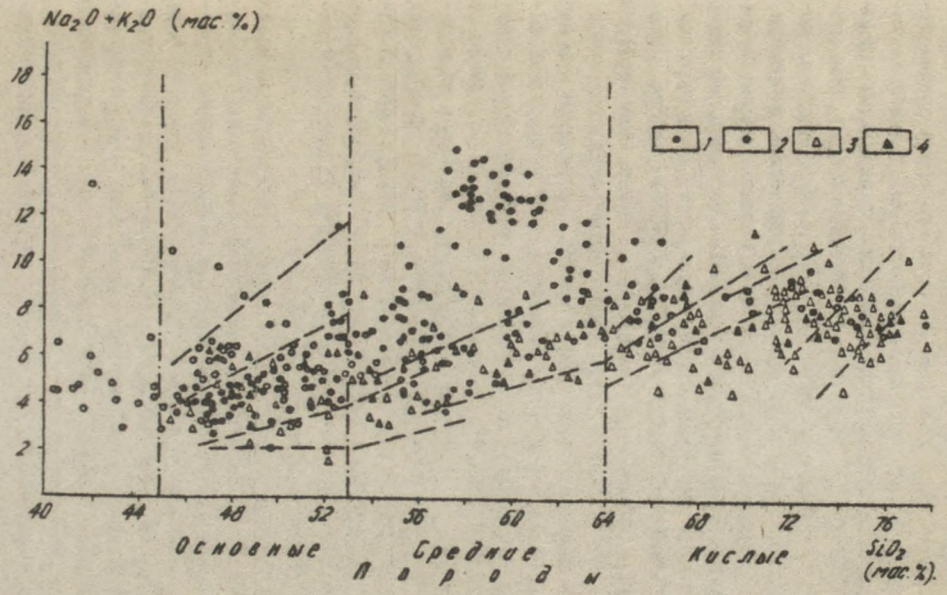


Рис.3.3. Положение фигуративных точек химических составов девонских вулканических пород центральной части Алтае-Саянской складчатой области на диаграмме SiO_2 - ($Na_2O + K_2O$). 1-4 - эффузивные породы: 1 - Агульского прогиба, 2 - Минусинских впадин, 3 - Тувинского прогиба, 4 - прогибов Горного Алтая. Примечания: таблицы химических анализов см. "Девонские рифтогенные ... 1996".

Digital Library (repository) of Tomsk State University http://vital.lib.tsu.ru

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

нократное чередование в разрезе базальтоидных, салических и щелочносалических вулканитов. При этом нижние горизонты серии повсеместно представлены базальтовыми, андезитобазальтовыми, трахибазальтовыми и трахиандезитовыми вулканитами, возникшими в результате относительно спокойных излияний, охвативших обширные площади. Они сменяются риолитовыми, трахириолитовыми и трахитовыми разностями, которые обычно слагают изолированные вулкано-тектонические депрессии, кальдероподобные структуры и сохранившиеся реликты палеовулканов центрального типа. С новым импульсом вулканизма на начальном этапе вновь связано формирование базальтоидных вулканитов средней толщи, которые сменяются извержениями вулканитов щелочносалического, трахириолитового, трахидацитового и трахитового состава (рис. 3.3). В Чебаково-Балахтинском прогибе на этом уровне отмечаются субвулканические, дайковые и покровные тела пантеллеритов, комендитов и фонолитов, а в Сыдо-Ербинском В.М.Гавриченковым (1972) установлена латеральная смена щелочносалических вулканитов грубообломочной туфомолассовой курбатовской толщей. Завершается девонский вулканизм в характеризуемых структурах после некоторого перерыва вновь излияниями базальтоидных пород. В ряде районов этот перерыв фиксируется горизонтом осадочных пород. Так, в разрезе по р. Кижарт верхней базальтоидной толще предшествует пачка (до 80 м) переслаивающихся красноцветных песчаников и гравелитов, содержащих маломощные прослои (до 1-2 м) известняков и мергелей.

В юго-западной части Чебаково-Балахтинского и в западной части Назаровского прогибов, а также в пределах разделяющего их Солгонского кряжа быскарская вулканогенная серия имеет трехчленное строение. В Чебаково-Балахтинском прогибе в районе ж.д. станции Шира формирование быскарской серии началось с излияний базальтовых, трахибазальтовых и трахиандезитобазальтовых вулканитов (низы матаракаской свиты), которое сменилось амагматичным этапом, фиксируемым маломощными линзами и выклинивающимися прослоями карбонатных пород, пестроцветных яшм, песчаников и гравелитов. Со следующим эксплозивным импульсом вулканизма связано накопление толщи трахиандезит-трахидацитовых вулканитов, в составе которой преобладают пирокластические разности, переслаивающиеся с вулканомиктовыми терригенными осадочными породами и содержащие редкие покровы базальтоидов (верхняя часть матаракской и шунетской свит). В этих разрезах содержатся обильные остатки раннедевонской псилофитовой флоры, детально охарактеризованной А.Р.Ананьевым. Завершился вулканизм вновь излияниями базальтоидов (марченгашская свита, силлы г.Кузьме), среди которых

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

также содержатся линзы красноцветных песчаников, гравелитов и конгломератов с отпечатками раннедевонской псилофитовой флоры.

В Солгонском кряже, по данным А.Э.Динера, А.П.Косорукова девонский вулканизм также начинался с излияний базальтовых лав, в результате чего сформировалась однообразная толща базальт-андезитовых покровов. В ее верхах появляются трахибазальты и мегаплагиофировые базальты, сменяющиеся выше трахириолитовыми и трахитовыми вулканитами, связанными с извержениями вулканов центрального типа. Последние фиксируются цепочками брекчий жерловой фации и субвулканическими телами. Салические и щелочносалические породы слагают быстровыклинивающиеся лавовые потоки, сменяющиеся по простиранию туфами, игнимбритами, вулканомиктовыми конгломератами, гравелитами и песчаниками. С новым импульсом вулканизма связано формирование верхней толщи базальтоидных пород.

По западному обрамлению Назаровского прогиба и в прилегающих структурах Кузнецкого Алатау, по данным В.Н.Маркова и А.П.Косорукова (1987), девонский вулканизм проявился в формировании Урюп-Берешской вулкано-тектонической структуры. При этом на начальном этапе происходили площадные излияния слабодифференцированных базальтовых и андезитобазальтовых лав (базырская свита). В последующем происходит локализация извержений и образование стратовулканов, сложенных преимущественно нефелинитовыми, тефритовыми и берешитовыми вулканитами, в том числе и туфами последних (берешская свита). Завершился девонский вулканизм локальными излияниями базальтов и андезитобазальтов (ашпанская свита).

В Южно-Минусинском прогибе, по представлениям В.И.Краснова и Л.С.Ратанова, вулканогенный девон сформировался в результате широкоплощадных излияний лав трахибазальтового, трахиандезитобазальтового и базальтового составов (тастрезенская свита). Среди покровных образований на различных уровнях присутствуют линзы и прослои песчаников, алевролитов и аргиллитов. После перерыва в вулканической деятельности, в течении которого в районе отложились мелководные морские осадки таштыпской свиты с богатыми остатками эмской фауны, вновь произошли локальные излияния базальтовой лавы (тимиртасская свита). Салические и щелочносалические вулканиты в этих разрезах в сколько-нибудь заметных количествах не отмечаются.

В северной части Кузнецкого Алатау девонские вулканиты сохранились в нескольких грабеновых структурах - Заломнинской депрессии, Палатнинской грабен-синклинали, Тайдонском, Талановском и Саралинском грабенах, а также в виде локальных останцев, полей даек и суб-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

вулканических тел среди раннепалеозойских и докембрийских толщ.

В Заломнинской депрессии девонский вулканизм проявился в виде широкомасштабных излияний базальтовых, андезитобазальтовых и андезитовых лав, перемежающихся с прослоями красноцветных терригенных осадков (палатнинская свита). Покровные образования прорваны субвулканическими телами трахитов. При этом следует отметить, что базальтовое плато перекрывало уже существующие грабеновые структуры, выполненные красноцветными осадочными породами (красногорская свита), мощность которых достигает 300 м.

В Палатнинской грабен-синклинали в составе вулканогенного девона преобладают эксплозивные вулканиты андезитобазальтового состава при подчиненном количестве базальтов, андезитов и андезитобазальтов. Среди стратифицированных образований отмечаются субвулканические тела трахитов и дайки мегапорфировых (лабродоровых) базальтов. Вулканические накопления и здесь с несогласием перекрывают нижнедевонские красноцветные осадочные породы мощностью до 1500 м, выполняющие довулканическую грабеновую структуру.

В Тайдонском грабене по данным Л.П.Рихванова и др., нижнедевонский вулканизм в начальной фазе сформировал базальтовое и андезитобазальтовое лавовое плато, а позже проявился в виде эксплозивных извержений риолитовых, дацитовых, трахириолитовых и трахитовых вулканитов. При этом, во-первых, отмечается изменение щелочности салических вулканитов по латерали (в северной части грабена преобладают кислые, а в южной - субщелочные разности), а во-вторых, среди них наблюдаются маломощные покровы основных лав, свидетельствующие о сквозном характере базальтоидного вулканизма. Толщи вулканогенных пород на всех уровнях содержат линзы и прослои красноцветных конгломератов (в том числе и базальных), гравелитов, песчаников и алевролитов.

В Талановском грабене вулканогенная толща сложена базальтовыми, трахибазальтовыми, андезито-базальтовыми, андезитовыми и трахиандезитовыми, реже пикрит-базальтовыми эффузивами, которые прорваны дайковыми и субвулканическими телами долеритов, фонолитов, сиенит-порфиров и берешитов.

В Саралинском грабене раннедевонскому вулканизму предшествовало накопление в грабеновой структуре мощной (до 400 м) пачки красноцветных терригенных пород (маматская свита). Вулканизм на начальной стадии проявился в излиянии лав трахибазальтового, базальтового, трахиандезитбазальтового и трахиандезитового состава, которые перемежаются с горизонтами пирокластических и грубообломочных тер-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ригенных пород. В верхней части разреза появляются покровы мегаплагиофировых трахибазальтов и трахитов.

На территории Тувы мощный нижнедевонский комплекс осадочно-вулканогенных пород в западной и центральной частях Тувинского прогиба достигает 3000 м (кендейская, саглинская свиты). В разрезах преобладают кислые и средние нормально- и умеренно-щелочные эффузивы, представленные риолитами, трахириолитами, трахитами, дацитами, трахидацитами, андезитами и трахиандезитами (рис. 3.3). Основные лавы характеризуются примерно одинаковым количественным соотношением нормальных и умеренно-щелочных пород - базальтов, андезито-базальтов, трахибазальтов и трахиандезито-базальтов (Девонские..., 1996). На западе прогиба в глубоко эродированных структурах, где вскрыт фундамент грабенов, выявлена корневая система вулканических аппаратов и рои даек базальтов, близких по химизму к толеитам (Зайков, 1933). Часть разрезов данного стратиграфического уровня представлена пестроцветными толщами молассоидной формации.

В восточных районах Тувинского прогиба девонские вулканиты объединены в сайлыгскую свиту, мощность которой уменьшается в восточном направлении от 1500-1800 м до 500-700 м и лишь в Уюкской впадине составляет около 3000 м. Осадочно-вулканогенные толщи нижнего девона имеют невыдержанное внутреннее строение. От 20 до 25 % их мощности составляют терригенные красноцветные отложения. Из вулканических пород преобладают трахириолиты, трахиты, трахидациты. Среди вулканитов кислой породной группы отмечены щелочные разности - пантеллериты. Средние и основные эффузивы преимущественно относятся к породам умеренно-щелочного ряда. Широко распространены пирокластические отложения.

В районе Кузнецкого прогиба нижне- среднедевонские вулканогенные образования сохранились, главным образом, по его восточной периферии, где изучены на северо-востоке - в Барзасском районе, на восточной окраине - в пределах Крапивинского купола и в южной части - в Тельбесском прогибе. В крайней северо-западной части структуры девонские вулканогенные толщи вскрываются в Томь-Колыванской складчатой зоне.

В Барзасском районе девонский вулканизм проявился в накоплении 200-метровой толщи базальтовых, андезитобазальтовых и андезитовых вулканитов, которые, по данным А.В.Тыжнова, по латерали замещаются сероцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, битуминозными известняками и горючими сланцами (дмитриевско-перебойская свита). Накопление осадочных толщ скорее всего про-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

исходило в прибрежной параллической обстановке мелководного эпиконтинентального морского бассейна. Комплекс вулканогенных пород залегает на красноцветных конгломератах, песчаниках, алевролитах и аргиллитах, выделяемых в красногорскую свиту. В последней на отдельных участках также отмечаются единичные покровы основных лав и горизонты туфов.

В районе Крапивинского купола вулканогенный девон также представлен чередующимися покровами базальтовых, трахибазальтовых, андезитобазальтовых, трахиандезитовых и трахиандезитобазальтовых вулканитов. Вулканогенные образования здесь залегают на толще (до 300 м мощности) красноцветных конгломератов, песчаников и алевролитов, сопоставляемых с красногорской свитой, и, в свою очередь, содержат горизонты сходных терригенных пород. Следует отметить присутствие в Крапивинском разрезе даек сиенит-порфиров, прорывающих красноцветные горизонты красногорской свиты.

В Тельбесском прогибе, по данным В.Д.Яшина и В.П.Болтухина, нижнедевонский вулканизм проявился в виде площадных слабо эксплозивных излияний базальтовых и андезитобазальтовых лав, которые начали (учелинская свита) и завершили (казанкульская и абрамовская свиты) вулканическую деятельность. При этом в составе вулканогенной серии установлено два уровня вулканитов риолитового, дацитового и андезитового состава, которым обычно в верхах базальтоидных толщ предшествуют мегаплагиофировые трахиандезитобазальтовые разности. Единичные потоки базальтоидных пород отмечаются и среди кислых вулканитов, свидетельствуя о сквозном характере основного магматизма. Наблюдается общее увеличение щелочности снизу вверх по разрезу и по латерали с юго-запада на северо-восток. В составе вулканогенной серии на разных стратиграфических уровнях встречаются прослои и линзы красноцветных конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, реже (в основании серии) известняков, несущих признаки формирования в наземных и мелководных озерно-морских условиях и содержащих раннедевонские растительные остатки.

Излившиеся породы сопровождаются комагматичным нижнедевонским мезинским комплексом субвулканических гранитов и среднедевонским соснозогорским габбро-сиенитовым комплексом (Мурзин, 1972).

В Горном Алтае девонские рифтогенные вулканогенные образования сохранились в Уйменско-Лебедском, Ануйско-Чуйском, Коргонском и некоторых других прогибах, границы которых, по данным В.А.Кузнецова, В.П.Нехорошева, в большинстве случаев совпадают с глубинными разрывными нарушениями.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

В Уйменско-Лебедском рифтогенном прогибе обособляются Восточно-Уйменский, Каракопшинский и Лебедской субмеридиональные грабены второго порядка, каждый из которых в своем развитии в ранне-среднедевонское время несколько отличаются друг от друга. В Восточно-Уйменской структуре вулканизму предшествовало, по данным В.П.Удодова, накопление красноцветной существенно терригенной (караозекская свита) и сероцветной карбонатно-терригенной молассы (кыракташская и пыжиноозерная свиты), несущих, по данным И.А.Вылцана, Я.М.Гутака, литологические признаки аллювиальных, озерных и лагунных опресненных фаций. Последующие излияния базальтовых, андезиобазальтовых, андезитовых, реже трахиандезитобазальтовых и трахиандезитовых лав сформировали вулканическое плато с вулканами центрального типа. С деятельностью последних связано накопление риолитовых, риолито-дацитовых и дацитовых вулканитов. Следует подчеркнуть, что и на заключительном этапе периодически продолжались излияния лав основного и среднего состава.

Каракопшинский разрез отличается от Восточно-Уйменского меньшей мощностью нижнедевонских терригенных отложений и преимущественно трахиандезитовым составом среднедевонских вулканитов.

В районе Лебедского грабена базальные горизонты девонской вулканогенной серии также несут черты накопления в континентальных условиях (тюлемская свита). Последующий вулканизм обусловил на первом этапе формирование базальтового плато, в строении которого принимают участие субщелочные лавы трахибазальтового, трахиандезитобазальтового и трахиандезитового состава. В последующем в результате деятельности вулканов центрального типа в эйфельское и живетское время были сформированы мощные вулканогенно-обломочные толщи с преобладанием риолитовых, трахириолитовых и риолито-дацитовых вулканитов (тюрехтечская и, возможно, часть рыковской свиты).

Ануйско-Чуйский прогиб состоит из системы чередующихся грабенов и горстов. В Онгудайском и Уландрыкском грабенах для нижнего девона характерно преобладание континентальных осадочных ассоциаций, в составе которых присутствуют коллювиально-делювиальные, пролювиально-аллювиальные и лагунные фации (басаргинская, каракудюрская, уландрыкская свиты). В Барагашской зоне преобладают мелководные морские осадки. Вулканогеннные комплексы среднего девона сформировались в два этапа. На первом этапе изливались субщелочные лавы андезитобазальтового и андезитового состава, а в последующем происходили эксплозивные извержения риолитовых, трахириолитовых и риолито-дацитовых вулканитов, в том числе и игнимбритов. При этом и на

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

втором этапе периодически происходили излияния андезитобазальтовых и андезитовых лав. Кислые вулканиты местами (Барагашский грабен) встречаются в самых нижних горизонтах серии. Они сменяются на достаточно коротких интервалах грубообломочными вулканомиктовыми конгломератами, гравелитами и песчаниками. Во всех грабенах на различных уровнях вулканогенной серии отмечаются прослои осадочных пород, в том числе в рифовых известняках, сформировавшихся в мелководном морском бассейне и содержащих остатки табулят, ругоз, криноидей и других организмов (Девонские..., 1996).

Вулканические накопления повсеместно сопровождаются субвулканическими телами габброидов, гранит-порфиров и липаритов, последовательность формирования которых нуждается в уточнении.

В пределах Коргонского прогиба, по данным В.Е.Попова и др., и прилегающей к нему южной части Белоубинской зоны в строении нижне-среднедевонской вулканогенной серии выделяется две толщи. Для нижней из них (холзунская свита) характерно чередование горизонтов красноцветных косослоистых терригенных пород с субщелочными, субвулканическими пластовыми и дайковыми вулканитами андезитового и базальтового состава. Судя по значительному количеству пирокластики, эти породы сформировались в результате деятельности вулканов центрального типа. Верхняя толща (коргонская свита) представляет собой сложный комплекс перемежающихся лав, брекчий, различных туфов, игнимбритов, калиевых липаритов, лахаровых брекчий, вулканомиктовых терригенных пород, накопившихся, по-видимому, в вулкано-тектонической депрессии. Кислые вулканиты сопровождаются субвулканическими телами калиевых липаритов.

В целом, в Горном Алтае в юго-восточном направлении в нижнем девоне и эйфеле наблюдается уменьшение количества основных вулканитов и возрастание их кислых разностей (рис.3.3), что ранее было отмечено В.Н.Пилипенко (1966), в том же направлении, особенно в среднем девоне, возрастала аридизация климата, что подтверждается появлением эвапоритов (Родыгин, 1959).

Пострифтовое осадконакопление в девонских седиментационных бассейнах в зоне Агульской и Минусинской палеорифтовых структур началось в эйфельское время. Над северным продолжением агульского грабена - в Рыбинской впадине в эйфеле-фране сформировались пестроцветные и красноцветные алевролиты, мергели, известняки с прослоями песчаников и мелкогалечниковых конгломератов павловской и кунгусской свит. Они содержат остатки рыб, листоногих ракообразных, растительные остатки и несут признаки формирования в эпиконтинен-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

тальных мелководных озерно-морских, лагунных и наземных обстановках. Сходные условия сохраняются и в более позднее - раннекаменноугольное время при накоплении терригенных отложений чаргинской и кремнисто-карбонатной ловатьской свит.

В Минусинской прогибе пострифтовая седиментация также протекала в наземных континентальных, мелководных озерно-морских и лагунных фациальных обстановках. Она сопровождалась накоплением терригенно-карбонатных (аскизская, илеморовская, бейская свиты) и красноцветных терригенных толщ (кохайская, ойдановская, тубинская свиты) в среднем и позднем девоне, туфогенно-осадочных быстрянской, алтайской, камыштинской и самохвальской свит в раннем карбоне. Во всех свитах отмечаются минералы-индикаторы эвапоритовых условий осадконакопления. Девонские толщи несут признаки нефтегазоносности.

В Кузнецком бассейне в пострифтовых условиях в среднем девоне формировались отложения абрамовской терригенно-карбонатной свиты и существенно терригенные с прослоями известняков и мергелей позднедевонские отложения яйской, яя-петропавловской свит и континентальные красноцветно-пестроцветные - сергиевской, красноозерской и подонинской свит. Нижнекаменноугольные терригенные отложения балахонской и ерунаковской серий содержат значительные запасы угля и проявления нефти и газа.

К пострифтовым формациям в Горном Алтае относятся главным образом терригенные и карбонатно-терригенные отложения эйфеля и живета среднего девона в Ануйско-Чуйском прогибе, а в Курайско-Юстыдской зоне, кроме того, встречаются отложения франа и - местами - фамена верхнего девона. К числу первых принадлежат образования басаргинской, терентьевской и рудниковской свит, а также барагашской, шивертинской, куратинской, бельгебашской в центральной зоне АЧС, в юго-восточной - машейская, боштуская, узунтальская и ташантинская свиты. К числу вторых - позднедевонских - аккаинская и туерыкская свиты в Курайской и часть барбургазинской и богутинская - в Юстыдской зонах. Отложения большинства перечисленных подразделений, также, как их аналоги в других прогибах, формировались в эпи- и континентальных аридных условиях, относящихся к озерно-морским, лагунным, аллювиальным и пролювиально-делювиальным фациям с характерной пестроцветной и красноцветной окраской, реже черной, встречающейся в живетских глинистых ассоциациях пород.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

3.3. Интрузивный магматизм

В Агульском палеорифте стратифицированные фации постоянно сопровождаются субвулканическими, дайковыми и жерловыми телами микросиенитов, сиенит-порфиров и гранитоидов раннего огнитского комплекса и более поздней тингуаит-щелочногабброидной интрузией центрального типа горы Черная Сопка (черносопкинский комплекс).

В Минусинских впадинах извержение салических и щелоносалических вулканитов повсеместно сопровождается внедрением дайковых, субвулканических и гипабиссальных тел более раннего гранит-граносиенитового состава (рассохинский, буеджульский, ирбинский) и более позднего - сиенит-нефелинсиенитового (шумихинский и лутагский) комплексов.

В западном борту Назаровской впадины молодые интрузивные образования представлены щелочно-габброидными массивами горячегорского комплекса.

В Талановском грабене вулканогенная толща прорывается дайковыми и субвулканическими телами долеритов, фонолитов, сиенит-порфиров и берешитов.

Комагматами девонских эффузивов Центральной и Западной Тувы являются гранитоидные интрузии сютхольского комплекса. В восточной части Тувинского прогиба с девонскими вулканогенными породами сайлыгской свиты тесно ассоциируют граносиенит-гранитовые интрузии бреньского комплекса.

Интрузивный магматизм девона-раннего карбона Горного Алтая представлен главным образом гранитоидами, в меньшей мере базитовыми, щелочнобазитовыми и щелочносалическими послевулканическими комплексами. В Онгудайском районе наблюдается габброидная интрузия, давшая силлы, дайки и штоки габбро и диабазов. Более мелкие аналоги имеются в Курайском прогибе и Юстыдском грабене. Габбро-диоритовые массивы отмечены среди девонских отложений на севере Горного Алтая. Близким по составу, но древнее по возрасту также является габбродиоритовый комплекс в Коргонском прогибе. Здесь же, по данным В.А.Зыбина и др., развиты интрузии сиенит-лейкогранитов Коргонского массива.

Производными гранитоидных магм девонского возраста являются умеренно-щелочные лейкограниты шебалинского комплекса. Сюда же следует отнести, по данным А.Н.Кононова, крупные тела адамелито-гранодиоритов Яломанского комплекса, датируемого верхним девоном центральной части Ануйско-Чуйской структуры.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Глава 4. ПЕРМО-ТРИАСОВЫЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ

Мезозойская континентальная рифтовая система Западно-Сибирской плиты впервые в общих чертах была выделена П.К.Куликовым и др. (1972). Позднее на возможную связь триасовых вулканитов с рифтогенезом указывал Ю.Т.Афанасьев (1977). Всесторонняя характеристика системы приведена В.С.Сурковым и др. (1980, 1987, 1993 и др.).

4.1. Строение палеорифтов и пострифтового осадочного бассейна

Западно-Сибирская рифтовая система включает около 100 грабен-рифтовых структур, рассеянных в пределах плиты и имеющих субмеридиональное и северо-восточное простирание (рис. 4.1). Самыми крупными из них являются Колтогорско-Уренгойский, Худуттейский, Худосейский, Усть-Тымский и Чузикский грабен-рифты. Эти структуры, по данным В.С.Суркова и др. (1980), в гравитационных и магнитных полях отражаются линейными положительными аномалиями, проявляются повышенным тепловым полем. Температурное поле осадочного чехла над грабенами на 3-4° выше, чем над вмещающими их толщами. Здесь же отмечается увеличение интенсивности современного теплового потока до 0.1 мкал/см^2.

В рельефе поверхности фундамента палеорифты выражены глубокими грабенами, основание которых сложено базитовыми интрузиями. Последние погружены относительно бортов грабена на 3-5 км. Сами грабены выполнены осадочно-вулканогенными образованиями пермо-триасового возраста. Для грабенов характерно четковидное расположение друг относительно друга и горизонтальное смещение отдельных сегментов структур по разломам-сдвигам.

Особенности строения земной коры, морфология структур, характеристика магнитных, гравитационных и тепловых аномальных полей позволяет большинству исследователей (Куликов и др., 1972, 1980; Сурков и др., 1980, 1981, 1987, 1995 и др) вполне обоснованно признать континентальную рифтогенную природу этих структур.

Наиболее обстоятельно изучен Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт, протягивающийся в субмеридиональном направлении на 1800 км от широты г. Омска до Карского моря. Его ширина на юге варьирует в пределах первых километров, увеличиваясь на севере до 80 км и более. В рельефе консолидированной земной коры (фундамента) он выделяется в виде глубокого прогиба, ограниченного по бортам разломами. В районе Тюменской сверхглубокой скважины (ТГС-6) мощность консолидированной земной коры достигает 29 км, а осадочного чехла - 8 км (Сурков и др., 1993).

По материалам бурения и модельным расчетам в рифтовой зоне выделяются два комплекса пород: нижний - интрузивный, предположительно образованный серией даек основного и ультраосновного состава,

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

пронизывающий всю консолидированную кору, и верхний - грабеновый, осадочно-вулканогенный.

Заметно в меньшей мере изучены Худосейский, Худуттейский, Аганский, Усть-Тымский, Чузикский и многие другие грабен-рифты (рис. 4.1). По данным В.С.Суркова и др. (1986), Худуттейский грабен-рифт располагается в 75-80 км западнее Колтогорско-Уренгойского и протягивается на 500 км параллельно последнему (рис. 4.1). Мощность грабеновой ассоциации в его пределах не превышает 3 км. Северо-западным продолжением этого рифта является Ямальский грабен. Аганский грабенрифт протягивается от Сургута в северо-восточном направлении на 300 км при ширине около 50 км. На юго-западе он достигает юго-восточной части Уват-Хантымансийского срединного массива, где проявляется в виде небольших грабеновых структур (Сурков и др., 1987). Усть-Тымский грабен-рифт имеет северо-восточное простирание при длине около 250 км и ширине 10-15 км. Параллельно ему протягивается Чузикский и ряд более мелких грабен-рифтов.

В правобережье р.Оби в Томской области в северо-западной части Усть-Тымского срединного массива выявлен Наньяхский прогиб (Шатов, Парначев, 1996). Здесь скважинами на Нань-Яхской, Круглоозерной и Ноябрьской площадях вскрыты базальтоиды, мощность которых превышает 400 м. Можно предполагать, что этот прогиб, продолжаясь в юго-восточном направлении, сочленяется с Усть-Тымским грабен-рифтом, также выполненным основными вулканитами.

Северо-восточнее на Эмторской и Линейной площадях выделяется Эмторская грабен-рифтовая структура, имеющая северо-западное простирание, в строении которой, по данным Г.И.Берлина, участвуют эффузивы контрастной риолит-базальтовой ассоциации. В пределах этой структуры триасовые осадочно-вулканогенные породы вскрыты на Линейной, Эмторской и Тунгольской площадях. На Линейной площади риолиты вскрыты в скв. 1 (интервал 2701-2743 м), скв. 3 (инт. 2779-2851), скв. 4 (инт. 2854-2927 м). Риолитовые вулканиты в переслаивании с осадочными породами в Эмторском грабен-рифте известны по скважинам Тунгольская-1 и Эмторская-300 (Сурков, Жеро, 1981).

В приустьевой части р. Тым, по картографическим материалам, намечается изометричная палеовулканическая структура диаметром до 60 км (вулкано-купольное сооружение ? кальдера ?), выполненное вулканитами базальтового состава.

Пострифтовое погружение территории привело к образованию юрско-палеогенового бассейна осадконакопления, в котором В.С.Сурков и др. (1993 и др.) выделяют три крупных субширотно ориентированных седиментационных зоны (с севера на юг): Ямало-Гыданскую с морскими условиями седиментации, Обь-Тазовскую - с прибрежно- морскими условиями и Обь-Иртышскую, где осадконакопление шло преимущественно в континентальных условиях. В результате этого процесса в пределах

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

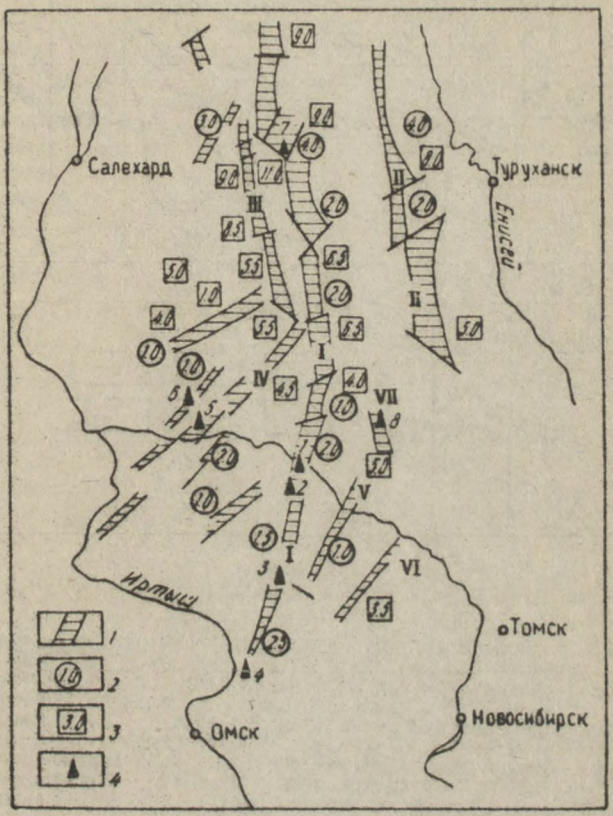


Рис.4.1. Пермо-триасовая континентальная рифтовая система Западно-Сибирской плиты. По В.С.Суркову и др. (1982).
1 - пермо-триасовые грабены, 2 - мощность осадочно-вулканогенного грабенового комплекса (км), 3 - глубина залегания поверхности интрузивного рифтового комплекса (км), 4 - скважины, вскрывшие грабеновых комплекс: 1 - Александровская-1, 2 - Саймовская-1, 3 - Иглская-1, 4 - Никольская-1, 5 - Локосовская-31, 6 - Федоровская-69, 7 - Тюменская сверхглубокая.

Грабены: I - Колтогорско-Уренгойский, II - Худосеевский, III - Худуттейский, IV - Аганский, V - Усть-Тымский, VI - Чузикский, VII - Наньяхский.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

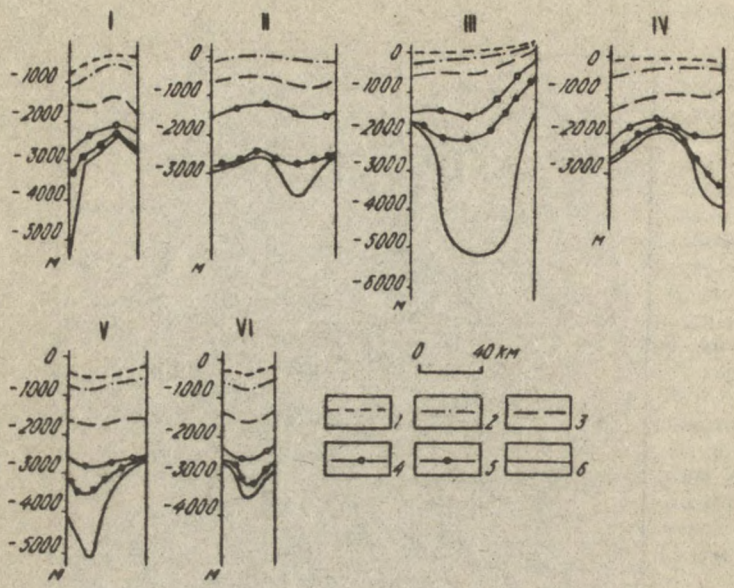


Рис. 4.2. Соотношене структур фундамента со структурами чехла Западно-Сибирской плиты по В.С.Суркову и др. (1984).
1 - кровля ганькинской свиты (верхний мел), 2 - покурская свита (кровля сеномана), 3 - альымская свита и ее аналоги (нижний апт), 4 - подошва баженовской свиты (верхняя юра), 5 - подошва мезозойско-кайнозойских отложений, 6 - кровля складчатого фундамента. I - Назино-Сенькинский антиклинорий, II - Пыль-Караминский меганТиклинорий, III - Тегульдетская впадина, IV - Улуюльский горст, V - Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт, VI - Усть-Тымский грабен-рифт.

Западно-Сибирской плиты в пострифтовом бассейне сформировался чехол, сложенный толщами осадочных пород огромной мощности.

Сформированные рифтогенезом структурные элементы, вследствии унаследованности движений, четко проявились в осадочном платформенном чехле (Сурков и др., 1982). Над грабенами при их унаследованном прогибании в мезозойской-кайнозойском чехле возникли зоны желобов - Колтогорско-Уренгойский, Худуттейский, Худосеевский, Аганский, Усть-Тымский, Чузикский и др. (рис. 4.2). Над межрифтовыми горстами образовались крупные своды - Нижневартовский, Сургутский, Сред-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

невасюганский, Александровский и др.

Как это установлено В.С.Сурковым и др. (1982), унаследованность тектонических движений в значительной степени предопределила распределение в пределах седиментационного бассейна морских, прибрежно-морских и континентальных толщ, их литологический состав и геохимический облик. Неоднократная активизация тектонических движений приводила к смещению береговых линий. Колтогорско-Уренгойский и другие желоба определяли размещение русловых и дельтовых фаций, характеризующихся повышенной песчанистостью и представляющие собой коллектора с ловушками нефти и газа антиклинальных и неантиклинальных типов. Пострифтовые структуры разных порядков контролируют размещение месторождений нефти и газа (рис.4.3).

4.2. Вулканогенно-осадочные формации

Среди вулканогенно-осадочных толщ Западно-Сибирской плиты выделяется три группы формаций: грабеновая, выполняющая рифтовые структуры, плитная и постплитная, слагающие чехол платформы.

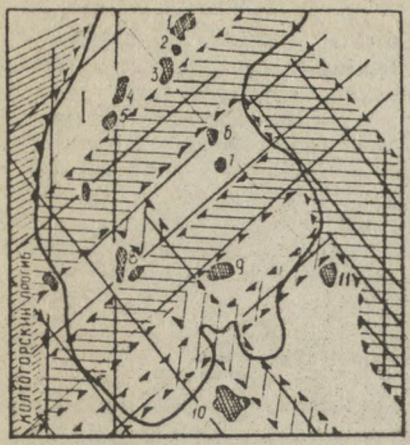
Грабеновый осадочно-вулканогенный комплекс (красноселькупская серия) наиболее полно вскрыт Тюменской сверхглубокой скважиной в Колтогорско-Уренгойском рифте в интервале 6419-7502 м (до забоя) и, по данным И.И.Нестерова и др.(1995), расчленен на нижнюю аймальскую и верхнюю коротчаевскую свиты.

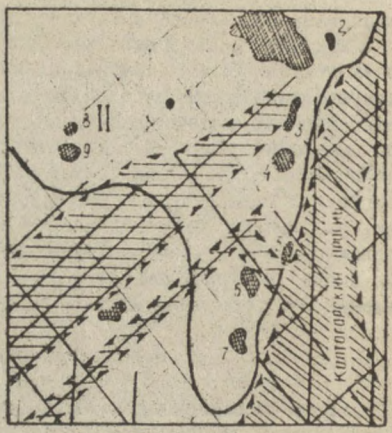
Аймальская свита (7310-7502 м) сложена покровами андезитобазальтов и базальтов, силлами габбро-долеритов, а в нижней и верхней части содержит горизонты переслаивающихся аргиллитов, туффитов и гравелитов с обломками базальтов и аргиллитов. Верхняя коротчаевская свита (6419-7310 м) состоит из миндалекаменных базальтов, их туфолав и кластолав, пикритов, долеритов, переслаивающихся с аргиллитами, алевролитами и песчаниками, содержащими растительный детрит. Кровля свиты сложена сильно выветрелыми базальтами и алевропсаммитовыми туфами. На различных уровнях свиты Ю.П.Казанским и др. (1995) отмечены интервалы, сложенные гематит-хлорит-цеолитовыми и гиббсит-гематитовыми, нередко бобовидными породами, рассматриваемыми в качестве продуктов субаэрального выветривания в условиях влажного и жаркого климата и сопоставляемыми с образованиями типа кирас и латеритов.

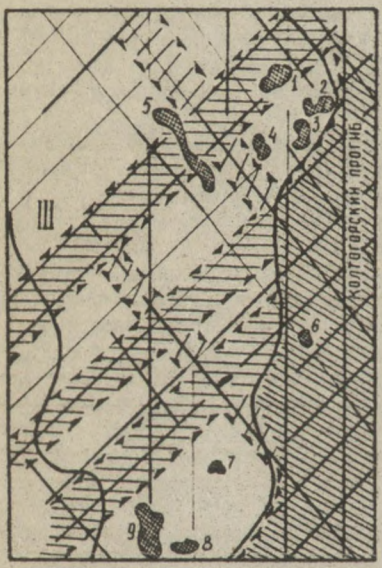
Ю.П.Казанский и др. (Результаты бурения..., 1995) в формировании серии выделяет 6 циклов вулканической деятельности, которые прерывались эпохами гипергенного гематитообразования. Считается, что наземный вулканизм характеризовался высокой скоростью накопления материала, приведшего в начальной фазе к формированию возвышенного вулканического плато.

Базальтовые лавы обычно характеризуются пористым и пузыристым

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru







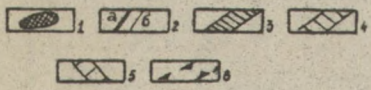


Рис. 4.3. Пострифтовые структуры второго и третьего порядков в пределах Александровского мегавала, Нижневартовского и Каймысовского сводов.

Основные нефтегазовые месторождения: Александровский мегавал (I): 1- Северное, 2- Южно- Охтеурское, 3 - Горстовое, 4- Проточное, 5- Южно-Проточное, 6 - Чебачье, 7- Кондаковское, 8 - Полуденное, 9 - Назинское, 10 - Чкаловское, 11 - Никольское; Нижне-вартовский свод (II): 1 - Советское, 2 - Стрежевское, 3- Малореченское, 4- Аленкинское, 5- Хвойное, 6 - Квартовое, 7 - Матюшкинское; Каймысовский свод (III): 1- Оленье, 2-Столбовое, 3 - Озерное, 4- Катыльгинское, 5- Первомайское, 6- Ларломкинское, 7- Моисеевское, 8-Тагайское, 9 - Крапивинское.

1 - контуры нефтегазонасыщенных зон, 2 - тектонические нарушения 1-го (а) и более высоких (б) порядков, 3-5 - пострифтовые структуры: 3 - первого порядка, 4 - второго порядка, 5 - третьего порядка;
6 - границы пострифтовых впадин по подошве баженовских отложений.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

строением, что определялось их излиянием на поверхность суши с умеренными выбросами пирокластического материала. Эффузивные породы интенсивно изменены - карбонатизированы, хлоритизированы, альбитизированы и окварцованы, что обусловлено проявлением как гидротермально-метасоматических, так и гипергенных процессов. Судя по высокому содержанию двуокиси титана - 2.17-3.26 % и окиси калия - до 4.38 % (Казанский и др., 1995), эти породы могут быть отнесены к субщелочным и щелочным разностям.

Кроме базальтоидов в составе грабенового комплекса присутствуют вулканиты кислого состава. Ю.А.Ехлаковым (Результаты бурения..., 1995) отмечается присутствие в гальках конгломератов риолитов и дацитов, развитие западнее ТГС-6 в сводовой части Уреньгойского мегавала (скв. Уреньгойская-414) более кремнекислых и щелочных эффузивов и туфов.

Осадочные парагенезы красноселькупской серии несут явные признаки мелководных, отчасти субаэральных обстановок седиментации (Япаскурт и др., 1994). Они характеризуются слоистыми текстурами, присущими озерным или пойменным отложениям. Породы обогащены гумусовым органическим веществом, углефицированными остатками стеблей и корней наземных растений. Многие из них, по данным О.В.Япаскурта и др. (1994), содержат сидеритовые радиально-лучистые конкреции (0.2-2 мм), аналогичные образованиям иллювиальных горизонтов ископаемых почв.

В более южных районах грабеновый комплекс Колтогорско-Уренгойской структуры вскрыт Никольской-1 (Омская область), Рифтовой-1 (Новосибирская область), Тагринской-90 (Тюменская область), Саймовской-1 (Томская область) и др. глубокими скважинами.

Никольская скважина вскрыла осадочно-вулканогенные породы на глубине 3140 м и углубилась в них на 1374 м. Грабеновый разрез представлен чередующимися в разных соотношениях пачками осадочных пород, миндалекаменных базальтоидов и пластовых тел габбро-диабазов. Пирокластические разности имеют резко подчиненное распространение. Песчаные и глинистые прослои насыщены обильным растительным детритом.

На Александровской и Игльской площадях грабеновые образования вскрыты на незначительную мощность и также представлены перемежающимися миндалекаменными базальтами, их туфами, туффитами, пластовыми телами долеритов, разнообразными осадочными породами.

В Саймовской скважине грабеновый комплекс вскрыт на глубину 480 м (Сурков и др., 1982). Он представлен перемежающимися между собой покровами большей частью миндалекаменных базальтов, их лавобрекчиями, туфами, пластовыми интрузиями долеритов. Мощность отдельных покровов колеблется от 5 до 50 м, туфов - от 3 до 35 м, пластовых интрузий - от 3 до 100 м.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

В целом, по данным М.А.Рудкевича и др. (1970), в триасовых грабен-рифтовых структурах среди вулканитов преобладают основные разности (до 90 % объема). В меньших количествах присутствуют трахиты, трахириолиты и риолиты (табл. 4.1).

Возрастные рамки формирования грабенового комплекса в пределах Западно-Сибирской плиты не ограничиваются триасом. Как показывают результаты исследования С.И.Пуртовой пыльцы и спор в керне Тюменской сверхглубокой скважины, нижняя часть разреза красноселькупской вулканогенной серии с глубины 7309 м имеет пермский возраст (Результаты бурения..., 1995). Пермский возраст начала деструктивных процессов подтверждается данными В.И.Саева и Г.М.Татьянина (1992), изучившими строение терригенной пермо-триасовой восточноникольской серии в юго-восточных районах Западно-Сибирской плиты.

В пострифтовый этап развития Западно-Сибирской структуры сформировались мощные осадочные толщи чехла, характеризующие по В.С.Суркову и др. (1993) плитный и постплитный этап развития молодой платформы.

Плитная группа формаций включает отложения среднего и верхнего триаса, юры, мела, палеоцена и эоцена. Плитная стадия характеризуется устойчивым прогибанием земной коры и циклическим наступлением моря на суше.

В районе ТСГ-6 к формации плитной группы отнесены отложения тампейской серии, которая с размывом перекрывает красноселькупские вулканиты. Тампейская серия датируется средним-поздним триасом и включает (снизу вверх) пурскую, варенгояхинскую и витютинскую свиты. В основании тампейской серии - в пурской свите И.И.Нестеров и др. (1995) отмечают аргиллиты местами с обломочной текстурой, напоминающей переотложенные коры выветривания. И в пурской и в нижней части варенгаяхинской свитах среди осадков преобладают алевропелитовые и песчаные породы с генетическими признаками седиментации в дистальных участках продельты в морском бассейне (Япаскурт и др., 1994). Большинство литотипов песчаного и псефитового состава в верхних горизонтах варенгаяхинской и витютинской свит О.В.Япаскурт и др. (1994) относят к флювиальной группе генетических типов отложений, представляющих собой продукты заполнения рукавов-промоин в проксимальных частях дельтового конуса. Литотипы алевритового состава соответствуют генетическим типам осадков застойно-тиховодной группы, межавандельтовых западин или лагун. На тампейских отложениях залегают юрские конгломераты новоуреньгойской (береговой) свиты, содержащие обломки базальтов, долеритов и агатов.

Этот этап для Западно-Сибирской плиты, по В.С.Суркову и др. (1993, 1996), характеризуется активными процессами эрозии и денудации раннетриасового вулканического горсто-грабенового рельефа в условиях теплого гумидного климата. В это время накапливался песча-

Таблица 4.1

Химические составы вулканических и интрузивных пород перио-триасовой континентальной рифтовой структуры Западно-Сибирской плиты (мас. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	47.93	61.42	48.64	52.42	51.16	45.34	43.55	50.63	49.98	49.84
TiO_2	1.53	1.35	0.95	1.66	2.47	1.32	0.86	1.17	1.09	1.04
Al_2O_3	16.89	16.41	16.23	15.70	16.07	13.28	15.46	15.37	15.92	17.30
Fe_2O_3	4.96	3.40	5.58	6.46	8.12	5.04	4.07	7.70	7.78	8.12
FeO	5.71	3.23	5.00	5.56	4.14	4.58	3.22	3.94	3.08	4.34
MnO	0.12	0.10	0.38	0.10	-	0.17	0.14	-	-	-
MgO	4.91	1.30	6.84	3.91	4.89	10.23	5.99	5.01	4.92	3.56
CaO	8.42	3.58	9.44	6.57	6.50	8.26	10.02	6.88	7.28	5.43
Na_2O	2.42	3.37	2.93	3.28	3.00	1.22	6.52	2.60	3.04	2.78
K_2O	0.94	3.22	0.76	1.52	1.27	4.37	0.44	4.65	4.33	3.65
P_2O_5	-	-	0.57	1.64	-	1.72	0.71	1.68	1.82	1.76
п.п.п.	4.66	3.06	2.10	1.56	2.66	4.89	8.42	0.38	0.77	2.18
Сумма	98.49	100.44	99.42	100.38	100.14	100.52	99.41	100.01	100.01	100.00

Примечание: 1 - базальты, 2 - трахириодацит, 3 - долериты, 4 - трахидолериты, 5 - монцониты, 6 - мончикиты, 7 - эпилейцитовый порфир, 8 - шонкинит, 9 - нефелиновый шонкинит, 10 - щелочной сиенит.
1-2 - по М.Я.Рудкевичу и др. (1970); 3-5 - по К.В.Иванову (Врублевский и др., 1987);
7-10 - по Н.И.Кузоватову и др. (1985).

Digital Library (repository) of Tomsk State University http://vital.lib.tsu.ru

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ный, алевритовй и галечниковый материал на этапах регрессий, и глинистые толщи при трансгрессиях.

В ранней-средней юре активное прогибание структуры привело к увеличению площади бассейна аккумуляции и заполнению его морскими, прибрежно-морскими и континентальными осадками, границы между которыми мобильно сдвигались в южном направлении.

В пределах юго-восточной части Западно-Сибирской плиты накапливались, в основном, осадки континентального типа. По латерали горизонты нижне-среднеюрских отложений имеют существенные отличия, связанные со спецификой фациальных областей. Континентальные глинистые толщи содержат много углистых пластов и линз, большое количество мелкопесчаных и алевритовых прослоев. Латеральная дифференциация песчано-алевритовых горизотов выражается в возрастании с севера на юг крупности обломочного материала и доли песчаных пород в разрезе. Песчаные толщи, как правило, крупнообломочные, косослоистые, в них нередки прослои гравелитов и конгломератов.

Нижняя толща разреза - уренгойская свита - характеризуется широким развитием песчано-конгломератовых отложений. Верхняя - тюменская свита, в основном, сложена мелкообломочными, часто флишоидно-переслаивающимися породами. Мощность нижне-среднеюрских отложений достигает в отдельных впадинах 600 м. Они широко распространены по площади и приурочены как к крупным впадинам, так и к примыкающим сводам: Каймысовскому, Пудинскому, Парабельскому. Характерна редукция нижне-среднеюрского разреза на многочисленных внутренних выступах фундамента. На вершине Межовского свода, некоторых поднятиях Александровского мегавала и Каймысовского свода отложения нижней и средней юры отсутствуют.

В разрезе среднеюрских отложений (тюменская свита) мощность песчаных горизонтов изменяется в пределах 5-30 м. В нижней части свиты песчаные пласты представляют собой шнурковые, линзовидные образования аллювиальных систем. В верхней части вскрыты, в основном, прибрежно-морские фации баров и дельт. Покрышкой для среднеюрских отложений служат аргиллиты васюганской свиты.

Особенностью распределения основных скоплений углеводородов в юрских отложениях является приуроченность залежей углеводородов к бортовым частям пострифтовых структур. В юрском осадочном чехле выделяются пострифтовые структуры трех порядков. К структарам первого порядка на юго-востоке плиты отнесены: Колтогорский прогиб, Нюрольская, Усть-Тымская впадины. Со структурами первого порядка сочленяются пострифтовые структуры второго и третьего порядков, выделенные в пределах Александровского мегавала, Нижневартовского, Каймысовского сводов и других положительных структур первого порядка (рис. 4.3). Пострифтовые структуры всех порядков имеют, в основном, северо-восточное и северо-западное простирание.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Увеличение мощностей нижне-среднеюрских, а подчас, и верхнеюрских отложений наблюдается на склонах поднятий, на пологих бортовых участках впадин, где распространены, в основном, фации прибрежных равнин, мелкого моря и дельт.

Поздняя юра по В.С.Суркову и др. (1996) характеризуется крупнейшей в истории Западной Сибири трансгрессией и некомпенсированным осадконакоплением, особенно в волжском веке. В раннем мелу (в барреме-апте) произошла обширная регрессия моря, реликтовый морской бассейн сохранился лишь в западной части плиты. С начала верхнего мела до позднего палеоцена осадконакопление осуществлялось в условиях обширной трансгрессии с накоплением глин, опок и диатомовых илов.

Постплитный или неотектонический этап (эоцен-четвертичное время), по В.С.Суркову и др. (1993, 1996), проявился в воздымании Западно-Сибирской плиты и окончательной смене морского режима континентальным осадконакоплением.

4.3. Интрузивный магматизм

Интрузивные образования, связанные с развитием пермо-триасовой континентальной рифтовой структуры, на сегодняшний день изучены крайне неудовлетворительно. Это объясняется, во-первых, их положением в структурах фундамента Западно-Сибирской плиты под осадочным чехлом на глубине свыше 2 км, а во-вторых, профессиональным интересом геологов к молодым (юрским и меловым) нефтегазоносным толщам.

Наиболее часто отмечается присутствие среди осадочно-вулканогенных комплексов, выполняющих грабен-рифты, послойных интрузивных тел долеритов, габбро-долеритов, габбро-диабазов (Сурков и др., 1981, 1986 и др.). В последние годы Н.И.Кузоватовым и др.(1995) указано на присутствие в нижнем и среднем мезозое базальтовой и щелочно-базальтоидной формации. В составе последней этими авторами кратко охарактеризованы эпилейцитовые порфиры, шонкиниты, нефелиновые шонкиниты и щелочные сиениты (табл. 4.1), вскрытые на Круглоозерной и Туганской площадях в районе Наньяхского грабен-рифта.

Дайковые породы триасового возраста ("томские диабазы"), маркирующие зоны растяжения северо-западного простирания, широко распространены в северо-восточной части Томь-Колыванской зоны в окрестностях г. Томска (рис.4.4). Здесь К.В.Ивановым (1956), В.А.Врублевским и др. (1987) описаны дайки долеритов (диабазов), трахидолеритов (эссексит-долеритов и эссексит-диабазов) и монцонитов. К.В.Ивановым (1956), а впоследствии и В.К.Чистяковым (1995) отмечено наличие, по меньшей мере, четырех фаз внедрения. Первая фаза представлена среднезернистыми порфировидными долеритами, вторая - трахидолеритами (эссексит-долеритами), третья и четвертая -

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

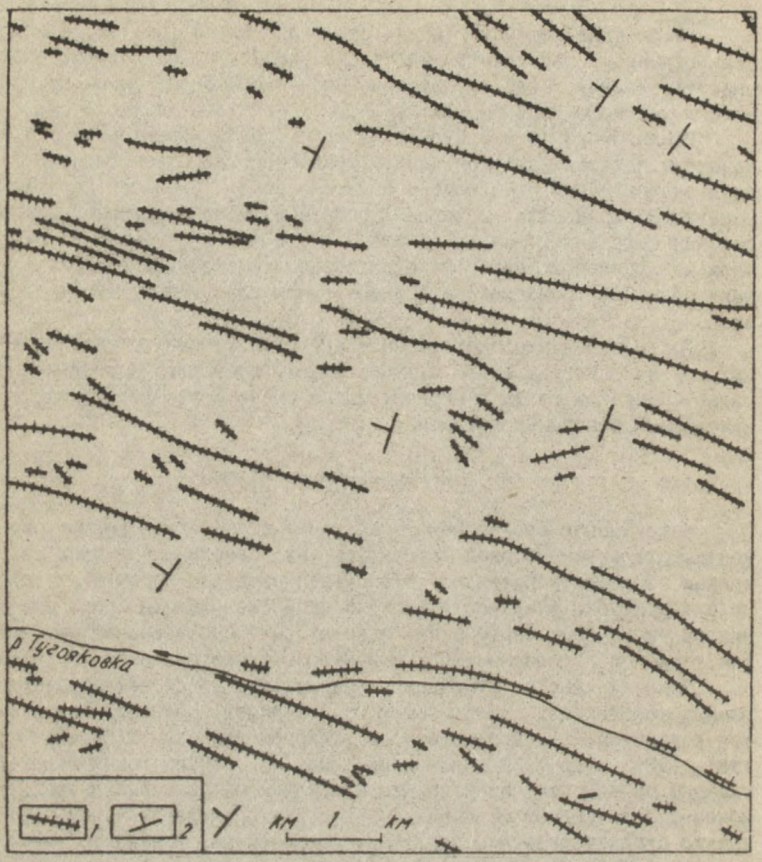


Рис. 4.4. Схема расположения даек долеритов в районе среднего течения р. Тугояковки по В. А. Врублевскому и др. (1987).
1 - дайки долеритов, 2 - элементы залегания вмещающих пород.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

мелкозернистыми порфировидными долеритами. Среди томских даек В.К.Чистяковым и др. (1990) установлены и детально охарактеризованы мончикиты, содержащие вкрапленники оливина, диопсида и высокотитанистого флогопита. Характерным для химического состава мончикитов (табл. 4.1) является повышенная роль магния, резкое преобладание калия над натрием и высокое содержание фосфора. Эти особенности, также как и обедненность глиноземом, по мнению В.К.Чистякова и др. (1990), приближает эти породы к лампронтам.

Томские дайки вкрест простирания прорывают уже дислоцированные осадочные толщи девона и нижнего карбона. Они фиксируют зону растяжения северо-западного простирания, которая рассматривается одним из авторов (Парначев, 1994) в качестве одной из "нереализованных" ветвей растяжения триасовой континентальной Западно-Сибирской рифтовой системы.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Глава 5. ПАЛЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ

Проявления молодого (послекарбонового вулканизма в Минусинских впадинах и их обрамлении известны с начала века по работам Я.Г.Эдельштейна , А.Н.Чуракова, Л.Г.Котельникова, И.К.Баженова и др., а в Туве - с 1883 года, по описаниям Г.Н.Потанина лавовых террас долины Каа-Хема. Но интерпретация этих проявлений, как индикаторов континентального рифтогенеза, для Минусы впервые осуществлена Л.П.Рихвановым и др. (1991), а для Тувы - В.В.Кепежинскас и др. (1987). При этом следует подчеркнуть, что ни в Минусинском прогибе, ни в Туве каких-либо четко выраженных морфологических структурных форм континентального рифтогенеза типа грабенов не отмечается. Возможно, в Чебаково-Балахтинской впадине в качестве зоны растяжения можно рассматривать пояса "молодых" даек, ориентированных, в целом, в субширотном направлении.

В Минусинском прогибе описание "молодых" базальтоидов и их отдельных форм проявления имеется в работах И.В.Лучицкого (1957, 1960), Н.Т.Калмыкова (1963), А.Ф.Струкуленко и Н.Е.Дедюхина (1961), Н.А.Охапкина и В.Л.Чубугиной (1961), А.В. Крюкова (1964а,б,в). Большей частью эти проявления сконцентрированы в районе Копьевского купола в Чебаково-Балахтинской впадине, где слагают несколько десятков тел разной морфологии - трубки взрыва, силлы, штоки, некки и дайки (рис. 5.1). В последние годы эти образования в западной части Копьевского купола были детально изучены А.П.Косоруковым и др.(рис. 5.2), а геохимическая специализация базальтоидов обстоятельно освещена в трудах Б.В.Владимирова и др. (1976), В.В.Кепежинскас и др. (1987), В.С.Зубкова и др. (1989), Л.П.Рихванова и др.(1991).

Трубки взрыва в Чебаково-Балахтинской впадине слагают одиночные высокие (до 100 м) сопки конусообразной формы, напоминающие действующие вулканы. Их вершины обычно представлены базальтоидными некками, которые по латерали обрамлены эксплозивными брекчиями. В плане трубки взрыва имеют эллипсовидные, грушевидные и неправильной формы очертания и в диаметре варьируют от 35 до 600 м (рис. 5.3, 5.4). Нередко можно наблюдать сдвоенные и даже строенные структуры (Крутая Сопка, Два Брата, Три Брата и др.).

Контакты пород трубок с вмещающими породами девона и карбона падают внутри структуры под углом 40-80°, обозначая воронкообразную в разрезе (раструб) форму. Вмещающие осадочные породы в зоне контакта претерпели деформации, выразившиеся в поднятии слоев, их крутом падении в сторону трубки, трещиноватости. Контактовое воздействие на вмещающие порода незначительно, не простирается далее 2-3 м от контакта и затушовано интенсивным развитием гидроокислов железа.

Внутреннее строение трубок довольно однообразно. Краевые части сложены, в основном, эксплозивными брекчиями, туфобрекчиями и лавобрекчиями, сформировавшимися в некоторых трубках (Бараджульская),

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

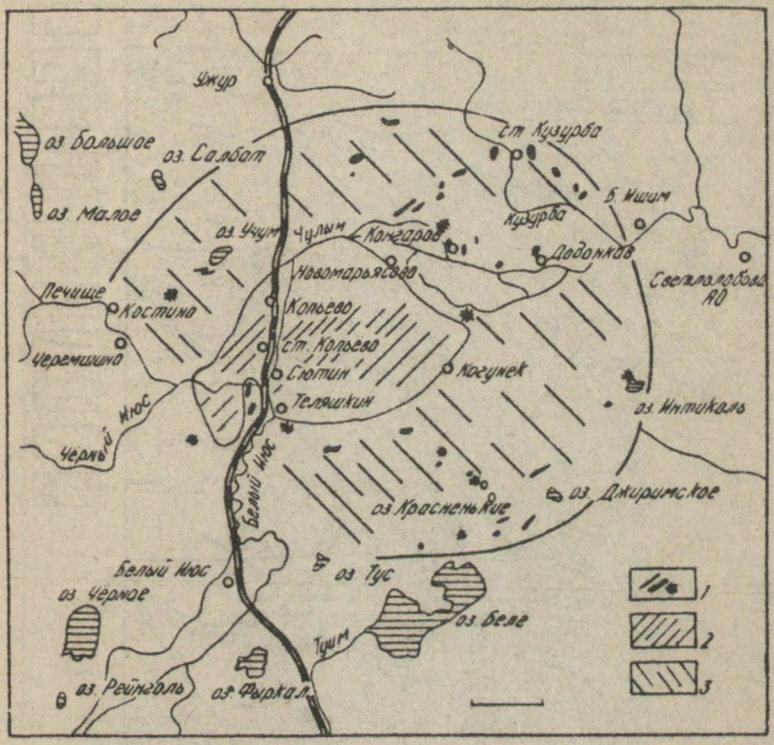


Рис. 5.1. Схема распространения "молодых" базальтов в Чебаково-Балахтинской впадине по И.В.Лучицкому (1960).
1 - дайки, некки и трубки взрыва "молодых" базальтов, 2 - быскарская осадочно-вулканогенная серия Копьевского поднятия, 3 - площадь распространения "молодых" базальтов.

в три фазы внедрения (Крюков, 1964в). Б.М.Владимиров и др. (1976) среди этих образований выделяют туфобрекчии взрыва, туфобрекчии базальтоидов, интрузивные брекчии базальтоидов, между которыми существуют постепенные переходы.

Брекчии в приконтактовой зоне в преобладающем количестве содержат глыбы вмещающих осадочных пород. На удалении от контакта, наряду с вышеотмеченными, появляются более мелкие обломки разнооб-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

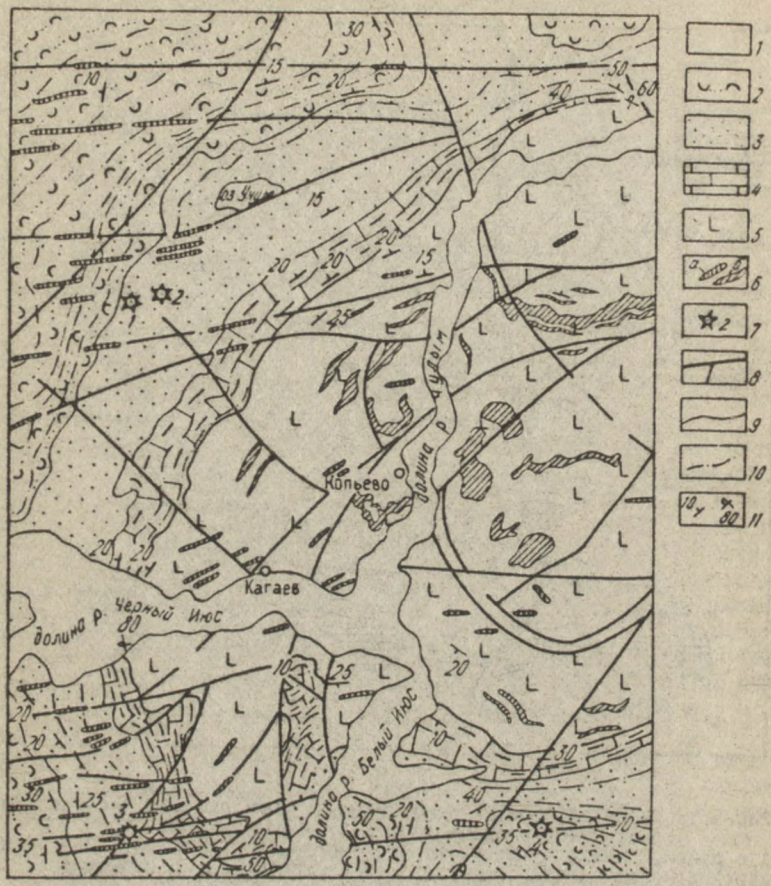


Рис.5.2. Геологическая карта западной части Копьевского антиклинального поднятия по данным А.П.Косорукова и др. (1982). 1 - аллювий речных долин, 2 - нижнекаменноугольные туфогенно-карбонатно-терригенные отложения (быстрянская, алтайская, камыштинская, самохвальская, кривинская и саломинская свиты), 3 - верхнедевонские красноцветные молассоидные отложения (ойдановская, кохайская и тубинская свиты), 4 - среднедевонские сероцветные карбонатно-терригенные отложения (аскизская, илеморовская и бейская свиты), 5 - нижне-среднедевонский быскарский осадочно-вулканогенный комплекс, 6-7 - "молодые" базальты: 6 - дайки (а), силлы (б), 7 - трубки взрыва и некки (1-2 - Камыштинские, 3 - Чирья, 4 - Марский), 8 - дизъюнктивные нарушения, 9 - геологические границы, 10 - структурные линии, соответствующие границам свит, 11 - элементы залегания слоистости.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

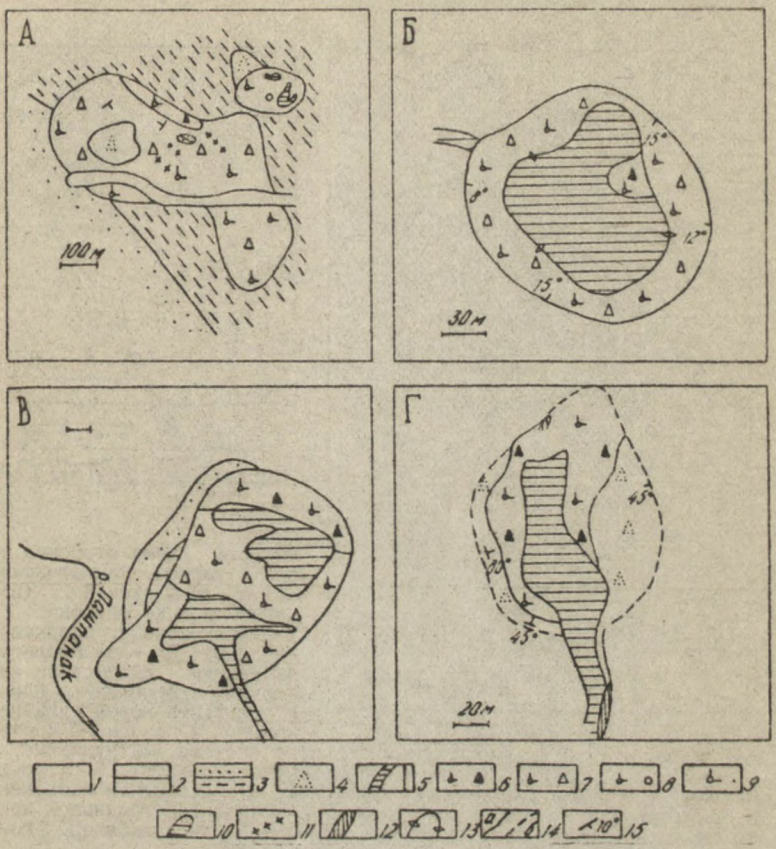


Рис.5.3. Схема геологического строения Тергешской (А), Красноозерской (Б), Конгаровской (В) и Бараджульской (Г) трубок взрыва.

1 - четвертичные отложения, 2 - угленосные отложения среднего-верхнего карбона, 3 - красноцветные отложения верхнего девона, 4 - структурный элювий вулканических брекчий, 5 - щелочные базальтоиды с редкими включениями обломков ультраосновых пород, 6-9 - эруптивные брекчии: 6 - первой фазы, 7 - второй фазы, 8 - третьей фазы, 9 - четвертой фазы; 10 - крупные ксенолиты осадочных пород в брекчиях, 11 - зоны вторичного окварцевания, 12 - зоны контактово измененных пород, 13 - вертикальное и наклонное падение контактов, 14 - геологические границы прослеженные и предполагаемые, 15 - элементы залегания полосчатости.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

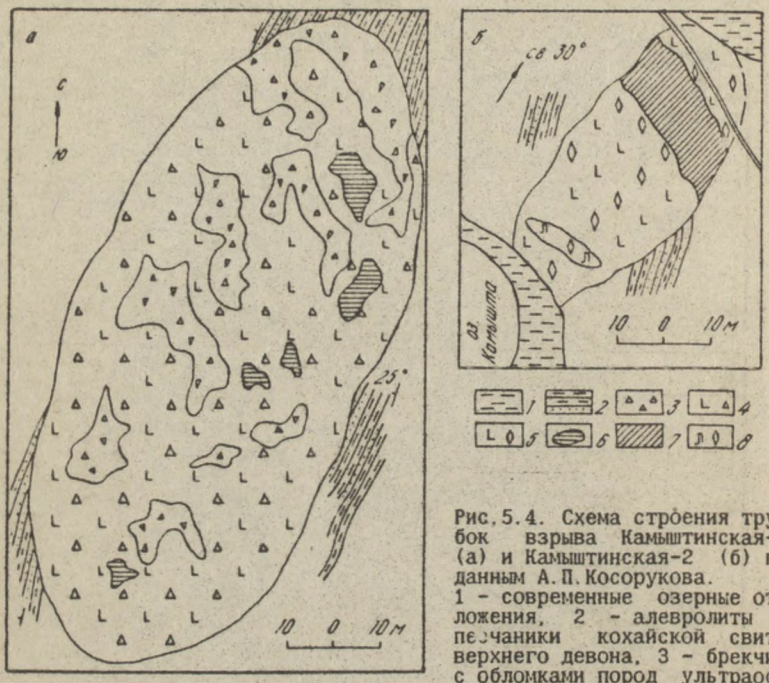


Рис.5.4. Схема строения трубок взрыва Камыштинская-1 (а) и Камыштинская-2 (б) по данным А.П.Косорукова.
1 - современные озерные отложения, 2 - алевролиты и песчаники кохайской свиты верхнего девона, 3 - брекчии с обломками пород ультраосновного и основного состава, 4 - брекчии с обломками пород смешанного состава (интрузивные, эффузивные и осадочные породы в базальтовом субстрате), 5 - брекчии осадочных пород в базальтовом субстрате, 6 - ксенолиты осветленных и ороговикованных осадочных пород, 7 - зона гидротермальной проработки (осветление, гематитизация, вкрапленность сульфидов, гнезда сидерита), 8 - зона лимонитизированных брекчий.

разных вулканитов нижнедевонской быскарской серии, метаморфических и кристаллических пород фундамента, изредка - эклогитов. Постоянно отмечаются включения ультраосновных пород, которые, по данным изучавших их В.М.Владимирова и др. (1976), В.А.Кутолина и др. (1972), Н.В.Соболева и др. (1988), очень разнообразны и представлены широким спектром разновидностей от клинопироксенитов через вебстериты, верлиты, гарцбургиты и лерцолиты к оливинитам и ортопироксенитам, содержащим шпинель и пироповый гранат. Обломки оливинитов и других ультраосновных пород также были установлены А.П.Косоруковым в брекчиях трубки Камышинская-1. В заметных количествах среди обломков встречаются ксенокристаллы диопсида, хромдиопсида, авгита, ти-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

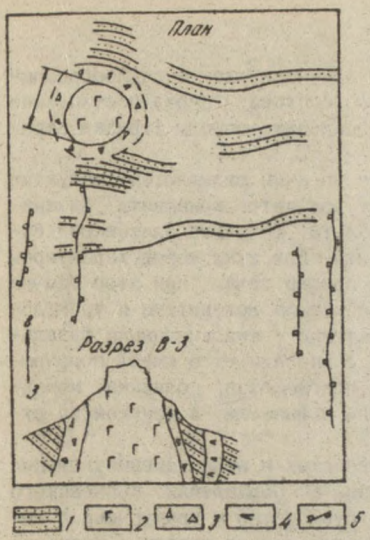


Рис. 5.5. Схема строения некка горы Чирья.
1 - песчаники и алевролиты ойдановской свиты верхнего девона, 2 - эссекситы, 3 - брекчии, 4 - долериты, 5 - дайки эссекситов, трахибазальтов и базальтов.

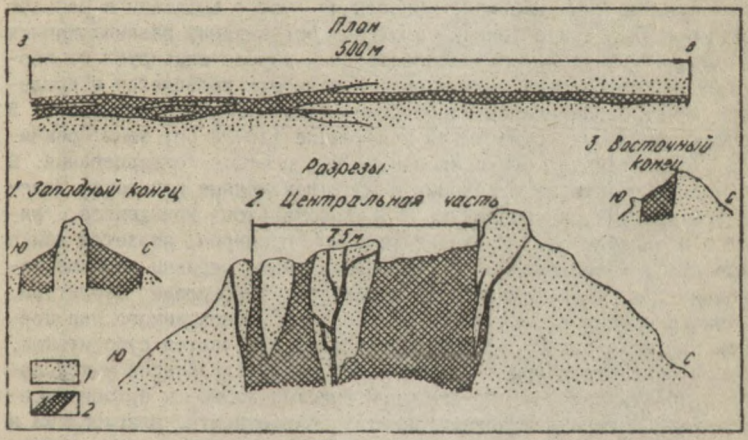


Рис. 5.6. Схема строения дайки "Кожиковской" по А.П. Косорукову.
1 - ороговикованные осадочные породы аскизской свиты среднего девона, 2 - дайковые породы - эссекситы и эссексит-диабазы.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

тан-авгита, оливина, шпинели и пиропа.

Центральные части трубок сложены обычно некко- и дайкообразными более поздними телами базальтоидного состава. Нередко отходящие от них апофизы прорывают и вмещающие осадочные породы (трубка Бараджульская).

В некках, дайках и обломках из брекчий выделяются следующие разновидности базальтов: анальцимовые долериты, кринаниты, базаниты, трахидолериты, гиалобазальты, базальты, щелочные оливиновые базальты, анальцимовые базаниты и пикриты. Для этих пород характерны постепенные взаимопереходы в рамках одного тела. При этом обычно внутренние части некков сложены анальцимовыми долеритами и трахидолеритами, а периферические и приконтактовые - анальцимовыми базальтами, реже - пикритами. Большая часть разновидностей имеет порфировую структуру и содержит вкрапленники плагиоклаза, оливина, моноклинного пироксена, реже - ортопироксена и шпинели; в кринанитах отмечается анортоклаз и альбит-олигоклаз.

Многочисленные дайки в верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложениях Чебаково-Балахтинской впадины в обрамлении Копьевского купола ориентированы большей частью субширотно и приурочены к линейным тектоническим зонам, рассекающим осадочные породы с незначительным смещением или образующим густую сеть вертикальных трещин. Эти зоны прослеживаются на расстоянии до 25 км и хорошо трассируются залечивающими их дайками. Последние четко выражены в рельефе гривками. Нередко такие гривки сложены роговиками, развивающимися над "скрытыми" дайками. Протяженность даек широко варьирует от первых метров до нескольких километров, а мощность колеблется в пределах первых метров. Залегание их большей частью субвертикальное. В экзоконтактовых зонах отмечаются маломощные (10-20 см) зоны брекчирования, осветления, ороговикования и, иногда, окварцевания. В строении даек участвуют массивные и миндалекаменные разности долеритов, трахидолеритов, базальтов и трахибазальтов, кринанитов, анкаранитов и эссекситов. Представительным примером является дайка "Кожиковская", расположенная у северо-западной окраины одноименного селения (рис.5.6). Для пород характерны порфировые структуры, содержащие переменное количество плагиоклаза, моноклинного пироксена (диопсид-титан-авгит) и оливина. Местами отмечаются субофитовые, пойкилоофитовые структуры. Для основной массы характерно интерсертальное и пилотаксиновое строение при участии клино- и ортопироксенов, оливина, эгирина и эгирин-авгита, баркевикита, плагиоклаза и ортоклаза (анортоклаза и адуляра), анальцима, хромпикотита и титан-магнетита.

Наряду с дайками достаточно широко распространены и силлы этих пород. Последние большей частью образуют послойные залежи среди осадочно-вулканогенных толщ быскарской серии (рис.5.2). Дайки не-

Таблица 5.1

Химические составы брекчий и базальтоидных пород из трубок взрыва Чебаково-Балахтинской впадины (мас. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	41.72	43.09	45.26	45.20	44.20	45.20	43.88	46.91	39.83	42.70	45.00	44.45	42.00
TiO_2	2.42	2.67	2.14	2.16	2.68	2.16	1.94	1.85	2.19	1.96	1.52	1.94	2.65
Al_2O_3	12.53	14.05	14.76	14.00	13.00	14.00	14.87	14.94	10.48	12.75	12.36	12.94	12.96
Fe_2O_3	6.76	7 60	4.63	0.90	7.32	0.90	4.70	7.53	5.18	4.65	7.57	4.35	2.29
FeO	7.11	7.48	7.97	11.16	5.49	11.16	6.55	3.29	8.04	7.95	2.80	8.86	12.60
MnO	0.13	0.17	0.18	0.18	0.17	0.18	0.20	0.05	0.37	0.19	0.12	0.16	0.15
MgO	6.63	6.16	8.19	9.50	7.72	9.50	8.94	7.06	15.72	12.68	5.79	7.33	7.36
CaO	10.19	10.79	9.45	9.23	9.00	9.23	10.11	9.69	6.90	9.49	10.54	9.18	8.14
Na_2O	2.42	2.77	3.42	3.57	2.75	3.57	2.74	2.04	1.64	2.87	2.64	3.57	4.01
K_2O	1.52	0.85	1.71	1.13	1.49	1.13	1.39	1.65	0.46	1.50	2.24	1.50	1.62
P_2O_5	0.84	0.31	0.79	0.81	0.81	0.81	0.60	0.40	0.78	0.75	0.58	0.50	0.98
п.п.п.	7.85	3.81	1.66	2.00	5.37	2.00	5.59	3.88	7.70	1.85	9.17	4.32	5.03
Сумма	100.12	99.75	100.16	100.01	100.00	100.01	101.51	99.38	99.34	99.34	100.33	99.09	99.83

Примечание: 1 - цемент брекчии, трубка взрыва Камыштинская-2; 2- эссексит, некк горы Чирья; 3 - оливиновый долерит, некк Марский; 4-6 некк Беле: 4 - базальт, 5 - щелочной оливиновый базальт, 6 - базанит; 7-8 - трубка Тергешская: 7 - брекчия анальцимового базальта, 8 - анальциновый базальт; 9-10 - трубка Конгаровская: 9 - брекчии базальтов, 10 - базальты; 11-12 - трубка Бараджульская: 11 - брекчия, 12 трахидолерит, 13 - анальцимовый базанит, некк Пашпанак.

1-3 - по А.П.Косорукову и др., 4-6 - по В.В.Кепежинскас и др. (1987), 7-8, 13 - по Б.М.Владимирову и др.(1976), 9-12 - по А.В.Крюкову (1964а,б).

Digital Library (repository) of Tomsk State University http://vital.lib.tsu.ru

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

редко содержат включения перидотитов и пироксенитов и ксенокристаллы магнезиального оливина, хромшпинелида, титан-авгита и шпинели.

"Молодые" дайки, силлы и трубки взрыва были в 1982 году выделены А.П.Косоруковым и отнесены А.Э.Динером к копьевскому комплексу оливиновых долеритов и трахидолеритов.

Химический состав брекчий и базальтоидов копьевского комплекса приведен в табл. 5.1 и 5.2. Для тех и других характерны пониженные содержания кремнезема, высокая титанистость, щелочность натрового типа и меланократовость. Эти данные, также как и особенности содержания в породах редких и рассеянных элементов (табл.5.3) совершенно обоснованно позволили Л.П.Рихванову и др. (1991) отнести их к формации щелочных базальтоидов, фиксирующих геодинамическую обстановку континентального рифтогенеза.

Дискуссионной оставалась проблема возраста копьевского комплекса, для которого большинством исследователей принимается пермотриасовое время внедрения. В последние годы В.С.Зубковым и др. (1989) получены данные для следующих трубок взрыва: Три Брата - 58±3 млн. лет, Тергешская - 65±3 (паразитический выход - 50±3 млн. лет, Конгаровская - 45±2 млн. лет (вблизи пос.Конгаров - 63±3 млн. лет, в 3 км к востоку от пос. Конгаров - 71±4 млн. лет), Бараджульская - 49±3 млн. лет, Красноозерская - 62±3 млн. лет (паразитический выход - 28±2 млн. лет) и Беле - 62±3 млн. лет. Для трубки Беле по цирконам в Институте Карнеги (США) определен возраст внедрения щелочных базальтоидов в 77.9 млн. лет (Соболев и др., 1988).

Таким образом, формирование трубок взрыва, силлов, некков и даек щелочных базальтоидов копьевского комплекса в Чебаково-Балахтинской впадине, судя по определению абсолютного возраста, происходило в интервале 77.9-28 млн. лет, т.е. начиная от границы мела и палеогена до олигоцена включительно. Такой разброс во времени находит естественное объяснение в связи с многофазностью (по крайней мере 4 фазы) становления комплекса.

Проявления молодого кайнозойского вулканизма в Туве сосредоточены преимущественно на северо-востоке территории (рис.5.7), где частично охарактеризованы П.П.Курганьковым и В.Н.Марковым (1983) и обстоятельно изучены В.В.Кепежинскас и др. (1987). Молодые вулканиты локализованы в пределах неотектонического поднятия, образующего водораздел Большого и Малого Енисея, где слагают более 70 изолированных базальтовых полей площадью от 10 до 100 кв. км. Эти поля приурочены к выровненным междуречьям, дну троговых долин и межгорным котловинам. Выделяется крупное Хамсара-Бийхемское плато площадью более 1500 кв.км, сложенное мощными (около 600 м) вулканическими накоплениями. Суммарная площадь кайнозойских вулканических полей Тувы превышает 4000 кв.км.

Устанавливается три этапа проявления вулканической деятельнос-

Таблица 5.2

Химические составы "молодых" базальтоидов даек и силлов Чебаково-Балахтинской впадины (мас. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	42.04	46.60	47.06	41.29	43.98	44.78	47.64	49.04	47.90	39.20	45.42	43.92
TiO_2	2.68	1.49	1.58	2.34	2.26	1.85	1.26	1.29	1.17	2.53	2.53	3.22
Al_2O_3	13.42	15.05	14.96	13.07	13.22	13.15	16.73	16.73	16.19	11.45	12.97	14.18
Fe_2O_3	8.16	6.09	3.84	5.68	4.28	3.53	3.79	4.13	4.93	5.31	13.95	7.21
FeO	5.71	5.13	7.52	6.25	10.77	8.69	5.75	5.49	5.17	7.58	2.12	6.84
MnO	0.19	0.16	0.18	0.17	0.20	0.18	0.19	0.18	0.17	0.17	0.15	0.25
MgO	3.87	8.57	7.92	6.10	9.18	12.59	6.10	7.19	7.89	7.45	5.52	6.24
CaO	8.88	7.90	7.70	14.26	9.58	8.48	9.82	9.87	9.59	14.27	7.80	11.04
Na_2O	3.28	2.90	3.00	2.23	2.69	3.42	4.13	3.47	2.65	2.00	2.15	2.56
K_2O	1.50	1.03	1.30	0.55	1.04	1.21	1.50	0.79	0.47	2.17	0.26	0.76
P_2O_5	0.52	0.11	0.20	0.38	0.40	0.79	0.71	0.47	0.42	0.82	0.30	0.36
п.п.п.	9.49	4.52	4.45	7.48	2.05	1.19	2.50	1.13	2.10	6.73	6.85	2.63
Сумма	99.74	99.55	99.71	99.75	99.65	99.86	100.12	99.78	99.72	99.68	100.02	

Примечание: 1 - трахидолерит, в 4,5 км западнее оз. Учум; 2-3 - дайка Кожиковская: 2 - кринанит, 3 - эссексит, 4 - оливиновый долерит, дайка у некка Чирья; 5 - долерит, в 2,5 км западнее озер Лиственки; 6 - оливиновый трахидолерит, силл в левобережье руч. Карасук; 7 - трахидолерит, силл в левобережье р. Чулым западнее дер.Копьево; 8 - трахидолерит, шток в правобережье р. Шалоболки; 9 - оливиновый долерит, силл в левобережье р. Шалоболки; 10 - анкарамит, дер. Кагаево; 11 - кринанит, правый берег р. Черный Июс в 4 км ниже дер. Кагаево; 12 - анальцимовый базальт, оз. Черное. 1-11 - по А.П.Косорукову, 12 - по Л.Г.Котельникову (1936).

Digital Library (repository) of Tomsk State University http://vital.lib.tsu.ru

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Таблица 5.3

Содержание редких и рассеянных элементов (г/т) в базальтоидных вулканитах Чебаково-Балахтинской впадины по Л.П.Рихванову и др. (1991)

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ba	900	270	300	780	800	725	633	1020	450
Sr	455	200	200	460	700	200	200	300	750
Cr	290	250	183	320	275	222	254	110	138
V	123	60	40	125	129	168	142	54	85
Ni	110	120	117	215	138	204	400	144	143
Co	36	27	27	37	35	41	36	28	26
Zr	н.о.	183	133	н.о.	н.о.	112	н.о.	280	300
Nb	47	17	13	24	35	15	14	18	20
Y	30	27	23	30	30	26	18	30	40
Ga	26	30	30	21	24	56	34	19	28
Cu	100	110	253	110	91	153	142	40	33
Pb*	7.0	4.7	8.7	5.2	6.1	15.4	5.0	6.0	25.8
Zn	78	103	68	68	96	79	73	78	110
Sc	10	н.о.	н.о.	15	10	3	н.о.	4	30
Sn	3	3	2	1	3	7	3	2	3
Mo	6	18	18	6	9	13	14	6	6
Ag	н.о.	н.о.	0.07	н.о.	н.о.	0.03	0.03	н.о.	0.08
U	н.о.	3.6	3.7	3.4	3.2	2.9	2.2	3.2	2.5
Th	11 8	8.9	10.3	9.0	10.0	11.9	9.9	7.7	6.5

Примечание: трубки и некки: 1 - Интикольский (11), 2 - Беле (3), 3 - Красноозерская (3), 4 - Тергешская (10), 5 - Бараджульская (8), 6 - Три Брата (16), 7 - Конгаровская (12), 8 - Камыштинская-1 (5), 9 - Камыштинская-2 (4).

н.о. - не обнаружено, в скобках - число анализов.

* - определение рентгеноспектральным анализом.

ти. Первые вспышки произошли в неогене, основная масса связана с извержениями в позднем плиоцене- раннем и среднем плейстоцене. Наиболее молодые локальные проявления имеют голоценовый возраст (Курганьков, Марков, 1983; Кепежинскас и др., 1987).

В.В.Кепежинскас и др. (1987) выделяют два типа вулканических полей: 1) многоярусные, обширные по площади и значительные по мощности плато с многократно функционирующими вулканическими аппаратами; 2) небольшие по размерам покровы, связанные с одноактными, быстро отмирающими, но многочисленными центрами излияния в виде шлаковых конусов.

Поля сложены вулканогенными породами базальтовой группы. Они

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

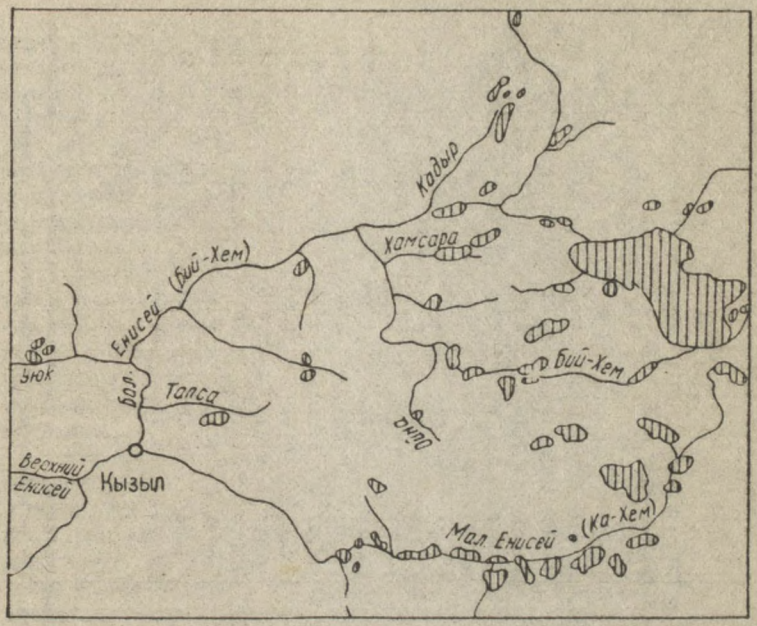


Рис. 5.7. Схема распространения кайнозойских рифтогенных базальтоидов (заштрихованные поля) на территории Тувы. По В.В.Кепежинскас и др. (1987).

обладают массивной и пузырчатой текстурой, афировой и порфировой структурой, стекловатыми, микролитовыми, пилотаксиновыми, реже долеритовыми микроструктурами. Минеральные парагенезисы представлены хризолитом, титан-авгитом и основным плагиоклазом. Реже отмечается более железистый оливин, диопсидовый авгит, анортит. Иногда встречаются мегакристаллы высокоглиноземистого авгита. Акцессорные минералы представлены магнетитом и титан-магнетитом. Модальные фельдшпатоиды, несмотря на высокое содержание нормативного нефелина, не обнаружены и, очевидно, являются составляющими стекловатого базиса.

Петрохимический анализ, по данным В.В. Кепежинскас и др. (1987), показывает высокие вариации содержания кремнезема (43-53 %) и суммы щелочей (3-9 %) в пределах базальтовой группы. Среди базальтов преобладают щелочные разности, но присутствуют и толеиты (табл. 5.4). Щелочные базальтоиды в основном К-Na типа, но встреча-

Таблица 5.4

Химический состав (мас. %) кайнозойской базальтовой ассоциации Тувы по В.В.Кепежинскас и др. (1987)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	48.17	48.12	48.34	48.15	47.11	50.36	46.22	49.72	45.27
TiO_2	2.49	2.51	2.50	2.20	2.56	2.14	2.80	2.21	2.83
Al_2O_3	13.02	14.18	16.10	16.08	15.84	15.29	13.86	16.06	13.75
Fe_2O_3	6.46	4.86	5.82	3.17	3.13	2,76	5.48	3.80	5.27
FeO	3.91	5.70	4.28	8.27	7.94	6.45	5.97	6.36	6.20
MnO	0.12	0.12	0.14	0.11	0.16	0.11	0.14	0.14	0.13
MgO	5.45	6.71	5.80	7.21	6.54	5.61	6.13	6.09	6.57
CaO	6.07	6.84	7.22	8.16	8.35	6.21	6.74	6.83	6.82
Na_2O	1.64	3.70	3.13	3.31	4.02	4.38	4.85	3.98	4.16
K_2O	1.64	1.88	2.81	1.86	2.12	2.85	2.74	2.34	2.58
H_2O	3.31	0.61	0.73	0.28	0.41	0.41	0.63	0.33	0.93
Cr_2O_3	0.027	0.042	0.012	0.016	0.015	0.023	0.019	0.027	0.018
NiO	0.019	0.021	0.006	не обн .	0.019	0.010	0.017	0.013	не обн.
P_2O_5	2.08	2.29	0.95	0.42	0.73	1.10	1.92	0.73	1.63
п.п.п.	5.22	2.10	2.26	0.74	1.34	2.00	2.21	1.39	3.51
Сумма	99.58	99.62	100.08	99.96	100.28	99.77	99.69	99.98	99.65
n	3	8	5	7	14	9	11	21	3

Примечание: 1 - толеитовые базальты, 2 - оливиновые толеиты, 3 - оливиновые базальты, 4 - щелочные оливиновые базальты, 5 - базаниты, 6 - муджиериты, 7 - нефелиновые муджиериты, 8 - гавайиты, 9 - нефелиновые гавайиты. n - число анализов.

Digital Library (repository) of Tomsk State University http://vital.lib.tsu.ru

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ются и крайние члены этого ряда, порой в пределах одного вулканического ореала. При этом установлено, что вулканогенные породы начальных стадий представлены исключительно щелочно-базальтоидными сериями с более поздним появлением единичных дацитовых вулканитов (вулкан Дерби-Тайга). Вместе с традиционным типом дифференциации: базанит-гавайит-муджиерит, наблюдается переход от недонасыщенных кремнеземом расплавов (базаниты, щелочные оливиновые базаниты) к гиперстеннормативным железистым составам толеитового типа (толеитовые базальты, оливиновые толеиты).

Судя по геохимическим параметрам (никель-кобальтовое, титан-циркониевое, стронций-бариевые и другие соотношения), содержанию свинца, олова, молибдена, а также лития, бериллия, скандия, галия (Кепежинскас и др., 1987; Рихванов и др., 1991), щелочные базальтоды Тувы и Минусинского прогиба сопоставимы между собой и не отличаются от аналогичных рифтогенных базальтоидов Прибайкалья и Монголии.

Для зон проявления базальтоидного магматизма в Минусинском прогибе и в Туве в палеоген-четвертичное время характерны в разной степени интенсивные восходящие движения, формирование зон растяжения, фиксирующихся дайковыми сериями и зонами разломов, по которым выносились на поверхность продукты мантийного плавления в виде щелочно-базальтоидных расплавов, пониженная мощность земной коры и аномальное состояние верхней мантии. Перечисленные признаки позволяют утверждать, что палеоген-четвертичный вулканизм в Минусинском прогибе и в Туве фиксирует начальные стадии континентального рифтогенеза, позднее проявившегося более четко на смежной к востоку территории в виде Байкальских впадин и Хубсугульского грабена.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Континентальный рифтогенез в геологической истории Южной Сибири проявлялся в позднедокембрийское, кембро-ордовикское, девонское, пермо-триасовое и палеоген-четвертичное время. Этот процесс в разновозрастных структурах зафиксирован в виде различных структурно-вещественных комплексов или их реликтов - впадинах, грабен-рифтах, структурах растяжения, обозначенных дайковыми полями, а также специфических осадочных, вулканогенных и магматических формаций. Авторами впервые выделен и охарактеризован кембро-ордовикский континентальный рифтогенез, обосновано проявление палеоген-четвертичных рифтогенных процессов в Минусинских впадинах.

Важными для понимания геологической истории Южной Сибири являются представления о неполном, в большинстве случаев, цикле эволюции рифтовых структур. Низкая энергетика мантийных плюмов обусловливает затухание рифтогенны процессов с последующим опусканием регионов и формированием пострифтовых осадочных бассейнов. Такой неполный цикл развития присущ позднерифейским и вендским рифтовым структурам Сибирской платформы, кембро-ордовикским и девонским - центральной части Алтае-Саянской складчатой области; пермо-триасовым - Западно-Сибирской плиты.

Вместе с тем, ранне-среднерифейский рифтогенез Енисейского кряжа завершился раскрытием океанической структуры, формированием офиолитов, островодужных ассоциаций и последующим ее закрытием. Этот датированный ранним-средним рифеем эпизод позволяет уточнить спорный возраст других офиолитов северной части Алтае-Саянской складчатой области, в частности Кузнецкого Алатау. Вероятнее всего, существование Сибирского палеоокеана определяется временными рамками раннего-среднего рифея.

Практически все разновозрастные пострифтовые осадочные бассейны содержат проявления и залежи углеводородного сырья (Сибирская платформа, Минуса и Кузбасс, Западно-Сибирская плита). Эти представления очень важны для прогнозной оценки крупнейшей нефтегазоносной провинции - Западно-Сибирской плиты, поскольку ее фундамент имеет гетерогенную природу и сложен тектонически сопряженными блоками, многие из которых представляют собой реликты более древних разновозрастных континентальных рифтовых структур и пострифтовых нефтегазоносных осадочных бассейнов.

Авторы признают, что предлагаемые построения не во всех случаях являются бесспорными. Вместе с тем, эти построения несомненно имеют теоретическое и прикладное значение и будут способствовать прогнозной оценке территорий при поисках разнообразных полезных ископаемых.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ЛИТЕРАТУРА

Абрамович Г.Я. Докембрийский вулканизм юго-запада Восточной Сибири // Палеовулканологические реконструкции палеозоя Сибири. - Новосибирск: СО АН СССР, 1988. - С.24-33.

Аладышкин А.С., Охапкин Н.А., Шерман М.Л. Формационные и минеральные типы месторождений свинца и цинка Енисейского кряжа // Рудоносность и металлогения структур Енисейского кряжа. - Красноярск: Красноярское книжное изд-во, 1974. - С.37-44.

Афанасьев Ю.Т. Система рифтов Западной Сибири. М.: Наука, 1977. - 102 с.

Беженцев А.Ф., Макаренко Н.А., Парначев В.П., Родыгин С.А. О некоторых особенностях строения азыртальской свиты Уйбатской рифтогенной структуры (восточный склон Кузнецкого Алатау) // Проблемы геологии Сибири. Тез. докладов. Т. 1. - Томск: Изд-во Том. ун-та, 1996. - С.26-27.

Белоусов А.Ф., Налетов Б.Ф., Полякова З.Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Кузнецкого Алатау. - Новосибирск: Наука, 1974. - 211 с.

Брагин С.С., Лапин Б.Н. О нерсинском интрузивном комплексе Присаянья в связи с вопросом о возрасте карагасской серии // Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Сибири. - Новосибирск: СО АН СССР, 1982. - С.105-116.

Владимиров Б.М., Волянюк Н.Я., Пономаренко А.Н. Глубинные включения из кимберлитов и кимберлитоподобных пород. - М.:Наука, 1976. - 284 с.

Вотах О.А. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М.: Наука, 1968. - 138 с.

Врублевский В.А., Нагорский М.П., Рубцов А.Ф. и др. Геологическое строение области сопряжения Кузнецкого Алатау и Колывань-Томской складчатой зоны. - Томск: Изд-во Том. ун-та, 1987. - 94 с.

Вылцан И.А. К проблеме соподчиненности и синонимики ритмических единиц различных рангов внутри осадочных комплексов // Литолого-геохимические методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири. - Новосибирск: Наука, 1972. - С.97-99.

Гавриченко В.М., Косоруков А.П. Постсреднекембрийская додевонская андезитовая вулканическая формация в Восточном Саяне // Химизм магматических формаций Сибири. - Новосибирск: СО АН СССР, 1984. - С.140-141.

Геология СССР. Т. 29. Тувинская АССР, кн. 1. Геологическое описание. - М.: Наука, 1966. - 459 с.

Девонские рифтогенные формации юга Сибири / Авторы: Парначев В.П., Вылцан И.А., Макаренко Н.А. и др. - Томск: Изд-во Том. ун-та, 1996. - 239 с.

Домышев В.Г., Лерин В.С. О возрасте древних базитов Присаянья // Геология, тектоника и рудоносность докембрия Сибирской платформы

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

и ее обрамления. Геохронология.- Иркутск, 1987. - С.227-228.

Зайков В.В., Яровой С.А. История развития и рудоносность среднепалеозойских рифтогенных структур Тувы // Континентальный рифтогенез Сибири. - Томск, 1993. - С.14-16.

Зубков В.С., Смирнов В.Н., Плюснин Г.С. и др. Первые К-Ar даты и Sr-изотопный состав базанитов трубок взрыва Чулымо-Енисейской впадины // Докл. АН СССР, 1983. - Т. 307. - N 6. - С.1466-1469.

Иванов К.В. Геология и петрография нижнекаменноугольных и дайковых пород окрестностей г. Томска. Автореф. диссерт. ... канд. геол.-минер. наук. Томск, Том. госун-т, 1956. - 17 с.

Казанский Ю.П., Мозгунова Ю.В., Москвин В.И. и др. Состав и строение триасовых вулканогенных отложений сверхглубокой скважины ТСГ-6 (Уренгойский район, Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 1995. - N 6& - С.157-164.

Калмыков Н.Т. О вулканических трубках Минусинского межгорного прогиба // Известия АН СССР, сер. геол., 1963. - N 2. - С.80-89.

Кепежинскас В.В., Гладких В.С., Зайков В.В. и др. Геохимия продуктов внутриплитного континентального вулканизма (на примере кайнозойских базальтоидов Тувы) // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. - Новосибирск: Наука, 1987. - С.90-109.

Козлов П.С., Лепезин Г.Г. Петрология, петрохимия и метаморфизм пород Заангарья Енисейского кряжа // Геология и геофизика, N 5, 1995. - С.3-22.

Косоруков А.П. Девонский щелочно-сиенитовый комплекс Сыдо-Ербинской впадины и ее горного обрамления // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. - Новосибирск: Наука, 1981. - С.128-157.

Котельников Л.Г. Додевонские и посткарбоновые базальты Кузнецкого Алатау и Минусинской котловины. - М.: 1936. - Вып. 63. - 34 с.

Крюков А.В. Строение и состав трубки Бараджульской в Северо-Минусинской впадине // Новые данные по геологии юга Красноярского края. - Красноярск: Красноярское книжное изд-во. 1964а. - С.175-191.

Крюков А.В. Геология Кончаровской трубки взрыва в Северо-Минусинской впадине // Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири. - Новосибирск: СНИИГГиМС, 1964б. - С.190-202.

Крюков А.В. О новом виде трубок взрыва в юго-западном обрамлении Сибирской платформы // Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. - М.: Недра, 1964в. - С.195-240.

Кузмичев А.Б. Тектоника Исаковского синклинория Енисейского кряжа. Автореф. диссерт. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1987. - 18 с.

Кузнецов Ю.А., Богнибов В.И., Дистанова А.Н. и др. Раннепалео-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

зойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. - М.: Наука, 1971. - 351 с.

Кузоватов Н.И., Саев В.И., Татьянин Г.М. Магматизм фундамента юго-восточной части Западно-Сибирской плиты // Природокомплекс Томской области. Т. 1. Геология и экология.- Томск: УОП Том. ун-та, 1995. - С.88-98.

Куликов П.К. Тафрогенный этап развития Западно-Сибирской плиты // Тектоника мол. платформ. М.: Наука, 1984. - С.29-36.

Куликов П.К., Белоусов А.П., Латыпов А.А. Западно-Сибирская триасовая рифтовая система // Геотектоника, 1972. - N 6. - С.79-87.

Курганьков П.П., Марков В.Н. Новые данные о позднечетвертичном вулканизме Восточного Саяна // Геология и геофизика, 1983. - N 4. - С.124-127.

Кутолин В.А., Фролова В.М. Петрология ультраосновных включений в базальтах Минусинской впадины и Забайкалья и состав верхней мантии Земли // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. - М.: Наука, 1972. - С.55-80.

Липишанов А.П., Перфилова О.Ю., Сидорас С.Д. Ордовикский магматизм восточного склона Кузнецкого Алатау // Проблемы геологии Сибири. Тез. докладов. Т. 1. - Томск: Изд-во Том. ун-та, 1996. - С.73-74.

Лучицкий И.В. О молодых базальтах Минусинского межгорного прогиба // Известия АН СССР, сер. геол., 1957. - N 10. - С.94-97.

Лучицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. - 276 с.

Макаренко Н.А., Парначев В.П. Щелочные породы Минусинского прогиба и Кузнецкого Алатау как индикаторы континентального рифтогенеза // Континентальный рифтогенез Сибири. Тез. докладов.- Томск, 1993. - С.18-20.

Макаренко Н.А., Парначев В.П. Уйбатский грабен - рифтогенная структура палеозойского этапа тектоно-магматической активизации (Алтае-Саянская складчатая область) // Проблемы геологии Сибири. Тез. докладов. Т.1. - Томск: Изд-во Том. ун-та, 1994. - С.148-150.

Макаренко Н.А., Парначев В.П. О корреляции раннепалеозойских интрузивных комплексов восточного склона Кузнецкого Алатау // Геодинамика Южной Сибири. Тез. докладов. - Томск, 1994. - С.50-51.

Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты / В.С.Сурков, А.А.Трофимук, О.Г.Жеро и др. М.: Недра, 1986. 150 с.

Меньшагин Ю.В., Секерин А.П., Медведева Т.И. и др. Первая находка прайдерита в кимберлитах Иркутского Присаянья // Докл. АН СССР, 1990, - Т. 312. N 6. - С.1440-1442.

Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. Свинцово-изотопные характеристики позднепалеозойских свинцово-цинковых месторождений

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

складчатого обрамления Сибирской платформы // ДАН. Т- 339. N 5. - С.662-665.

Нестеров И.И., Бочкарев В.С., Пуртова С.И. Уникальный разрез триаса Западной Сибири // Докл. РАН. 1995. - Т. 340. - N 5. - С.659-663.

Охапкин Н.А., Чубугина В.Л. О некоторых дайковых породах Северо-Минусинской впадины // Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Красноярск. края. Вып. 2. Красноярск: Красноярск. книжн. изд-во, 1961.- С.254-260.

Парначев В.П. О геодинамической природе "томских диабазов" // Геодинамика Южной Сибири. Тезисы докл. Томск: УОП Томского госун-та, 1994. - С.54.

Парначев В.П., Макаренко Н.А., Вылцан И.А. Континентальные палеорифтовые системы Южной Сибири // Континентальный рифтогенез Сибири. Тез. докладов. Томск: УОП Томского госун-та, 1993. - С.5-7.

Парначев В.П., Макаренко Н.А., Родыгин С.А., Смагин А.Н. Основные особенности девонского вулканизма центральной части Алтае-Саянской складчатой области // Вопросы геологии Сибири. Вып. 2. - Томск: Изд-во Том. госун-та, 1994. - С.220-236.

Парначев В.П., Смагин А.Н. О составе продуктов, условиях проявления и металлогении девонского вулканизма северо-западной части Восточного Саяна // Обзорные вулканологические карты и металлогеническая специализация вулканических областей. - Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. - С.91-107.

Пилипенко В.Н. Горный Алтай. Строение девонских разрезов, состав продуктов девонской вулканической деятельности // Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. - Новосибирск: Наука. СО АН СССР, 1966. - С.97-144.

Пожарницкая Л.К., Самойлов В.С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов восточной Сибири. - М.: Наука, 1972. - 265 с.

Постельников Е.С. Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии. М.: Наука, 1980. - 71 с.

Постников А.А. Стратиграфия позднедокембрийской и раннекембрийской вулканогенно-осадочной толщи северо-западной части Восточного Саяна. Автореф. диссерт. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск: СО АН СССР. 1982. - 17 с.

Результаты бурения и исследования Тюменской сверхглубокой скважины. // Научное бурение в России. Вып. 3. Тезисы докл. - Пермь, 1995. - 120 с.

Рихванов Л.П., Ершов В.В., Плюснин Г.С. и др. Изотопное датирование рудно- магматических систем центральной части Алтае-Саянской складчатой области // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. - Киев, 1990. - С.137-140

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Рихванов Л.П., Ершов В.В., Сарнаев С.И. Геохимические особенности щелочных базитов и ультрабазитов Минусинского прогиба // Геохимические ассоциации редких и радиоактивных элементов в рудных и магматических комплексах. - Новосибирск: СО Наука, 1991. - С.97-109.

Родыгин А.И. О возрасте аксайской эффузивно-осадочной свиты Сайлюгемского хребта // Научные доклады высшей школы, геолого-географ. науки, N 2. - М.: Изд-во "Советская наука", 1959. - С.101-104.

Рудкевич М.Я., Бочкарев В.С., Максимов Е.М. и др. Основные этапы истории геологического развития Западно-Сибирской плиты.- Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1970. - 176 с.

Секерин А.П., Владимиров Б.М., Лащенов В.А. и др. Особенности кимберлитового магматизма Присаянья // Проблемы кимберлитового магматизма. - Новосибирск: СО Наука, 1989а. - С.23-28.

Секерин А.П., Лащенов В.А., Владимиров Б.М. и др. Особенности авлакогенного магматизма Восточного Присаянья // Магматизм рифтов. Петрология, эволюция, геодинамика. - М.: Наука, 1989б. - С.83-90.

Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Богданов Г.В. О находке базитовых и ультрабазитовых включений в докембрийских кимберлитах Присаянья // Докл. АН СССР, 1990.- Т. 312, N 5. - С.1231-1234.

Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лащенов В.А. Рифейские базитовые формации Урикско-Туманшетской зоны Присаянья // Советская геол., 1991. N 2. - С.58-64.

Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лащенов В.А. Присаянская провинция высококалиевых щелочных пород и лампроитов // Докл. РАН, 1995. Т. 342. N 1. - С. 82-86.

Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М.: АН СССР, 1962. - 237 с.

Смагин А.Н. Среднепалеозойские вулканические ассоциации северо-западной части Восточного Саяна. Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. - Новосибирск, 1984. - 18 с.

Соболев Н.В., Кепежинскас В.В., Овчинников Ю.И. и др. Мантийные ксенолиты мезо-кайнозойских вулканических трубок Хакасии. - Новосибирск: СО АН СССР, 1988. - 75 с.

Сурков В.С., Девятов В.П., Жеро О.Г. и др. Структура земной коры района Тюменской сверхглубокой скважины // Геология и геофизика, 1993. - N 1. - С.120-126.

Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты / М.: Недра, 1981. - 144 с.

Сурков В.С., Смирнов Л.В., Девятов В.П. и др. Геологическая история формирования Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Проблемы геологии Сибири. Тез. докладов. Том 1. Томск: УОП Том. ун-та, 1996. - С.105-107.

Сурков В.С., Смирнов Л.В., Жеро О.Г. Раннемезозойский рифтоге-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

нез и его влияние на структуру литосферы Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика, 1987. N 9.- С.3-11.

Сурков В.С., Смирнов Л.В., Казаков А.М. Раннеплитный этап развития Западно-Сибирского бассейна и нефтегазоносность нижне-среднеюрских отложений // Тектоника платформ: современные данные и идеи. Тез. докладов. М.: ГИН РАН, 1993. - С.46-48.

Сурков В.С., Трофимук А.А., Жеро О.Г. и др. Триасовая рифтовая система Западно-Сибирской плиты, ее влияние на структуру и нефтегазоносность мезо-кайнозойского чехла // Геология и геофизика, 1982. N 8. - С.3-15.

Сурков В.С., Жеро О.Г. Рифтовые системы Западной Сибири // Тектоника. Геология альпид "тетисного происхождения" (МГК, 26 сессия. Докл. советских геологов). - М.: Наука, 1980. - С.134-138.

Хоментовский В.В. О юдомском комплексе и проблеме венда Сибири // Аналоги вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975. -С.11-42.

Хомичев В.Л. Радиологический возраст гранитоидных комплексов восточного склона Кузнецкого Алатау // Геол. и геофиз. -, 1980. N 12. - С.45-53.

Хомичев В.Л. Ордовикский вулканизм Алтае-Саянской области // Палеовулканологические реконструкции палеозоя Сибири. - Новосибирск, СО АН СССР, 1988. - С.34-61.

Хомичев В.Л., Васильев Б.Д., Хомичева Е.С. Солгонский массив - эталон Мартайгинского комплекса на восточном склоне Кузнецкого Алатау. - Новосибирск: СНИИГГиМС., 1993. - 168 с.

Чернышова Е.А. Геохимия и петрология дайковых пород Нижнесаянского карбонатитового комплекса // Геохимия, 1991. N 8. - С.1096-1110.

Чернышова Е.А., Сандимирова Г.П., Банковская Э.В. и др. Rb-Sr-возраст и изотопный состав стронция в щелочных породах дайковой серии карбонатитовых комплексов Присаянья // Докл. РАН, 1995. - Т. 345. N 3. - С.388-392.

Чернышова Е.А., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. и др. Rb-Sr-возраст и некоторые особенности генезиса Большетагнинского карбонатитового комплекса (Восточный Саян). // Докл. РАН, 1992. - Т. 323. N 5. - С.942-947.

Чистяков В.К. Новые данные по дайковым породам окрестностей г. Томска // Природокомплекс Томской области. - Т. 1. Геология и экология. - Томск: УОП Том. ун-та, 1995. - С.104-110.

Чистяков В.К., Небера Т.С., Михалева Л.Я. Породы лампрофирового типа из окрестностей Томска // Минералогия, геохимия и полезные ископаемые Сибири. Вып. 1. - Томск: Томское отделение ВИО, 1990. - С.160-169.

Шатов С.С., Парначев В.П. Новые данные о геологическом строении зоны сочленения Александровского и Пыль-Караминского мегавалов

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

(Томская область) // Проблемы геологии Сибири. Тез. докладов. Т. 1. - Томск: УОП Том. ун-та, 1996. - С.124.

Шпунт Б.Р. Позднедокембрийский рифтогенез Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. - 140 с.

Шпунт Б.Р., Олейников Б.В. Позднедокембрийский рифтогенный магматизм Сибирской платформы // Магматизм рифтов (петрология, эволюция, геодинамика). М., 1989. - С.69-76.

Япаскурт О.В., Горбачев В.И., Диковский А.А. и др. Новое о литогенезе отложений триаса, вскрытых Тюменской сверхглубокой скважиной // Докл. РАН, 1994, Т. 335, N 4. - С.489-493.

Ярошевич В.М., Корнев Т.Я., Кунгурцев Л.В. Кувайский эталон кувайского базальтоидного комплекса (Восточный Саян). Новосибирск: СНИИГГиМС, 1995. - 148 с.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 3
Глава 1. ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ 5
Глава 2. КЕМБРО-ОРДОВИКСКИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕНЕЗ 27
2.1. Строение палеорифтовой структуры 27
2.2. Вулканогенно-осадочные формации 29
2.3. Интрузивный магматизм 34
Глава 3. ДЕВОНСКИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ 46
3.1. Строение палеорифтовых структур и пострифтовых осадочных бассейнов 46
3.2. Вулканогенно-осадочные формации 53
3.3. Интрузивный магматизм 64
Глава 4. ПЕРМО-ТРИАСОВЫЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ 65
4.1. Строение палеорифтовых структур и пострифтового осадочного бассейна 65
4.2. Вулканогенно-осадочные формации 69
4.3. Интрузивный магматизм 75
Глава 5. ПАЛЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ 78
ЗАКЛЮЧЕНИЕ 92
Литература 93

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Парначев Валерий Петрович
Вылцан Иван Августович
Макаренко Николай Андреевич
Беженцев Александр Федорович
Косоруков Анатолий Петрович
Стреляев Валерий Иванович
Устинова Вера Николаевна

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ
И ПОСТРИФТОВЫЕ БАССЕЙНЫ СЕДИМЕНТАЦИИ
В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЮЖНОЙ СИБИРИ

Формат 60 x 84 1/16 Печать офсетная
Бумага типографская. Печ. л. 6,25 Усл. печ. л. 5,8.
Уч.-изд. л. 5,3 Тираж 150 экз. Заказ 183.
РИО ТГУ, 634050, Томск, 29, Никитина, 4.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Томский госуниверситет 1878
Научная библиотека 00306551