

Номер 2

ISSN 0016-853X

Март - Апрель 1994

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОТЕКТОНИКА



**Главный редактор
Ю.М. Пущаровский**

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



МАИК НАУКА

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 2 1994 Март - Апрель

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

Главный редактор
Ю.М. Пушчаровский

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия

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

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

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

Yu.M. Pushcharovsky – Editor

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

Editorial board

**M.E. Artemyev, E. Bonatti (Italy), Ch.B. Borukaev, A.V. Chekunov (Ukraine),
R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Hawaii & Australia),
A.L. Knipper, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky, E.E. Milanovsky,
V.D. Nalivkin, A.S. Perfilyev, V.N. Sholpo, A.L. Yanshin**

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

Postmaster: "Geotectonica", Geological Institute, 7 Pyzhevsky, 109017 Moscow, Russia

Зав. редакцией **М.Н. Шуплецова**

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

**Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН
Телефон 230-81-77; Telex: 411 848 GIN SU; Телетайп: 114092 ТЕТИС**

Москва
Международная академическая
издательская компания "Наука"

© Российская академия наук.
Отделение геологии, геофизики,
геохимии и горных наук.
Геологический институт, 1994 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 2, 1994

Латеральная изменчивость и эволюция орогенного вулканизма складчатых поясов	
<i>А. М. Курчавов</i>	3
Геодинамика проявления вулканизма Курильской островной дуги и оценка моделей магмообразования	
<i>Г. П. Авдейко</i>	19
Тектоническое строение и развитие Криворожского рудного района как зоны глубинного разлома	
<i>А. В. Плотников</i>	33
Рудоносность ранне- и среднепалеозойского вулканизма в различных геодинамических обстановках (Урал)	
<i>Е. А. Белгородский</i>	49
Активные разломы и современная геодинамика сейсмических поясов Якутии	
<i>В. С. Имаев, Л. П. Имаева, Б. М. Козьмин, К. Фуджита</i>	59
Тектонические брекчии и надвиговая тектоника в третичных отложениях Северо-Запада Перу	
<i>В. А. Буш, Л. Д. Виноградов, А. И. Титов</i>	72
Новые данные о составе метаморфических образований бассейна р. Таловки (Пенжинский район, Северо-Восток России)	
<i>С. А. Силантьев, С. Д. Соколов, Г. В. Полуни</i>	82

ХРОНИКА

К юбилею Марины Сергеевны Нагибиной	91
Памяти Антонины Спиридоновны Новиковой (1918 - 1993 гг.)	93
Георгий Сергеевич Поршняков (1918 - 1993 гг.)	95

CONTENTS

(English-language abstracts are printed at the end of each article)

Number 2, 1994

Lateral Variability and Evolution of Fold-Belts Orogenic Volcanism

A. M. Kurchavov 3

Geodynamics of Kuril Island-Arc Volcanism and Evaluation of Magmaformation Models

G. P. Avdeiko 19

Tectonic Structure and Evolution of the Krivoi Rog Ore Basin as a Deep-Seated Fault Zone

A. V. Plotnikov 33

Ore Content of the Early and Middle Paleozoic Volcanism in Different Geodynamic Environments (Ural)

E. A. Belgorodskiy 49

Active Faults and Modern Geodynamic of the Yakutiya Seismic Belts

V. S. Imaev, L. P. Imaeva, B. M. Koz'min, K. Fudzhita 59

Tectonic Breccias and Thrust Tectonics in Tertiary Strata of NW Peru

V. A. Bush, L. D. Vinogradov, A. I. Titov 72

New Data on the Composition of Metamorphic Units in the Talovka River Basin (Penzhin, Northeastern Russia)

S. A. Silantiev, S. D. Sokolov, G. V. Polunin 82

CHRONICLE

Jubilee of Marina S. Nagibina 91

In the Memory of Antonina S. Novikova (1918 - 1993) 93

Georgiy S. Porshnyakov (1918 - 1993) 95

УДК 551.24.05/552.31

ЛАТЕРАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ И ЭВОЛЮЦИЯ ОРОГЕННОГО ВУЛКАНИЗМА СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

© 1994 г. А. М. Курчавов

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва
Поступила в редакцию 14.01.93 г.

В окраинноконтинентальных орогенных вулканических поясах Азии выделены ареалы вулканизма островодужные, краевые и внутриконтинентальные, отражающие латеральную смену геодинамических обстановок. Поперечная структурная зональность поясов подчеркивается усилением роли субщелочных и щелочных формаций по отношению к известково-щелочным с переходом от островодужных ареалов к краевым и внутриконтинентальным. Поясам коллизионного типа островодужные ареалы орогенного вулканизма не свойственны, но в них также усиливается значение субщелочных и щелочных формаций с удалением вглубь континентальных масс. Хронологическая последовательность вулканизма одинакова для всех поясов. Установлено, что в равнокислотных породах разных стадий вариации калия и натрия различны: наиболее значительны колебания у позднеорогенных вулканитов и наиболее стабильные содержания у среднеорогенных, что коррелируется с характером строения самих формаций. Наиболее заметны вариации щелочей у однокислотных пород контрастных формаций, особенно бимодальных. Всем поясам свойственна продольная неоднородность, проявляющаяся на глобальном и локальном уровнях. Совокупное влияние разных факторов определяет сложность латерально-хронологической эволюции орогенного вулканизма.

Кардинальное изменение представлений о строении и истории развития многих складчатых сооружений вызвало необходимость переосмыслить характер связи магматических и тектонических процессов и соответственно разработать новые подходы к анализу этих явлений.

Особую значимость приобрело изучение зоны перехода океан-континент с ее разнообразием структур, сложностью и гетерогенностью тектономагматических событий. К числу важнейших атрибутов взаимодействия океанических и континентальных плит относятся островодужные системы и окраинноконтинентальные вулканические пояса. Ярким примером последних служат вулканические пояса тихоокеанского обрамления, формирующиеся на активных континентальных окраинах. Однако известны вулканические пояса, возникновение которых связывают с другими обстановками, например, с коллизией континентальных плит. К таковым относят азиатскую ветвь Альпийского пояса кайнозойских континентальных вулканитов.

Необходимо подчеркнуть, что историко-геологическая позиция вулканических поясов и периодизация тектономагматических событий в их пределах понимаются различно.

Принципиально важным представляется подход к данной проблеме с позиции представлений о стадийности преобразования океанической коры в континентальную. Комплексами-показателями зрелости последней служат орогенные формации [30]. Вместе с тем установлено, что орогенные формации появляются на различных геоструктурах и в различной связи с их предшествующей историей, характеризуя континентальный этап развития данных структур в условиях горного расчлененного рельефа [33]. В соответствии с этим

под орогенным автором понимается завершающий этап становления складчатых поясов, характеризующийся преимущественно континентальным осадконакоплением и вулканизмом, а орогенный вулканизм признается ассоциирующим с образованием континентальных моласс. Сформированные в результате пояса континентальных вулканитов рассматриваются как орогенные вулканические пояса.

Сложность латерально-хронологической эволюции орогенного вулканизма зафиксирована в различного типа зональности размещения продуктов извержения по составу. Обусловлено это воздействием причин разного уровня и значения. Для более полного раскрытия характера данных явлений необходим сравнительный анализ проявлений орогенного вулканизма различных поясов, особенно древних, в которых тектономагматические процессы развития получили свое логическое завершение.

В этом отношении необычайно информативна территория Азии. Здесь представлены разновозрастные складчатые пояса с широко проявленным орогенным вулканизмом. К их числу принадлежит Центрально-Азиатский складчатый пояс, в пределах которого орогенный вулканизм проявился в девоне, завершая каледонский тектономагматический цикл, и в позднем палеозое, знаменуя окончание варисийского цикла. Южнее располагается Альпийский складчатый пояс, в котором интенсивно проявился кайнозойский орогенный вулканизм. Вдоль азиатского побережья Тихого океана, от Чукотки до Южного Вьетнама, трассируется пояс мезозойско-кайнозойских орогенных вулканитов. Именно в Азии впервые были выделены краевые вулканические пояса как особые

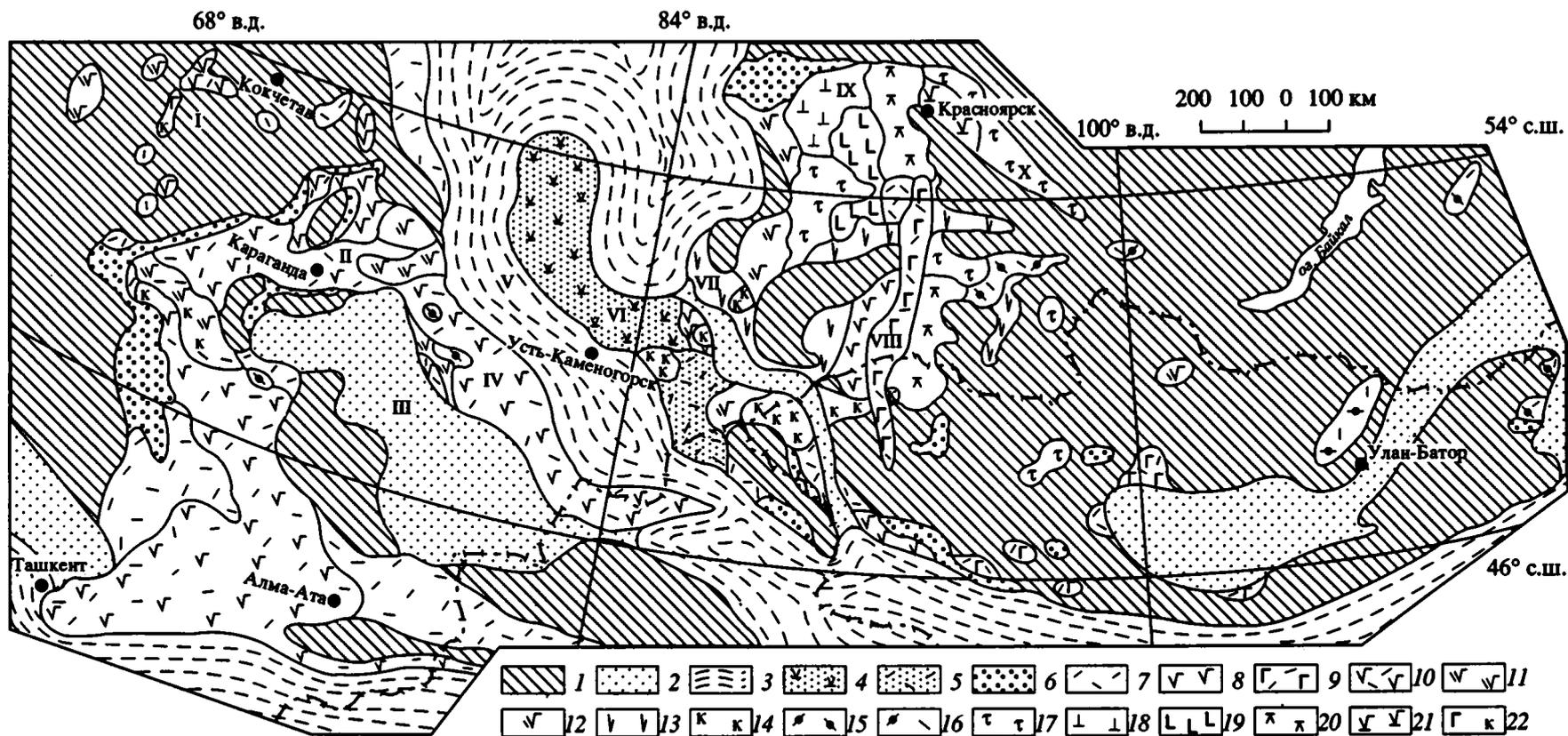


Рис. 1. Схема современного распространения нижнедевонско-эйфельских орогенных вулканических формаций Центрально-Азиатского складчатого пояса.

1 – области поднятий и размыта (каледонский материк); 2 – терригенные отложения краевых морей; 3 – субокеанические вулканогенно-осадочные отложения; 4 - 22 – орогенные формации: 4, 5 – субаэральные: 4 – андезит-риолитовая, 5 – риолитовая; 6 - 22 – континентальные: 6 – терригенная моласса, 7 – риолитовая, 8 – базальт-андезитовая, 9 – базальтовая, сменяющаяся вверх риолитовой, 10 – андезибазальтовая, сменяющаяся вверх риолитовой, 11 – андезибазальт-дацит-риолитовая, 12 – андезибазальтовая с подчиненными риолитами, 13 – риолитовая с подчиненными андезитами и базальтами, 14 – высококалиевых риолитов, 15 – щелочнориолитовая, 16 – риолит-щелочнориолитовая, 17 – риолит-щелочнориолитовая с подчиненными андезитами и базальтами, 18 – трахибазальт-базальтовая, 19 – трахиандезит-базальтовая, 20 – трахибазальт-базальтовая с трахитами, щелочными риолитами и риолитами, 21 – трахиандезит-трахибазальтовая, 22 – калиевых базальтов.

Римскими цифрами показаны обобщенные разрезы, изображенные на рис. 4А.

тектономагматические структуры, одним из тектонотипов которых явился Казахстанский пояс девонских континентальных вулканитов.

В раскрытии природы зональности орогенных вулканических поясов особое значение приобретает анализ девонских континентальных вулканитов Центрально-Азиатского складчатого пояса. Выделив в Центральном Казахстане девонский краевой вулканический пояс, А.А. Богданов рассматривал его как особую пограничную структуру, развивавшуюся на краю консолидированного каледонского континента в орогенный этап его развития по границе с Джунгаро-Балхашской и Иртыш-Зайсанской варисцидскими подвижными областями [6]. Однако в состав данного пояса он не включал континентальные девонские вулканиты хребтов Чингиз и Тарбагатай, а также запада Центрально-Казахстана, всячески подчеркивая различие тектонической позиции девонских вулканитов указанных площадей. Вместе с тем, наземные девонские вулканиты всего Казахстана тесно связаны с континентальными молассами и многими исследователями однозначно относятся к орогенным.

Понимание подобного противоречия в истолковании историко-геологического и геоструктурного положения одних и тех же образований имеет принципиальное значение.

Позднее А.А. Моссаковским [23] было показано, что девонские континентальные вулканиты Казахстана являются частью Казахстанско-Среднеазиатского глобального орогенного вулканического пояса, развивавшегося на краю каледонского континента Казахстана и Средней Азии, граничившего с Иртыш-Зайсанским палеоокеаном (рис. 1). Восточное побережье последнего маркирует такого же типа Южносибирско-Монгольский пояс девонских континентальных вулканитов. А.А. Моссаковским выделен также верхнепалеозойский Евразийский орогенный вулканический пояс и было доказано его формирование на южном краю варисцидского континента Евразии по

границе с палеоокеаном Тетис. Им подчеркивалось принципиальное сходство позиции указанных поясов с таковыми по периферии Тихого океана.

ПОПЕРЕЧНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРОГЕННЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Вулканические пояса развиваются на гетерогенном основании и имеют с ним различные структурные связи. Раскрытие историко-геологических особенностей подобных связей проиллюстрируем на примере девонских континентальных вулканитов Центрально-Азиатского складчатого пояса. Проведенный многими исследователями палеотектонический анализ палеозойского данного пояса выявил широкое развитие в его пределах островодужных систем, одним из представителей которых является Чингиз-Тарбагатайская палеодуга. Она развивалась с кембрия по девон включительно [10, 20, 30, 31]. Уже к концу силура здесь сформировалась достаточно мощная кора переходного типа и проявился гранитоидный магматизм. К началу девона островодужная система поднялась над уровнем моря, отделяя с запада Иртыш-Зайсанский субокеанический бассейн от Джунгаро-Балхашского окраинного моря. В девонский период в пределах данной островной дуги, как и на остальной части каледонского материка Казахстана, в наземной обстановке проявился интенсивный вулканизм, продукты деятельности которого ассоциировались с терригенными молассовыми накоплениями, знаменуя тем самым орогенный этап развития.

Развитие орогенного вулканизма на разнородных тектонических структурах привело автора к необходимости выделения в орогенных вулканических поясах ареалов вулканизма в соответствии с занимаемой ими геоструктурной позицией [15 - 17]. На примере девонского окраинно-континентального орогенного вулканического пояса Казахстана и Средней Азии были выделены островодужные, краевые и внутриконтинентальные ареалы (табл. 1). Островодужные формируются

Таблица 1. Девонские и верхнепалеозойские орогенные вулканические формации различных геоструктурных ареалов Центрально-Азиатского складчатого пояса

Формации	Геоструктурная позиция ареалов		
	островодужная	краевая	внутриконтинентальная
Базальт-андезитовая	+	+	+
Андезитовая с подчиненными андезибазальтами и риолитами	+	+	+
Базальт-андезит-дацит-риолитовая	+	+	+
Андезибазальт-риолитовая	+	+	+
Риолит-риодацитовая	+	+	+
Риолитовая игнимбритовая	+	+	+
Риолит-трахириолитовая		+	+
Трахириолитовая			+
Трахириолит-риолитовая с щелочными риолитами, реже андезитами и базальтами			+
Трахибазальт-трахириолитовая			+
Трахиандезибаальтовая с трахиандезитами, андезитами и базальтами			+
Трахибазальт-базальтовая с трахитами, трахириолитами, риолитами			+
Щелочнобазальтовая с комендитами, пантеллеритами, трахириолитами			+

на зрелых островных дугах в континентальную стадию их развития. Типовым примером являются девонские вулканиды Чингиз-Тарбагатайской островодужной системы, разделяющей в это время Джунгаро-Балхашское окраинное море и Иртыш-Зайсанский субокеан. Сходную позицию имеет девонский ареал континентального вулканизма Чагало-Кураминского региона. К краевым отнесены ареалы вулканизма, формирующиеся на краю каледонского континента по границе с Джунгаро-Балхашским окраинноморским и

Иртыш-Зайсанским субокеаническим бассейнами (т.е. выделенный ранее А.А. Богдановым краевой вулканический пояс). Внутриконтинентальными являются девонские вулканиды наложенных межгорных впадин внешнего обрамления пояса (западная часть Бетпақдалы, Джезказган-Улутаский и Кокчетавский регионы), формирующиеся во внутренних частях каледонского континента. В единый вулканический пояс эти ареалы объединяет ассоциированность вулканидов с континентальными молассами, пространственная сближен-

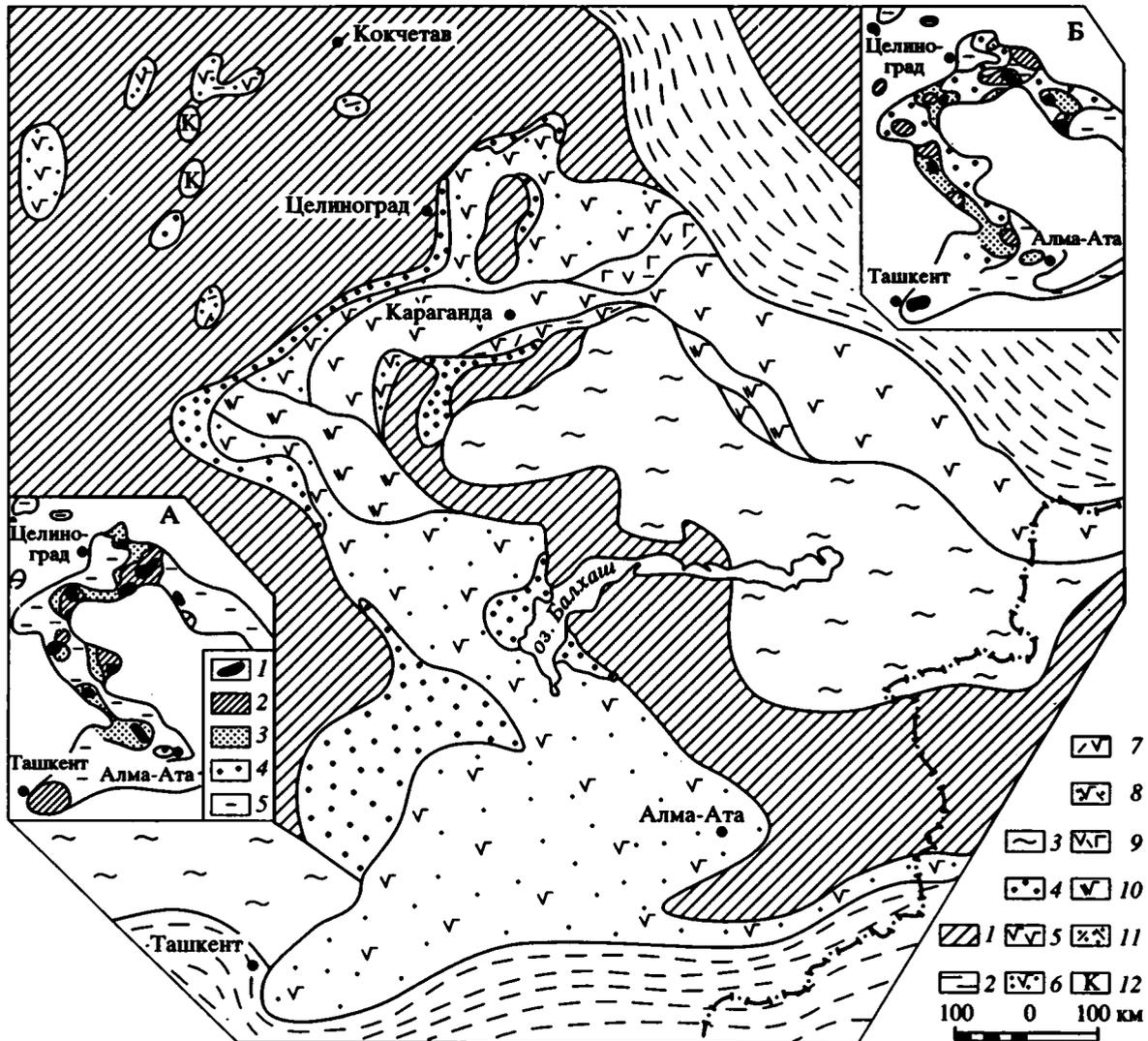


Рис. 2. Схема особенностей современного распространения вулканических формаций низов нижнего девона западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Казахстан и Средняя Азия).

1 – области поднятий и размыва; 2 – океанические области; 3 – окраинноморские области; 4 – континентального терригенного осадконакопления (молассы) области; 5 – 12 – вулканические формации; 5 – андезибазальтовая, 6 – андезибазальтовая с терригенными породами, 7 – контрастная андезибазальт-риолитовая, 8 – контрастная андезибазальт-риолитовая с терригенными породами, 9 – последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацит-риолитовая, 10 – последовательно дифференцированная андезибазальт-дацит-риолитовая, 11 – риолитовая с терригенными породами, 12 – калиевых базальтоидов.

На врезках изображены особенности вариаций по латерали суммы оксидов калия и натрия (А) и оксида калия (Б) в базальтах и андезибазальтах. Для суммы оксидов (в %): 1 – >6.5; 2 – 6.4 – 6.0; 3 – 5.9 – 5.0; 4 – 4.9 – 4.0; 5 – <4.0. Для оксида калия: 1 – >2.5; 2 – 2.4 – 2.0; 3 – 1.9 – 1.5; 4 – 1.4 – 1.0; 5 – <1.0.

ность и определенная латеральная последовательность смены позиции от внутренних к внешним частям пояса.

Сходного типа ареалы выделяются в Южносибирско-Монгольском девонском окраинно-континентальном орогенном вулканическом поясе. По мнению автора к островодужным ареалам относятся вулканы Рудного Алтая, Монгольского Алтая и юга Монголии [17]. К краевым ареалам принадлежат девонские наземные вулканы Горного Алтая и Озерной зоны Монголии. Поле

континентальных вулканических формаций девона Северо-Минусинской, Рыбинской, Агульской впадин, севера Монголии являет яркий пример внутриконтинентальных ареалов.

В верхнепалеозойском орогенном окраинно-континентальном вулканическом поясе Азии островодужные ареалы редуцированы [9, 12, 16, 17].

Таким образом, в палеозойских окраинно-континентальных вулканических поясах Азии от внутренних их частей к внешним закономерно меняется геоструктурная позиция ареалов вулканизма

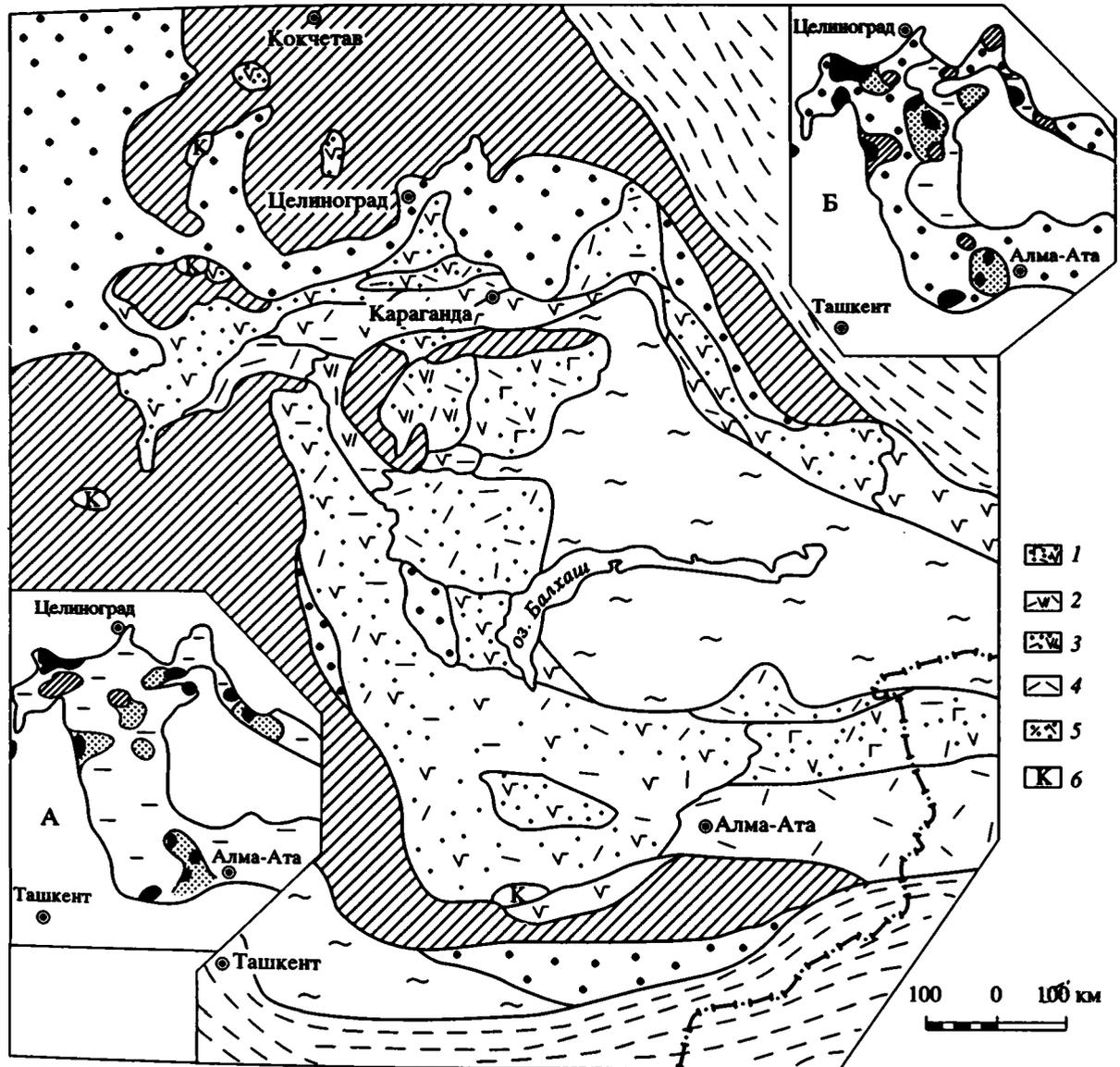


Рис. 3. Схема особенностей современного распространения вулканических формаций живетского и франского ярусов западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Казахстан и Средняя Азия).

1 - 6 - вулканические формации: 1 - последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацит-риолитовая с терригенными породами, 2 - последовательно дифференцированная андезит-дацит-риолитовая, 3 - то же с терригенными породами, 4 - риолитовая, 5 - риолитовая с терригенными породами, 6 - щелочных пород калиевого типа. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

На врезках изображены особенности вариаций по латерали суммы оксидов калия и натрия (А) и оксида калия (Б) в базальтах и андезитбазальтах. Условные обозначения соответствуют врезкам на рис. 2.

с островодужной на краевую и затем внутриконтинентальную. Этим обуславливается общая поперечная зональность поясов. Она сопровождается нарастанием щелочности вулканитов от островодужных ареалов к краевым и особенно к внутриконтинентальным, т.е. к усилению в указанном направлении роли субщелочных и щелочных вулканических формаций по сравнению с известково-щелочными (табл. 1). Подобная смена формаций вкрест простирания окраинноконтинентальных орогенных поясов составляет *главный поперечный латеральный формационный ряд*. В него вписывается изменение и других параметров строения и состава орогенных вулканических формаций. Так, от внутренних частей краевых ареалов к внешним резко возрастает роль кремнекислых пород по отношению к базальтоидам. С переходом от краевых ареалов к внутриконтинентальным значение базальтоидов вновь усиливается. Одно-

временно объем вулканитов сокращается и возрастает значение молассовой компоненты в разрезе (рис. 2, 3). Подобное явление детально прослежено для орогенного девонского и верхнепалеозойского поясов Казахстана А.А. Богдановым, Б.Я. Журавлевым, О.А. Мазаровичем, Н.П. Четвериковой и другими авторами [14, 31, 32, 36] и девонского пояса Южной Сибири А.И. Анатольевой, И.В. Лучицким, А.А. Моссаковским, Г.В. Поляковым [25] и др.

Объединяющим все ареалы в единый пояс является также сходность тенденции в хронологической последовательности вулканических событий в их пределах. Как правило, в начале образуются формации с ведущей ролью основных и средних пород (базальт-андезитовые, базальт-андезит-риолитовые), в середине – риолит-риодацитовые, а в конце – базитовые или контрастные с повышенной щелочностью (рис. 4).

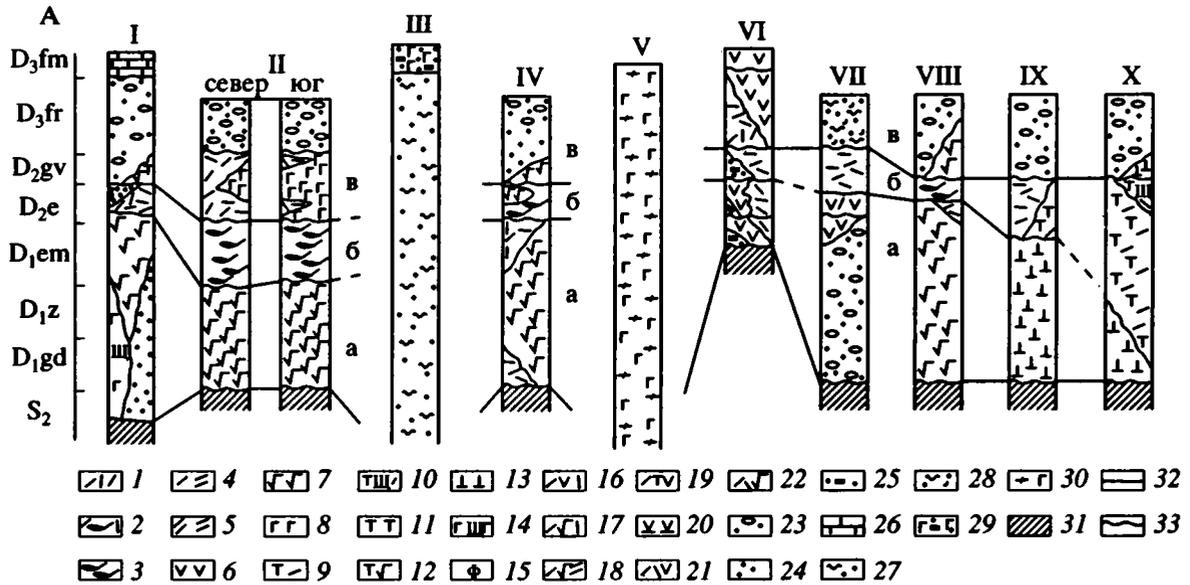


Рис. 4. Формационные ряды орогенных вулканических поясов разного возраста: А – девонские пояса. Ареалы разного структурного положения: внутриконтинентальные (I – Кокчетавское поднятие, IX – Северо-Минусинская впадина, X – Агульская впадина), краевые (II – Ащису-Карагадинский крайовой пояс, VII – Ануйско-Чуйский прогиб Горного Алтая, VIII – Северо-Западная Монголия), островодужные (IV – Чингиз и Тарбагатай, VI – Рудный Алтай); III – Джунгаро-Балхашское окраинное море, V – Иртыш-Зайсанский субокеанический бассейн. Орогенные стадии: а – ранняя, б – средняя, в – поздняя.

Б – верхнепалеозойские пояса: I – II – Токрауская впадина (I – северная часть, II – южная часть), III – Северо-Восточное Прибалхашье, IV – Джунгария, V – Чаткало-Кураминский регион, VI – Чарская зона, VII – IX – Монголия (VII – Южная, VIII – Центральная, IX – Северная).

В – мезозойско-кайнозойские пояса: I – V – азиатская ветвь Альпийского пояса (I – Турция, II – Армянское нагорье, III – Северный Кавказ, IV – Иран, V – Афганистан); VI – Восточно-Сихотэалинский пояс; VII – IX – Охотско-Чукотский пояс, Охотский сектор (VII – внешняя зона пояса, VIII – внутренняя зона, IX – фланговая зона пояса).

1 – 24 – континентальные формации: 1 – риолитовая, 2 – риолитовая с редкими игнимбридами, 3 – риолитовая игнимбристая, 4 – риодацитовая, 5 – дацитовая, 6 – андезитовая, 7 – базальт-андезитовая, 8 – базальтовая, 9 – риолит-трахириолитовая, 10 – трахириолит-щелочнориолитовая, 11 – трахитовая, 12 – трахиандезит-базальтовая, 13 – трахибазальт-базальтовая, 14 – щелочнобазальтовая, 15 – фonoлитовая, 16 – контрастная андезит-риолитовая, 17 – контрастная андезит-риолитовая, 18 – последовательно дифференцированная андезит-риолитовая, 19 – контрастная трахиандезит-трахириолитовая, 20 – бимодальная трахибазальт-трахириолитовая, 21 – последовательно дифференцированная андезит-дацит-риолитовая, 22 – последовательно дифференцированная (базальт)-андезит-базальт-андезит-дацит-риолитовая, 23 – терригенная грубообломочная, 24 – терригенная тонкообломочная; 25 – 30 – морские формации: 25 – терригенно-известковистая, 26 – известковистая, 27 – известково-терригенная, 28 – терригенно-известковистая с редкими вулканитами, 29 – терригенно-известковистая с базальтоидами, 30 – кремнисто-базальтовая с известняками; 31 – доорогенное основание; 32, 33 – стратиграфические границы: согласные (32) и несогласные (33).

Указанные формационные ряды присущи как девонским, так и верхнепалеозойскому орогенным вулканическим поясам палеозоид Центрально-Азиатского складчатого пояса [9, 12, 14 - 18, 23, 32, 36]. Такого же типа смена формаций отмечалась Р.Б. Умитбаевым, Е.К. Устиевым, Н.И. Филатовой и другими авторами [4, 7] для орогенных окраинноконтинентальных вулканических поясов Дальнего Востока. Подобного рода изменения свойственны вулканическим поясам западного побережья Северной и Южной Америки [39 - 41].

Следовательно, поперечная зональность – неотъемлемая черта окраинноконтинентальных орогенных вулканических поясов, выраженная сменой состава вулканических продуктов вкrest простирания поясов. Данную зональность обычно связывают с изменением уровня магмогенерации по мере удаления от зоны перехода океан-континент в глубь последнего.

Сходным образом состав вулканитов меняется и вкrest простирания вулканических поясов коллизионного типа. Примером служит азиатская ветвь Альпийского пояса кайнозойских орогенных вулканитов. Они формировались в наземных условиях внутри континента или реже по границе с морскими бассейнами. В отличие от окраинноконтинентальных поясов, азиатской ветви Альпийского пояса не свойственны островодужные ареалы орогенного вулканизма. При общей широтной вытянутости полей развития континентальных вулканитов здесь отчетливо фиксируется смещение границ более молодых фаз вулканизма в меридиональном направлении и более высокая щелочность пород северных ареалов по сравнению с южными. В то же время общая эволюция вулканизма едина. На раннеорогенной стадии формируются базальтовые, андезитовые или реже дацитовые породы, на средней –

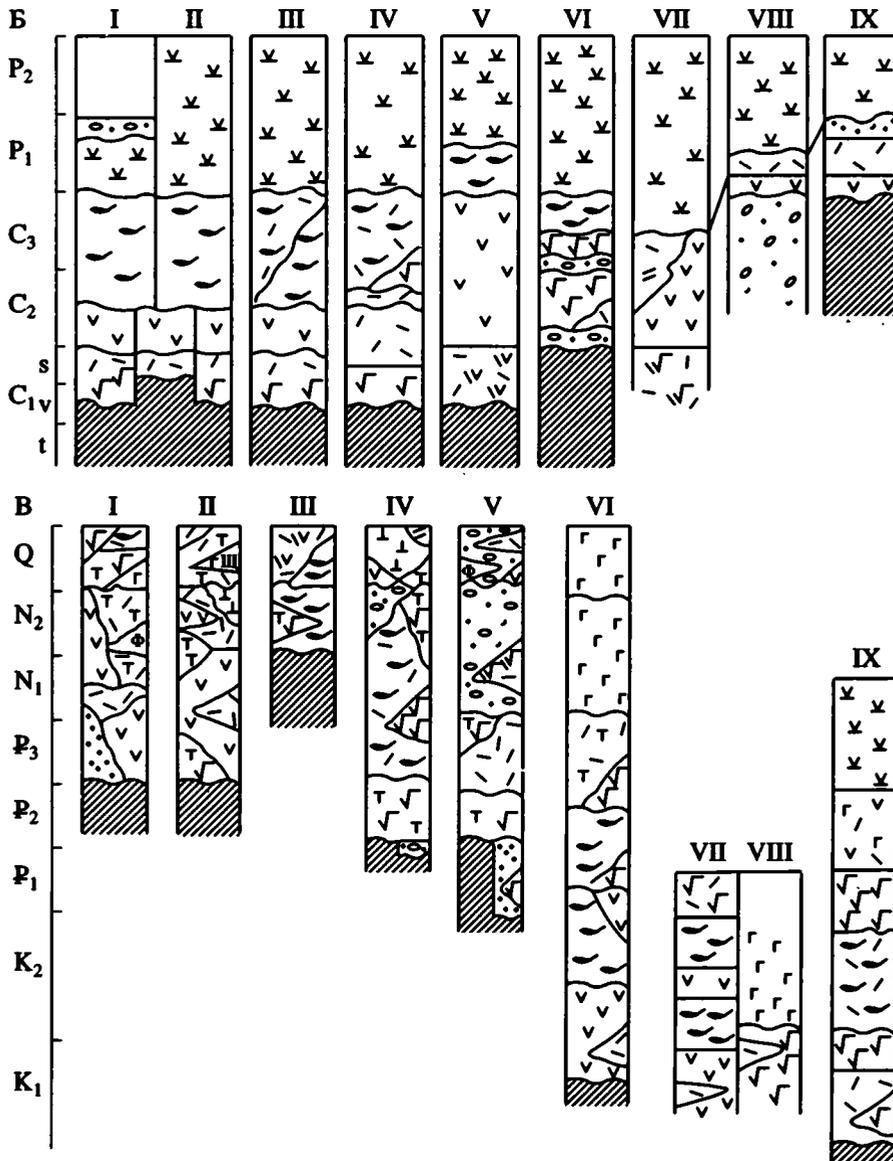


Рис. 4. Окончание.

продукты риолитового вулканизма, а на поздней стадии – основные или средние породы (иногда перемежающиеся с кремнекислыми) нередко повышенной щелочности (рис. 4).

Поперечная зональность вулканических поясов наиболее ярко отражает изменение геодинамических обстановок, определяющих условия и уровни магмогенерации. Возрастание щелочности пород в окраинноконтинентальных поясах в глубь континента многие связывают с процессами субдукции океанической плиты. Возможные механизмы подобного процесса недавно были детально рассмотрены применительно к Курильской островной дуге [1].

Идентичность проявления зональности у орогенных вулканических поясов различных обстановок формирования свидетельствует о наличии более общих условий, определяющих появление магматических расплавов, сходных по кремнезему, но отличных по уровню щелочности во внутренних и внешних частях этих поясов.

ПРОДОЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРОГЕННЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Кроме зональности орогенных вулканических поясов вкост их простирания не меньшее значение имеет их изменчивость по простиранию. Продольная неоднородность свойственна всем орогенным вулканическим поясам вне зависимости от обстановок их формирования. Эта неоднородность фиксируется обособлением крупных сегментов в пределах поясов, противопоставляемых по строению, составу и возрасту орогенных вулканических серий, характеру и полноте выражения поперечной зональности и т.п. Обусловлена продольная неоднородность поясов причинами

разного ранга, проявляясь на глобальном и региональном уровнях.

Представления о наличии глобальных неоднородностей глубин Земли возникли давно, реализуясь в учении о петрографических провинциях, петрохимических типах пород, тектонической неоднородности планеты. В этом отношении орогенные вулканические пояса исключительно информативны: в однообразных орогенных вулканиках Альпийского пояса с востока на запад (от Афганского сектора к Иранскому и особенно резко к Турецкому) возрастает роль калия среди щелочей, что приводит к широкому развитию в Турецком секторе пород высококальциевой известково-щелочной серии, а также шошонит-латитовой [42] (рис. 5). Подобного плана изменение химизма орогенных вулкаников свойственно также Центрально-Азиатскому складчатому поясу. Установлено, что девонские орогенные вулканики Казахстана и Средней Азии более калиевые и более глиноземистые по сравнению с аналогичными породами Южной Сибири и Монголии [17, 36]. Особенно отчетливо это выражено у внутриконтинентальных ареалов, для которых характерны щелочные породы. В Южной Сибири и на севере Монголии щелочные породы распространены гораздо шире по сравнению с Казахстаном. Одновременно Сибири и Монголии более свойственны преимущественно кали-натровые типы вулкаников, в то время как в Казахстане и Средней Азии резко преобладают калиевые разновидности (рис. 6). Различия химизма пород Казахстанского и Монгольского сегментов зафиксированы также для Евразийского верхнепалеозойского орогенного вулканического пояса [17, 18]. В Монголии широко распространены кремнекислые вулканики с щелочными темноцветными минералами, а Казахстану более свойственны породы с плагиоклазами, калишпатами, кварцем, реже биотитом. В целом же у верхнепалеозойских орогенных вулкаников Казахстана и Средней Азии по сравнению с Монголией более заметно выражена калиевая тенденция, сопровождаемая одновременно и более высокой глиноземистостью пород (рис. 7).

Примечательно, что тенденция нарастания калиевости пород с востока на запад обнаружена и у доорогенных вулкаников как Центрально-Азиатского [20, 34], так и Альпийского поясов [19, 42].

Следовательно, отличие калиевости пород запада и востока широтных складчатых поясов Азии охватывает огромный возрастной диапазон вулканогенного разреза в их пределах, свидетельствуя о наличии глобальных латеральных неоднородностях литосферы. Глобального масштаба изменения различных особенностей пород вскрываются и для других подвижных поясов Земли. Например, уровень отношений изотопов стронция в островодужных вулканиках запада Тихоокеанского кольца меняется с юга на север [35]. Подобного же рода явления отмечаются и для Андийского вулканического пояса [41].

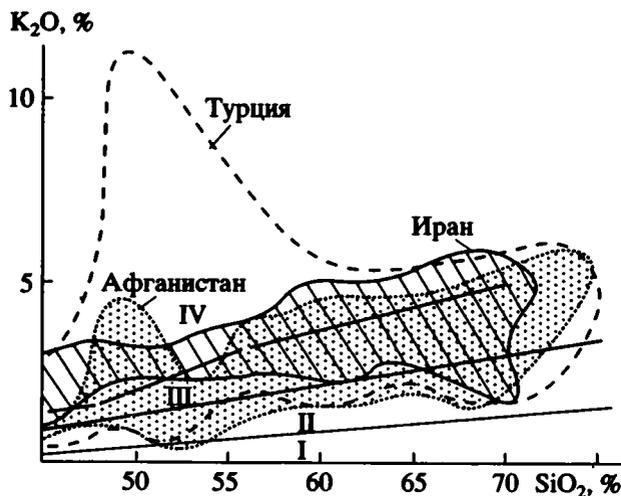


Рис. 5. Вариации содержания оксида калия в орогенных вулканиках азиатской ветви Альпийского пояса. I - IV – петрохимические серии: I – толентовая, II, III – известково-щелочная нормальная (II) и высококальциевая (III), IV – шошонитовая (по Peccerillo, Taylor, 1976; Joplin, 1968; Innocenti *et al.*, 1982).

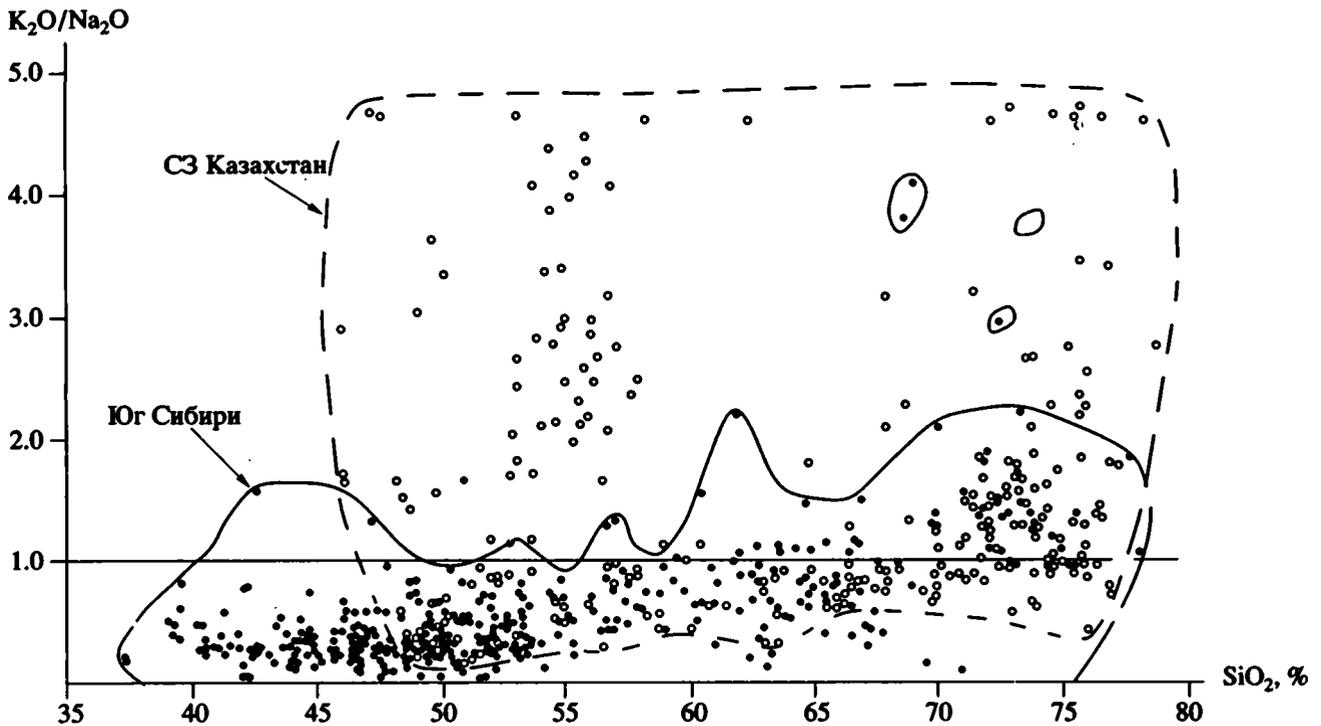


Рис. 6. Вариации отношений оксидов калия и натрия в девонских внутриконтинентальных орогенных вулканитах Южной Сибири (точки) и Северо-Западного Казахстана (кружки).

Таким образом, изменения химизма пород по простиранию поясов, приводящие к провинциальным отличиям формационных рядов различных сегментов, проявлены очень широко. Эти изменения охватывают длительный интервал времени, проявляются на разных уровнях геологического развития подвижных поясов, что свидетельствует о их связи с латеральными глубинными неоднородностями литосферы и о длительном и устойчивом существовании последних.

Воздействию неоднородностей глубин земли на тектономагматическую эволюцию крупнейших геологических провинций придается принципиальное значение в современной геотектонике [26]. Раскрытие же конкретных механизмов влияния данных глубинных неоднородностей на магматизм разных этапов развития подвижных поясов потребует дальнейших систематических исследований состава мантийных включений, особенностей аксессуариев в породах и изотопного геохимического анализа их.

Другой тип продольной неоднородности орогенных вулканических поясов проявляется более локально и связан с отклонениями в составе и наборе пород в пределах достаточно узких линейных зон. Важную роль в формировании магматических расплавов играет взаимодействие континентальных и океанических плит. Одновременно возникает вопрос о влиянии глубинных линейных структур океанского ложа, выделенных Дж. Уилсоном в класс трансформных разломов, на континентальные окраины и соответственно на фор-

мирование орогенных вулканических поясов. На примере вулканических поясов вокруг Тихого океана установлено, что непосредственным продолжением ряда трансформных разломов океанского ложа на материк могут являться зоны аномального строения и развития, трактуемые как линейные сквозные структуры глубокого заложения [8, 29]. Подобные аномальные зоны установлены в орогенных вулканических поясах. Они отличаются повышенной ролью щелочных, часто высококалийных, пород, контрастностью строения формаций, возрастом формаций [2, 3, 17]. Нередко такие зоны выступают в роли структурных барьеров, ограничивая распространение тех или иных магматических формаций, являясь границами сегментов. Подобные зоны функционируют длительное время. Для палеозойской Азии автором выявлена приуроченность к таким зонам процессов последующей интенсивной деструкции орогенов с формированием рифтов. Детально данное явление изучено в пределах девонского окраинно-континентального вулканического пояса в Центральном Казахстане, которому свойственны аномальные линейные зоны субширотной ориентировки, пересекающие вулканический пояс вкрест простирания. Одной из отличительных черт всего вулканического разреза девона близ этих зон является обилие кремнекислых пород и их высокая калиевоность, вплоть до появления ультракалиевых риолитов. Непосредственно же в самих зонах вулканизм начинается обычно с более основных пород. Позднее, в фанерозойской эре, в данных

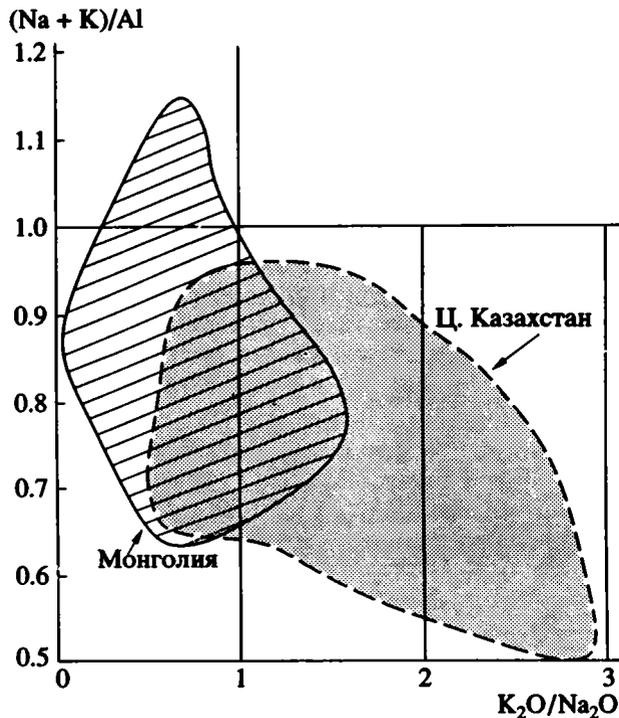


Рис. 7. Вариации отношений оксидов калия и натрия к агпайности (отношение суммы атомов калия и натрия к атомам алюминия) у среднеорогенных риолитов и риодацитов верхнего палеозоя Монголии и Центрального Казахстана.

зонах формируются морские рифтогенные прогибы с локально проявленным трахибазальт-трахит-трахириолитовым вулканизмом (Успенская, Акжал-Аксоранская и др. тектонические зоны). Сходного типа явления отмечены также в пределах Рудного Алтая и на северо-востоке Монгольского Алтая.

Указанным аномальным зонам свойственно опережающее омоложение вулканизма со смещением в сторону соответствующего палеоокеана. Детально это явление изучено на ряде тектонических зон Центрального Казахстана [14, 17]. Здесь в девонском поясе выявлены субширотные зоны с омоложением вулканизма вдоль них с запада на восток. Для верхнепалеозойского вулканического пояса установлены меридиональные зоны с омоложением вулканизма с севера на юг.

В ряде же случаев само положение полей орогенного вулканизма определяется их приуроченностью к поперечным структурам сквозного типа. Таковым является меридиональное поле верхнепалеозойских вулканических Токрауской впадины Центрального Казахстана, контролируемых Центральноказахстанской системой глубинных разломов, ориентированной поперек простирания Евразийского верхнепалеозойского орогенного вулканического пояса. Сходной позицией обладают кайнозойские орогенные вулканические Кавказа, вытянутые в меридиональном направлении дале-

ко на север, что резко диссонирует с общим широтным простиранием Альпийского пояса кайнозойских орогенных вулканических поясов. Они контролируются Транскавказским поперечным поднятием, к осевой части которого смещаются более молодые фазы вулканизма [22]. Подобного рода поперечные зоны отмечены и в молодых вулканических поясах обрамления Тихого океана [29].

Продольную неоднородность вулканических поясов связывают с неравномерным перемещением блоков по трансформным разломам, наклонной зоне субдукции и скоростью последней, что в совокупности с другими факторами определяет зарождение магматических расплавов и их специфику [41]. Выясняется, что и в коллизионных поясах роль поперечных глубинных дислокаций трансформного типа во влиянии на орогенный вулканизм огромна, что неоднократно отмечалось для Альпийского пояса [42]. Важная роль перемещения блоков по разломам трансформного типа и специфики магматизма вскрывается и для палеозойских орогенных вулканических поясов [13, 17].

Вышесказанное свидетельствует о тесной связи зональности орогенных вулканических поясов с латеральным перемещением литосферных плит.

НАРУШЕНИЯ ЗОНАЛЬНОСТИ ОРОГЕННЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Вместе с тем, латеральные (и вертикальные) формационные ряды орогенных вулканических поясов нередко осложняются. Отклонения связаны со сложностью тектономагматических процессов в пределах вулканических поясов.

Связь характера магматизма с геодинамическими обстановками вырисовывается все отчетливее. По мере накопления данных устанавливается зависимость геодинамических обстановок от геометрии взаимодействия океанических рифтов и континентальных окраин [43], от процессов сжатия и растяжения в пределах последних [5, 12]. Деструктивные процессы (рифтогенез) проявляются постоянно при формировании континентальной земной коры [30] и орогенный этап в этом отношении не является исключением [21]. Рифтогенные процессы происходят в течение всего орогенного этапа. Максимального развития рифтогенез достигает на позднеорогенной стадии.

Однако во внешних частях орогенных вулканических поясов (в пределах внутриконтинентальных ареалов) еще на раннеорогенной стадии возникают ограниченные глубинными разломами протяженные линейные прогибы, в которых формируются соответствующие терригенные и вулканоогенные формации. Ярким примером служит ранний девон юга Сибири и северо-запада Центрального Казахстана. Здесь, во внешнем обрамлении соответствующих окраинно-континентальных вулканических поясов на раннеорогенной стадии образовались линейные надразломные впадины,

выполненные молассами и вулканитами субщелочного и щелочного типов (формации базальт-трахибазальтовая, трахибазальт-трахитовая, щелочных калиевых базальтов, что позволяет выделять здесь рифтогенные структуры (тыловые рифты, по 28, 38).

Во внутренних частях рассматриваемых поясов в это же время формируются вулканические формации нормального известково-щелочного ряда (базальтовые, андезибазальтовые, базальт-андезит-дацит-риолитовые). Здесь также нередко устанавливаются линейные грабенообразные прогибы, заполненные грубообломочными терригенными комплексами, с которыми ассоциируют контрастные вулканические формации. В отличие от внутриконтинентальных рифтов, уровень щелочности пород этих формаций гораздо ниже, хотя по сравнению с окружающим фоном он и повышен. Для линейных грабенов характерна конкордантность с зоной перехода океан-континент. Примером служит протяженный субмеридиональный прогиб, прослеживаемый с юга Минусинских впадин через Тувинскую к Озерной зоне Монголии (рис. 1), сложенный девонской базальт-риолитовой формацией. Известны подобные грабены в Казахстане: субширотный Калмакэмельский прогиб Северо-Восточного Прибалхашья, Желтауская зона Токрауской впадины. Они выполнены раннеорогенной контрастной андезибазальт-риолитовой формацией (верхи нижнего карбона), для которой характерны базальты толеитового ряда [14].

Примером позднеорогенного рифтогенеза служит позднепалеозойский окраинноконтинентальный вулканический пояс Монголии. В континентальной обстановке, сначала на юге, а позднее на севере, возникли узкие протяженные надразломные грабены, выполненные молассами и бимодальными контрастными вулканическими формациями (трахибазальт-трахириолитовой, трахибазальт-пантеллеритовой, трахибазальт-комендитовой). Подобный скользящий во времени и в пространстве рифтогенез связывают с воздействием на кору субдуцирующегося под материк Азии океанического рифта [12, 37, 38]. Молодые рифтогенные структуры параллельны древней зоне перехода океан-континент, а геодинамическая обстановка формирования данных рифтов считается аналогом калифорнийской, хотя было бы справедливее выделить ее в самостоятельный, центральноазиатский, тип [43].

Орогенному внутриконтинентальному рифтогенезу свойственны вулканические формации повышенной щелочности и щелочные. При этом, раннеорогенный рифтогенез внешнего обрамления вулканических поясов сопровождается становлением формаций базитового ряда, в то время как позднеорогенный рифтогенез вызывает формирование контрастных по кремнезему формаций пород высокой щелочности. В этом случае вглубь континента основность наиболее кислых

дифференциатов возрастает при одновременном уменьшении доли базитовых членов формации и общем усилении щелочности всех пород.

Вместе с тем, известны позднеорогенные грабенообразные прогибы, в которых щелочность выполняющих их вулканических формаций невысока. Для них характерна дискордантность к простиранию вулканических поясов. Такого типа прогибы широко развиты в азиатской ветви Альпийского пояса: четвертичные вулканы меридиональных Даштинавского грабена Афганистана и грабена Малазгирт востока Турции. Они выполнены контрастной базальт-риолитовой формацией (Дашти-Навар) и слабо дифференцированной толеитовой серией пород (Малазгирт). Существовала отчетливая связь данных грабенов с системами глубинных разломов, поперечных простиранию Альпийского пояса.

Таким образом, грабенообразные прогибы над зонами глубинных разломов распространены в пределах вулканических поясов очень широко. Они часто сложены контрастными по кремнезему вулканическими формациями. Большинству прогибов свойственны формации с гомодромной направленностью, в то время как рифтогенным структурам присущи бимодальные вулканические формации с чередованием контрастных по кремнезему разностей высокого уровня щелочности.

Наличие различного рода прогибов в орогенных вулканических поясах, появляющихся на нескольких хронологических уровнях, приводит к сложной картине размещения тех или иных типов пород. В связи с этим важное значение приобретает изучение характера связей щелочности пород со строением слагаемых ими формаций.

СТАДИЙНОСТЬ ОРОГЕННОГО ВУЛКАНИЗМА И ЕГО ПРОСТРАНСТВЕННО- ХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

Сравнительный анализ формационных рядов орогенных вулканических поясов разного возраста и различных обстановок формирования показывает, что всем поясам свойственны общие тенденции развития вулканизма во времени (рис. 2). На раннеорогенной стадии образуются формации с ведущей ролью базитовых пород: базальт-андезитовые, базальт-андезит-риолитовые. Среднеорогенной стадии отвечает расцвет риодацит-риолитовых, часто игнимбритовых, формаций. Позднеорогенную стадию отличают формации базитовые или контрастные с повышенной щелочностью. Это *главный вертикальный формационный ряд* (табл. 2).

Сравнение особенностей строения формаций разных орогенных стадий показывает, что среднеорогенной отвечает доминирование монопородных формаций, в то время как на ранней и поздней стадиях резко преобладают гетерогенные по составу формации. Кроме того среди

Таблица 2. Вулканические формации различных стадий орогенного развития

Стадии	Формации	
	Главные	Подчиненные
Поздняя	Контрастные по кремнезему повышенной щелочности (трахибазальт-трахириолитовые, трахибазальт-комендитовые, трахибазальт-пантеллеритовые)	Базальт-андезитовая, трахириолитовая, щелочных риолитов, щелочно-базальтовая, трахиандезит-базальтовая
Средняя	Риолитовые, риодацитовые, риолит-трахириолитовые (туфолаво-игнимбритовые)	Андезитовая, андезит-дацитовая, щелочных риолитов
Ранняя	Базальт-андезитовые. Базальт-андезит-риолитовые. Базальт-андезит-дацит-риолитовые	Риолитовая, трахириолитовая, трахиандезитовая, щелочно-базальтовая

раннеорогенных контрастных формаций наиболее распространены разновидности с гомодромной направленностью: базальт-риолитовые, андезибазальт-риолитовые, андезит-риолитовые, а на позднеорогенной стадии преобладают формации чередующихся пород, часто полярных по кремнезему: базальт-риолит-базальтового или риолит-базальт-риолитового типов.

Возрастание щелочности пород в конце орогенного этапа установлено давно. Автором отмечена еще одна важная закономерность в вариациях калия и натрия у равнокислотных пород – риолит-риодацитовые разности среднеорогенной стадии более выдержаны по содержанию калия и натрия и их отношениям, чем аналогичные породы ранней и поздней стадий [17]. Сходная тенденция установлена также для андезибазальтов и базальтов (рис. 8, 9).

Как правило, равнокислотные породы контрастных, особенно бимодальных, формаций более изменчивы по содержанию калия и натрия, чем аналогичные разности однопорodных формаций. Значительная дифференцированность равнокислотных пород по щелочам в сложных формациях приводит к тому, что в ряде случаев еще на раннеорогенной стадии появляются породы субщелочного-щелочного ряда калиевой или натровой специфики. В наибольшей степени это свойственно внутриконтинентальным ареалам, но и для краевых и островодужных ареалов известны случаи появления представителей высококалиевой известково-щелочной серии и даже шошонит-латитовой.

Из сказанного следует, что неоднородность орогенных вулканических поясов определяется комплексом взаимосвязанных причин. Общим вещественным выражением неоднородности остается нарушение латеральной или вертикальной последовательности смены вулканических формаций, тех или иных параметров строения самих формаций или вещественных характеристик слагающих их пород.

Последовательность смены формаций по вертикали и латерали в орогенных вулканических поясах отражает изменение условий генерации магматических расплавов в ходе развития поясов.

Как известно, щелочность пород усиливается к позднеорогенной стадии, а также по латерали с переходом от внутренних частей орогенных вулканических поясов к внешним. Другими словами, увеличение щелочности пород коррелируется с нарастанием степени зрелости континентальной коры. Общеизвестно увязывать рост щелочности пород в глубь консолидированных территорий с углублением уровня магмогенерации. Это справедливо и для общей хронологической эволюции уровня генерации магм по мере развития орогенов. С большей глубиной зарождения расплавов обычно связывают повышенную щелочность пород. Это хорошо согласуется с данными экспериментальной петрологии [27]. Однако не следует исключать возможность заимствования щелочей и флюидов из корового материала под воздействием поднимающейся глубинной магмы и теплового потока. Основанием в пользу такого предположения является давно выявленное тяготение магматических пород повышенной калиевости к блокам не только ранней стабилизации, но и к зонам интенсивного тектонического сжатия и глубокого метаморфизма. Возможность взаимодействия различных источников при формировании магматических расплавов кладется также в основу представлений о синтексисе магм [11].

Смена особенностей пород обусловлена меняющейся ролью глубинных и коровых источников при формировании магматических расплавов в ходе развития орогенов. В этом отношении существенное значение приобретают закономерности в вариациях калия и натрия у однокислотных пород разных орогенных стадий. Обращает на себя внимание и более заметная изменчивость щелочей у пород внутриконтинентальных ареалов по сравнению с краевыми и островодужными.

Орогенный вулканизм начинается, как правило, с извержений производных базальтовой магмы: базальты, андезибазальты, андезиты и их щелочные разности, сменяющиеся затем более кремнекислыми. Различный уровень магмогенерации, невыдержанность коры по составу и мощности приводят к значительной дифференцированности выплавляющихся продуктов, что фиксируется широкими вариациями в содержаниях калия и натрия в сходных по кремнезему породах.

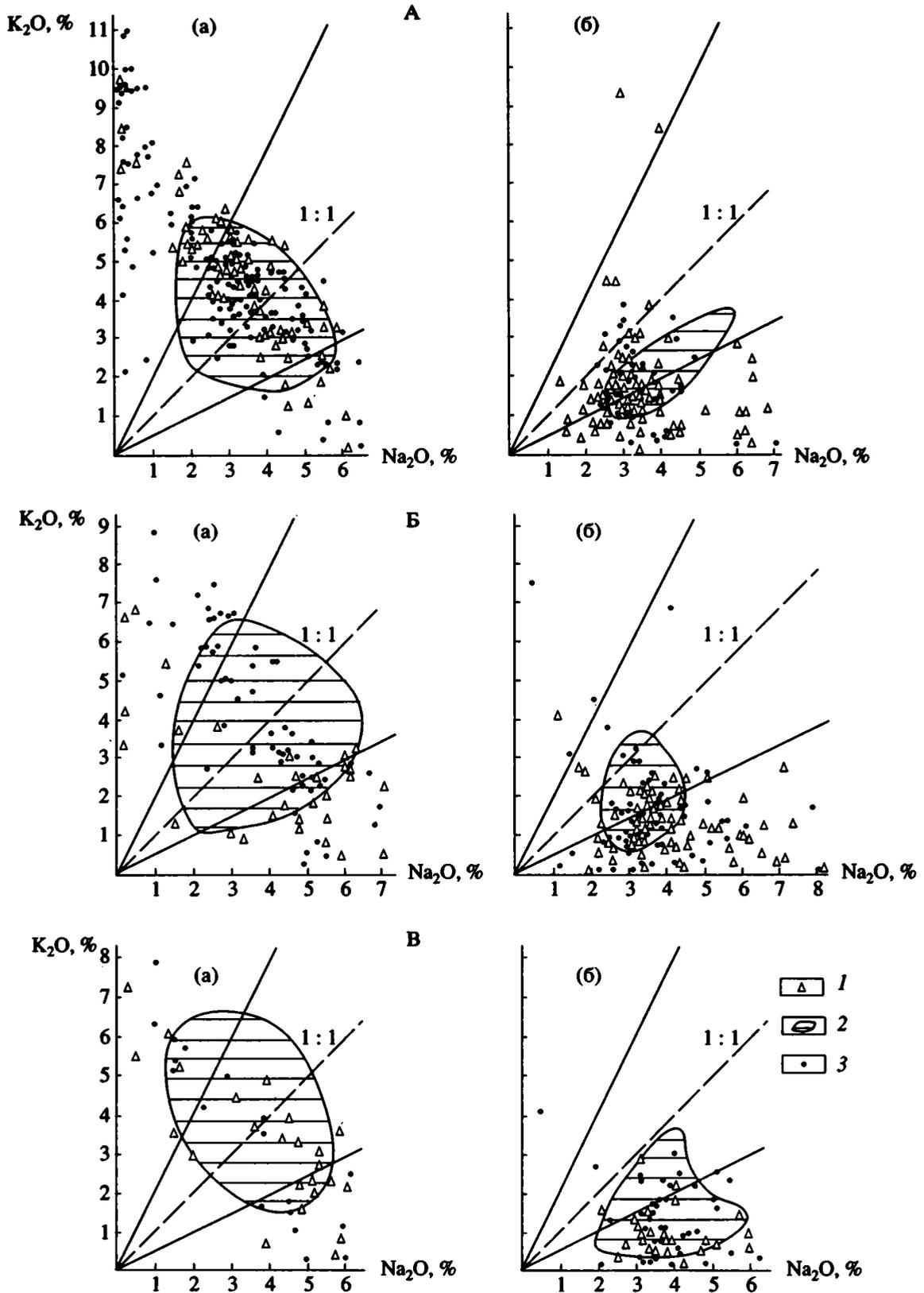


Рис. 8. Соотношения оксидов калия и натрия у девонских риолитов-риодацитов (а) и базальтов-андезибазальтов (б). Ареалы: А – внутриконтинентальные (Кокчетавский и Улугау-Джезказганский регионы), Б – краевые (Ащису-Карагандинский регион), В – островодужные (хребты Чингиз и Тарбагатай).

1 - 3 – породы орогенных стадий: 1 – ранней (начало раннего девона), 2 – средней (конец раннего девона и эйфельский век), 3 – поздней (живетский и франский века).

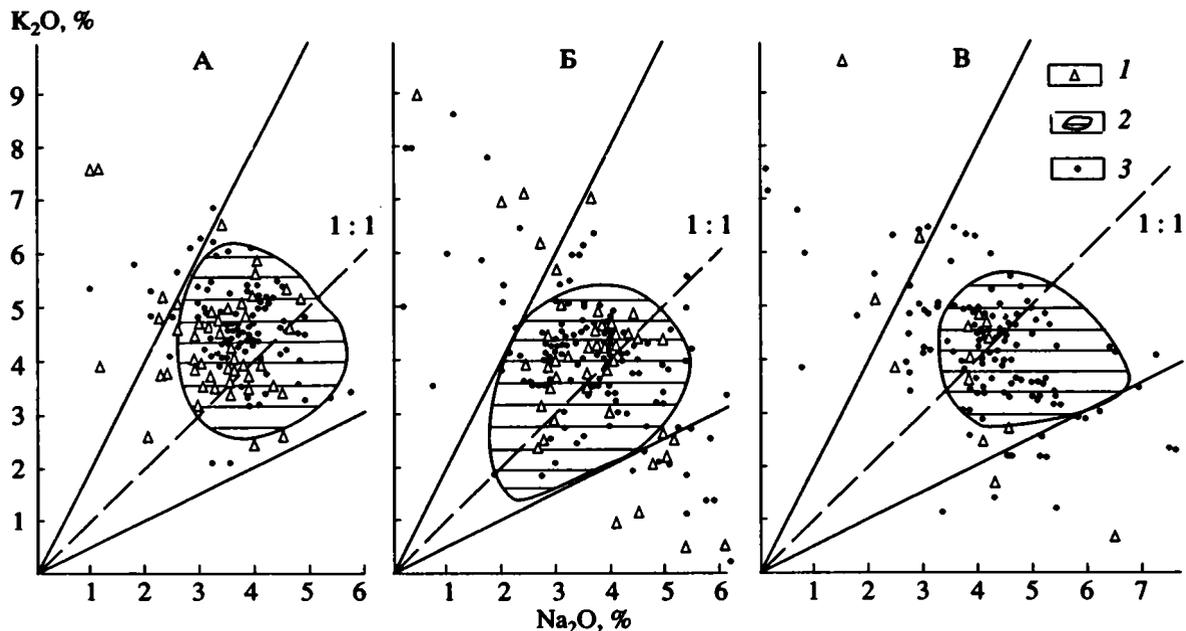


Рис. 9. Соотношения оксидов калия и натрия у верхнепалеозойских риолитов и риодацитов. А – Токкрауская впадина (1 – конец раннего карбона и начало башкирия, 2 – средний - поздний карбон, 3 – пермь); Б – Заилийский Алатау, Кетмень, Южная Джунгария (1 – конец раннего карбона - начало позднего карбона, 2 – поздний карбон - ранняя пермь, 3 – пермь - триас); В – Монголия (1 – карбон, 2 – пермь, 3 – бимодальные формации поздней перми). 1 - 3 – породы орогенных стадий: 1 – ранней, 2 – средней, 3 – поздней.

К середине орогенного этапа под действием тепла базальтовой магмы и флюидных потоков и высвобождающихся из погруженного сиалического материала летучих усиливается метаморфическое преобразование коры. Это приводит к преобразованию погруженных осадков, их метасоматизации и “нивелировке” неоднородности первичного состава. Видимо, этим определяется выплавление громадных объемов кислых магм и большая выдержанность содержания калия и натрия у пород данной стадии.

Возрастающая роль кремнекислых вулканитов на среднеорогенной стадии обусловлена сказанными факторами. С этим же хорошо согласуется широкое развитие в среднеорогенную стадию фьямме-полосчатых пород (игнимбритов, туфолав, флюид-порфиров), в формировании которых велика роль летучих. Данный рубеж в геотектонической эволюции литосферы имеет принципиальное значение [24]. Именно с этого момента отличительная черта последующего орогенного магматизма – высокая калиевоность его продуктов, являющаяся индикатором кардинального преобразования ранее существующей коры в зрелую континентальную.

Позднеорогенной стадии, как правило, предшествует структурная перестройка. Усиливается роль расколов с образованием трогов, грабенов, часто развивающихся в рифты. Возрастает мощность земной коры, усиливается ее жесткость. Заложение магмопроницаемых зон разного уровня приводит к выводу на поверхность расплавов, резко различных по кремнезему и кали-натро-

вым отношениям. Суммирующее воздействие различных факторов (большая глубина зарождения расплавов, заимствование щелочей из вмещающей коры) приводит к высокой насыщенности позднеорогенных магматических расплавов щелочами при одновременно резкой дифференцированности сходных по кремнекислотности расплавов по содержанию калия и натрия.

Аномальные же зоны в пределах вулканических поясов, как правило, приурочены к областям с преобладанием кремнекислых изверженных пород повышенной калиевоности. Во всех случаях обнаруживается связь подобных зон с воздействием поперечных глубинных структур сквозного типа. Такие регионы можно рассматривать как длительно развивающиеся в условиях более интенсивного подтока флюидов по глубинным зонам, вызывающим образование в огромных объемах кислых расплавов. Следствием этого является более интенсивное воздымание указанных регионов с нарушением сплошности коры. Представляется не случайным возникновение именно в таких аномальных зонах более поздних рифтогенных структур. Этот процесс в различной мере свойствен всей истории развития орогенных поясов, но особенно интенсивно проявлен на позднеорогенной стадии.

ВЫВОДЫ

1. Орогенные вулканические пояса вне зависимости от обстановок формирования обладают сходными типами поперечной и продольной зональности.

2. Поперечная зональность определяется изменением геодинамических обстановок вкрест простирания поясов. В поясах окраинноконтинентального типа выделяются островодужные, краевые и внутриконтинентальные ареалы вулканизма. Поясам коллизионного типа островодужные ареалы не свойственны. Вещественным выражением данной зональности всех типов поясов является усиление роли субщелочных и щелочных формаций с удалением в глубь консолидированных территорий.

3. Продольная зональность проявляется на глобальном и локальном уровнях.

В глобальном плане она выражается провинциальными отличиями химизма пород разных сегментов единых поясов, в частности, более калиевой или натровой спецификой магматических пород. Подобная тенденция, нередко наследуясь от более ранних этапов развития подвижных поясов, отражает длительное воздействие латеральных глубинных неоднородностей литосферы.

Более локально продольная зональность проявляется в виде линейных зон аномального развития магматизма. Они обусловлены воздействием глубинных линейных структур. В мезозойско-кайнозойских периокеанических поясах намечается связь таких зон с продолжением трансформных разломов океанского ложа на континент.

4. Оба типа зональности нарушаются и осложняются вследствие процессов деструкции, приводящих к возникновению грабенных и рифтовых со специфическими формациями. Рифтообразование присуще позднеорогенной стадии, но и на раннеорогенной стадии во внутриконтинентальных ареалах нередко возникают рифтогенные структуры.

5. В развитии орогенного вулканизма поясов различного типа обособляются ранняя, средняя и поздняя стадии. Раннеорогенной стадии свойственны формации базальт-андезит-риолитового ряда последовательно дифференцированные или контрастные гомодромной направленности. Средней стадии отвечает резкое преобладание риодацит-риолитовых (часто игнимбритовых) формаций. Позднеорогенную стадию отличают контрастные бимодальные щелочнобазальтово-щелочнориолитовые формации. Породам раннеорогенной стадии свойственны значительные вариации калие-натровых соотношений. Породам той же кислотности среднеорогенной стадии присущи менее резкие колебания указанных соотношений, а позднеорогенной стадии – наиболее значительные. Такая особенность вариаций калия и натрия равнокислотных пород разных орогенных стадий коррелируется с особенностями строения формаций.

6. Сходство пространственно-хронологической эволюции орогенного вулканизма поясов различных обстановок формирования свидетельствует о наличии более общих причин возникновения расплавов и их развития. На первый план выступают зрелость континентальной коры и различное воздействие поднимающихся глубинной базитовой,

щелочно-базитовой магмы и трансмагматических флюидов на коровый материал. Наиболее интенсивно в петрогенез вовлекаются летучие, заключенные в коровом материале, на среднеорогенной стадии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Вольнец О.Н., Антонов А.Ю. Вулканизм Курильской островной дуги, структурно-петрологические аспекты и проблема магмообразования // Вулканизм и сейсмология. 1989. № 5. С. 3 - 15.
2. Баскина В.А. Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья. М.: Наука, 1984. 260 с.
3. Баскина В.А., Фаворская М.А., Курчавов А.М., Шилин Н.Л. Эволюция магматизма орогенных рудоносных структур // XXVII Междунар. геол. конгр. Металлогения и рудные месторождения. М.: Наука, 1984. С. 115 - 124.
4. Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 1978. 213 с.
5. Богатиков О.А., Зоненшайн Л.П., Коваленко В.И. XXVII Междунар. геол. конгр. Магматизм и геодинамика. М.: Наука, 1984. С. 3 - 14.
6. Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 965. Вып. 5 - 6. С. 40 - 68.
7. Вулканические пояса Востока Азии. Геология и металлогения. Отв. ред. Щеглов А.Д. М.: Наука, 1984. 504 с.
8. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений / Под ред. Фаворской М.А. и Томсона И.Н. М.: Недра, 1974. 193 с.
9. Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 239 с.
10. Дергунов А.Б., Моссаковский А.А., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Закономерности формирования палеозойской Центральной Азии (Алтае-Саянская область, Западная Монголия) и Казахстана // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 53 - 67.
11. Добрецов Г.Л., Добрецов Н.Л. Возможная геологическая модель магматического процесса // Геология и геофизика. 1974. № 1. С. 50 - 60.
12. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Моссаковский А.А. Магматизм и геодинамика континентальной стадии (на примере Монголии) // Геотектоника. 1989. № 4. С. 3 - 20.
13. Курчавов А.М. Анализ магматизма Центральноказахстанской системы разломов // Геотектоника. 1983. № 1. С. 87 - 95.
14. Курчавов А.М. Зональность орогенных вулканитов Казахстана (на примере верхнего палеозоя). М.: Наука, 1984. 206 с.
15. Курчавов А.М. Зональность девонского орогенного вулканизма Казахстана и Средней Азии // Геотектоника. 1985. № 6. С. 62 - 73.
16. Курчавов А.М. Тектоно-магматические аспекты зональности орогенных вулканитов палеозойской Средней Азии и Казахстана // Вулканизм и металлогения Средней Азии. Тр. VII Всесоюз. палеовулк. симпозиум. Ташкент: САИГТИМС, 1988. С. 73 - 79.

17. Курчавов А.М. Закономерности латеральной изменчивости и эволюция орогенного вулканизма фанерозойских складчатых поясов Азии. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 1989. 50 с.
18. Курчавов А.М., Ярмолюк В.В. Размещение континентальных пермских вулканитов Центральной Азии и его тектоническое истолкование // Геотектоника. 1984. № 4. С. 75 - 89.
19. Лордкипанидзе М.Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 164 с.
20. Ляпичев Г.Ф. Геологические закономерности магматизма палеозойд Казахстана. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Алма-Ата, 1986. 44 с.
21. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 297 с.
22. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 279 с.
23. Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии. М.: Наука, 1975. 319 с.
24. Моссаковский А.А. Структурные и вещественные аспекты проблемы становления континентальной коры // Тектонич. развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 159 - 170.
25. Поляков Г.В., Довгаль В.Н., Телешев А.Е. и др. Латеральная изменчивость эффузивно-интрузивных ассоциаций зон среднепалеозойской активизации каледонско-байкальских структур Алтае-Саянской складчатой области // Докл. АН СССР. 1972. Т. 203. № 6. С. 1374 - 1377.
26. Пушаровский Ю.М. Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации // Геотектоника. 1982. № 5. С. 3 - 16.
27. Рябчиков И.Д. Поведение калия и сопутствующих элементов в процессах глубинного анатексиса // Проблемы физ.-хим. петрологии. Т. 1. М.: Наука, 1979. С. 262 - 270.
28. Самойлов В.С., Ярмолюк В.В. Континентальный рифтогенез: типизация, магматизм, геодинамика // Геотектоника. 1992. № 1. С. 3 - 20.
29. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой / Под ред. Фаворской М.А., Томсона И.Н. М.: Недра, 1969. 264 с.
30. Тектоника Северной Евразии. Объяснительная записка. М.: Наука, 1980. 223 с.
31. Тектоническая карта Восточного Казахстана. Объяснительная записка. М.: Наука, 1982. 139 с.
32. Тихомиров В.Г. Палеозойский магматизм и тектоника Центрального Казахстана. М.: Недра, 1975. 148 с.
33. Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М.: Наука, 1963. 120 с.
34. Хераскова Т.Н. Венд-кембрийские формации каледонид Азии. М.: Наука, 1986. 249 с.
35. Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. 163 с.
36. Шуханов В.М. Формации девона. Алма-Ата: Наука, 1984. 224 с.
37. Ярмолюк В.В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 198 с.
38. Ярмолюк В.В. Магматизм сложных геодинамических обстановок (на примере позднего палеозоя Центральной Азии). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 1988. 48 с.
39. Christiansen R.L., Lipman P.W. Cenozoic volcanism and plate tectonic evolution of the western United States // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1972. V. A-271. P. 249 - 284.
40. Gill J.B. Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin, New York, Springer, 1981. 385 p.
41. Harmon R.B., Barreiro B.A., Moorbath S., Hoefs J., Francis P.W., Thorpe R.S., Deruelle B., McHugh J., Viglino J.A. Regional O, Sr and Pb-isotope relationships in Late Cenozoic calc-alkaline lavas of the Andean Cordillera // J. Geol. Soc. London. 1984. V. 141. Pt. 5. P. 803 - 822.
42. Innocenti F., Manetti P., Mazzuoli R., Pasquare J., Villari L. Regional distribution and character of active andesite volcanism Anatolia and north-western Iran // Andesites / Ed. by R.S. Thorpe. 1982. P. 327 - 349.
43. Wilson J. Tuzo. Convection tectonics: some possible effects upon the earth's surface of flow from the deep mantle // Can. J. Earth. Sci. 1988. V. 25. № 1. P. 1199 - 1208.

Рецензент: А.А. Моссаковский

Lateral Variability and Evolution of Fold-Belts Orogenic Volcanism

A. M. Kurchavov

Marginal continental orogenic volcanic belts of Asia show areoles of island-arc, marginal and intracontinental, volcanism that reflect the lateral sequence of geodynamic settings. The transverse structural zonation of the belts is emphasized by the growing importance of subalkaline and alkaline units versus calcalkaline ones, with a transition from island-arc to marginal and intracontinental areoles. Although island-arc areoles of orogenic volcanism are not typical of collision belts, they also show more subalkaline and alkaline formations landwise. The chronological sequence of volcanism is common to all belts. It is shown that in equi-acid rocks from different stage, K and Na variations differ: the highest variations are to be found in late-orogeny volcanics, while the most stable concentrations are in middle-orogeny volcanics, which correlates well with the structure patterns of the formations. The most noticeable variations of alkalis are with mono-acid rocks of contrasting formations, particularly bimodal formations. All belts routinely show longitudinal variations at the global and local levels. The combined effect of various factors is responsible for the complexity of lateral and chronological evolution of the orogenic volcanism.

УДК 551.242.22/552.313(265)

ГЕОДИНАМИКА ПРОЯВЛЕНИЯ ВУЛКАНИЗМА КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ И ОЦЕНКА МОДЕЛЕЙ МАГМООБРАЗОВАНИЯ

© 1994 г. Г. П. Авдейко

Институт вулканической геологии и геохимии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

Поступила в редакцию 09.03.93 г.

В статье обсуждаются пространственно-структурные характеристики четвертичных наземных и подводных вулканов Курильской островной дуги и их соотношение с геофизическими полями и параметрами зоны субдукции. Сопоставление этих данных со структурой поля температур и пределами устойчивости водосодержащих минералов показали, что две вулканические зоны (фронтальная и тыловая), параллельные Курило-Камчатскому глубоководному желобу, обусловлены двумя уровнями отделения летучих от поддвигаемой плиты и соответственно двумя зонами плавления в пределах мантийного клина под воздействием этих летучих. Расчеты количества H_2O и CO_2 и объема перидотита мантийного клина, которые могут принять участие в этих процессах, являются ключом для оценки возможных моделей и сценариев магмообразования.

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на длительный период изучения вулканизма островных дуг и активных континентальных окраин и обилие структурно-геологических, петрогеохимических, минералогических и изотопных данных, проблема магмообразования и петрогенезиса лав на конвергентных границах плит все еще остается спорной. Возможные модели и сценарии магмообразования в зонах субдукции рассмотрены в целом ряде публикаций [10, 20, 28, 32, 40, 41]. Гипотеза субдукции, наряду с геофизическими и геодинамическими доказательствами, обобщенными Л.И. Лобковским [16], была поддержана в последнее время геохимическими данными по рециклингу на конвергентных границах плит [35], и особенно данными по содержанию изотопа ^{10}Be и В-Ве-систематике в лавах вулканов островных дуг [30, 53].

Однотипность структурно-геологических и геодинамических условий проявления островодужного вулканизма и петролого-геохимических характеристик изливающихся лав [40] делает наиболее целесообразным для решения проблемы магмообразования проведение детальных исследований в пределах наиболее просто устроенных островных дуг, не осложненных наложенными процессами. Трудность заключается в том, что в пределах наиболее просто устроенных островных дуг, таких как Марианская, Тонга, Кермадек, Курильская, Алеутская, широко распространены подводные вулканы, сведения о которых очень немногочисленны. С учетом этого в 7 рейсах НИС "Вулканолог" проведены исследования как подводных, так и субаэральных вулканов Курильской островной дуги. Результаты их изложены в ряде публикаций, в том числе и в специальной монографии [3 - 8, 19]. Настоящая статья представ-

ляет собой попытку на базе этого материала дать некоторую количественную оценку моделей и сценариев магмообразования и геодинамики проявления вулканизма.

ПРОСТРАНСТВЕННО-СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНОВ

Основные черты пространственно-структурной приуроченности вулканов Курильской островной дуги видны на рис. 1, где показано местоположение 105 субаэральных и 97 подводных вулканов. Среди субаэральных 42 активны, остальные имеют четвертичный возраст и относятся к андезитовому структурно-формационному комплексу [18]. Большинство подводных вулканов являются четвертичными, хотя среди них имеются и более древние вулканические постройки, и также относятся к андезитовому комплексу. Подробные сведения о подводных вулканах приведены в каталоге [19].

Характерная черта пространственного положения вулканов – группировка их в цепочки, косо под разными углами ориентированные относительно общего простирания дуги, включая поперечные вулканические зоны. Местоположение цепочек вулканов, вероятно, контролируется зонами разрывных нарушений с растягивающими напряжениями без заметных смещений, так как на продолжении таких цепочек крупные разломы обычно не фиксируются ни в пределах Курильских островов [21], ни в прилегающих участках дна моря [6]. Мелкие же разломы образуют достаточно густую сеть, которая выявляется в районах детальных исследований за пределами вулканических построек. Наличие зон растяжения в общем поле сжатия в пределах Курильской дуги подтверждается сейсмологическими данными [22].

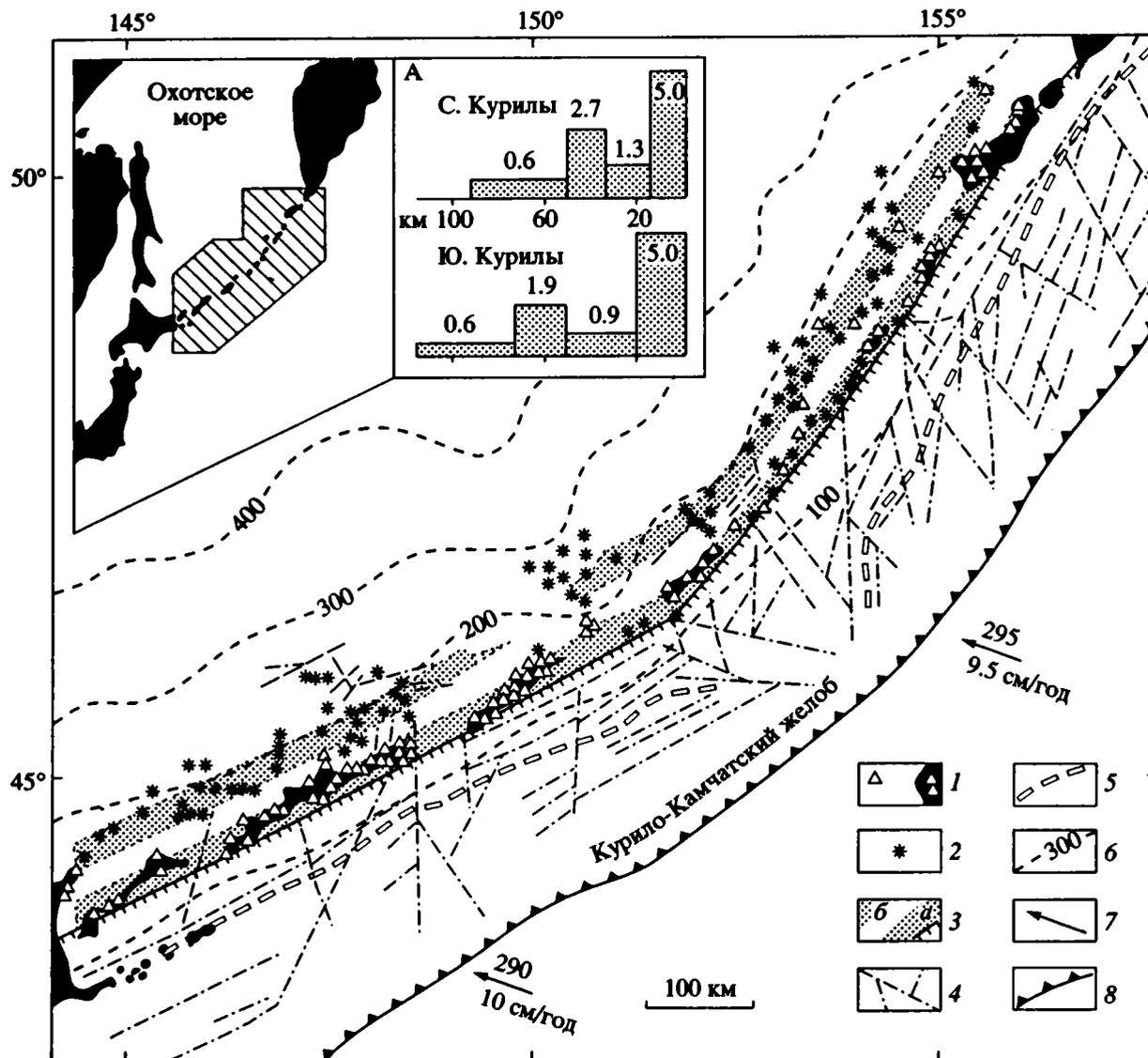


Рис. 1. Структурное положение вулканов Курильской островной дуги по [3 с дополнениями]. На врезке А – гистограммы площадной плотности вулканов (пояснения в тексте).

1, 2 – вулканы: 1 – субазральные (черный фон – суша), 2 – подводные; 3 – вулканический фронт, фронтальная (а) и тыловая (б) вулканические зоны; 4 – разломы; 5 – ось неовулканической дуги; 6 – изоглубины сейсмофокальной плоскости; 7 – направление и скорость движения Тихоокеанской плиты по [52]; 8 – выход на поверхность дна океана сейсмофокальной зоны.

Важным параметром структурной характеристики является положение вулканического фронта относительно глубоководного желоба и сейсмофокальной зоны. Вулканический фронт, понимаемый как линия, соединяющая вулканы, наиболее близко расположенные к глубоководному желобу, состоит здесь из двух почти прямолинейных участков, соответствующих Северным и Южным Курилам, с изгибом под углом $22^\circ - 23^\circ$ в районе пролива Буссоль, Центральные Курилы (рис. 1). Расстояние от желоба до вулканического фронта минимально в Центральных Курилах – 160 км, увеличиваясь к флангам дуги до 205 км на севере, в районе о-ва Парамушир, и до 220 км на юге, в рай-

оне о-ва Кунашир. Глубина до центральной плоскости сейсмофокальной зоны под вулканическим фронтом, вычисленная по данным Р.З. Тараканова [24, 25], колеблется в пределах 115 - 135 км, достигая максимума в районе о-ва Парамушир.

В распределении вулканов вкост дуги выявлены интересные закономерности [3]. Гистограммы площадной плотности вулканических центров, измеряемой количеством вулканов на 1 тыс. км², бимодальны (рис. 1), в соответствии с чем выделяются фронтальная и тыловая вулканические зоны с зоной ослабления вулканической активности между ними и зоной затухания – в крайней тыловой части. Во фронтальной зоне сосредоточено

более 50, а в тыловой – 20 - 25% всех вулканов. Причем, если на фронте дуги большинство вулканов (87%) наземные, то в тыловой зоне – подводные (81%). Так что только совместное рассмотрение наземных и подводных вулканов может дать правильную картину их пространственного распределения относительно системы дуга-желоб и других особенностей проявления вулканизма.

Распределение вулканов вдоль дуги также неравномерно. Линейная плотность вулканов, за единицу измерения которой (ЕЛП) принято количество вулканов на 100 км протяженности дуги, заметно варьирует на разных участках (рис. 2). Наибольший интерес вызывают вариации линейной плотности для фронтальной и остальных зон дуги, которые отчетливо видны как на карте, так и на сглаженных гистограммах (рис. 1, 2). Почти на всем протяжении Северных Курил линейная плотность вулканов фронтальной зоны варьирует в небольших пределах (от 5 до 8 ЕЛП), и только на о-ве Парамушир, где проявлен многовыходный вулканизм, она возрастает до 15 ЕЛП. На Южных Курилах вариации этого параметра более значительны – от 2 до 23 ЕЛП за счет проявления многовыходного вулканизма на о-вах Уруп и Итуруп. За пределами же зон многовыходного вулканизма линейная плотность вулканов Южных Курил снижается до 2 - 4 ЕЛП.

Существенно иной представляется картина распределения вулканов зон промежуточной, тыловой и затухания активности, вместе взятых. Так, на участках от о-ва Онекотан до о-ва Матуа, от о-ва Ушишир до о-ва Кетой, в тылу о-вов Итуруп, Кунашир и в зоне изгиба фронта дуги линей-

ная плотность трех тыловых зон превышает такую фронта дуги. Вместе с тем, в тылу о-вов Парамушир, Расшуа, Симушир и Уруп имеются протяженные участки (до 150 км) почти без вулканов (рис. 2). Неоднородность распределения вулканов в тылу дуги, вероятно, обусловлена неоднородностью условий генерации магмы в пределах островной дуги.

Вопрос о размещении вулканов относительно складчатых структур фундамента на островах Большой Курильской гряды достаточно подробно и полно рассмотрен К.Ф. Сергеевым [21]. Его вывод о независимости расположения четвертичных вулканических центров от характера и простиранья складчатых структур, по-видимому, применим также для подводных вулканов и для дуги в целом: местоположение и простиранье фронтальной и тыловой вулканических зон и цепочек вулканов не зависят от местоположения и простиранья складчатых структур.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ВУЛКАНИЗМА

Практически все геолого-геофизические характеристики резко изменяются вкост простиранья и относительно устойчивы по простиранью островной дуги и коррелируются с вулканическими зонами и цепочками вулканов. К ним относятся тип и мощность коры, строение осадочного чехла, сейсмичность, тепловой поток, гравитационное и магнитное поля. Для вулканической дуги характерен континентальный тип коры, причем

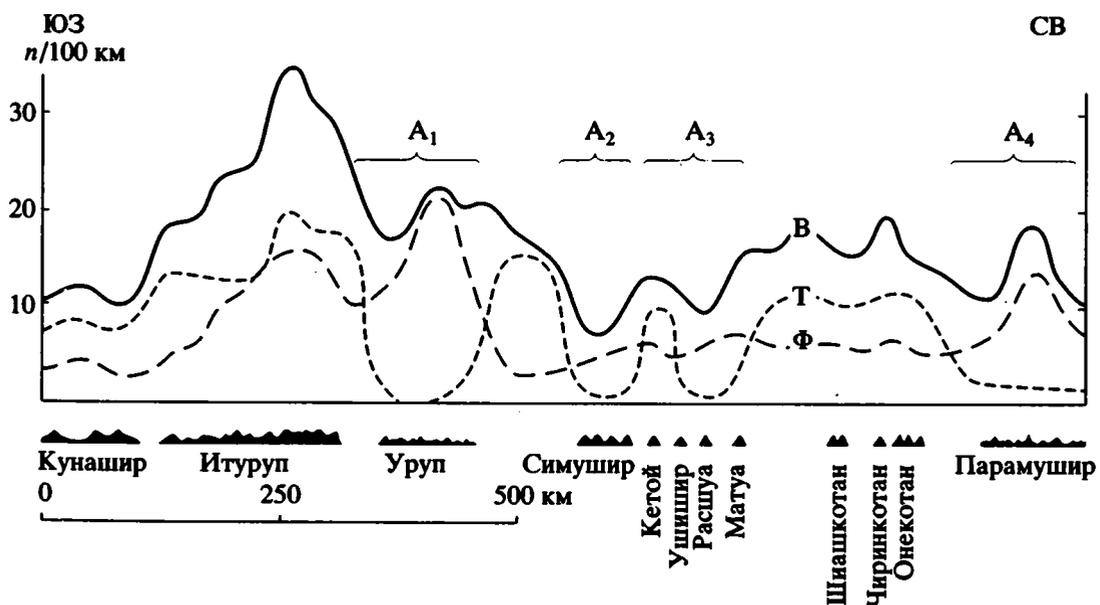


Рис. 2. Сглаженные гистограммы линейной плотности вулканов Курильской островной дуги: В – для дуги в целом, Ф – для фронтальной зоны и Т – для тыловой части дуги (см. рис. 1). А₁ - А₄ – авулканические участки в тыловой части дуги.

максимальная его мощность приурочена к фронтальной зоне и колеблется в пределах от 25 до 35 км, уменьшаясь как в сторону невулканической дуги, так и в сторону тыловой вулканической зоны. В тыловой вулканической зоне она примерно в два раза меньше, чем во фронтальной [9, 12]. Под отдельными вулканами отмечается подъем границы M и исчезновение отдельных сейсмических границ в коре [12], что, по-видимому, обусловлено наличием расплавленных очаговых зон.

Соотношение вулканизма и сейсмичности обычно рассматривается в двух аспектах: пространственно-временном и петролого-геохимическом. Пространственная связь и сопряженность вулканизма с сейсмофокальной зоной, установленная для Курильской дуги еще А.Н. Заварицким [11], не вызывает сомнений. Подробно она рассмотрена в работах Р.З. Тараканова с соавторами

[24, 25]. Основные параметры соотношения вулканических зон с сейсмофокальной плоскостью даны в табл. 1. Глубина до сейсмофокальной плоскости увеличивается от 115 - 120 км под вулканическим фронтом до 250 - 275 км под наиболее удаленными от вулканического фронта вулканами в тылу дуги. Вместе с тем детальный анализ пространственного соотношения вулканизма и сейсмичности Курило-Камчатской дуги привел П.И. Токарева [26, 27] к выводу о том, что максимум вулканической активности коррелируется с минимумом сейсмической активности в сейсмофокальном слое под вулканической дугой. Этот вывод был подтвержден последующими исследованиями: минимум сейсмической активности как по числу, так и по энергии землетрясений располагается на глубинах 100 - 300 км, т.е. как раз под вулканической дугой, а непосредственно под вулканами имеются

Таблица 1. Геодинамические параметры проявления вулканизма Курильской островной дуги

Параметры	Северные Курилы					Центральные Курилы	Южные Курилы		
	Пар	Мак	Чир	Рас	Сим	Бро	СИт	ЮИт	Кун
L_1 , км	205	180	175	180	175	160	180	195	220
L_2 , км	210	190	180	190	190	180	240	240	255
V , см/год	9.0	9.0	9.5	9.5	9.5	9.5	10.0	10.0	10.0
α°	85	83	81	80	76	51 - 74	50	46	45
β°	50	53	53	51	55	60	50	47	38
H_ϕ , км	135 - 155	120 - 140	130 - 150	130 - 150	130 - 150	140 - 180	130 - 150	125 - 145	120 - 140
H_T , км	170 - 195	160 - 180	170 - 190	170 - 190	175 - 200	210 - 275	188 - 205	175 - 200	170 - 195
H_M , км	200	200	210	180	200	275	250	220	190
t_ϕ , млн. лет	2.7	2.4	2.4	2.4	2.4	2.4	2.7	2.7	2.8
t_T , млн. лет	3.3	3.0	3.1	3.0	3.0	3.1	3.6	3.6	3.8
d , км	60	75	80	50	55	110	115	95	70
d_ϕ , км	17	15	13	15	15	30	22	22	20
d_n , км	22	23	23	25	20	30	23	23	25
d_T , км	22	25	22	20	20	50	25	25	25
σ_ϕ	6.4	5.1	4.4	5.2	2.7	3.3	6.6	3.7	1.5
σ_n	0.3	1.0	1.9	0	0.8	0	1.6	0.7	1.2
σ_T	1.3	4.3	2.7	1.1	4.0	2.8	4.0	3.1	1.5
M , км	32 - 36	25 - 28	-	-	26 - 28	27 - 30	40 - 42	34 - 44	24 - 34

Примечание. Группы вулканов: Пар – Парамуширская, Мак – поперечная зона Макарushi, Чир – Чиринкотанская, Рас – Расшуа, Сим – Северо-Симуширская, Бро – поперечная зона Броутона, СИт – Северо-Итурупская, ЮИт – Южно-Итурупская, Кун – Кунаширская; L_1 – кратчайшее расстояние от глубоководного желоба до вулканического фронта; L_2 – то же, измеренное по направлению движения Тихоокеанской плиты; V – скорость движения Тихоокеанской плиты по [52]; α° – угол между направлением движения Тихоокеанской плиты и простираем Курильской дуги; β° – угол наклона сейсмофокальной плоскости в интервале глубин 10 - 250 км, по [25]; H_ϕ и H_T – интервалы глубин по сейсмофокальной плоскости во фронтальной и тыловой вулканических зонах соответственно (первые числа – глубины по линиям Ф-1 и Т-1, вторые – по линиям Ф-2 и Т-2, см. рис. 4); H_M – глубина до сейсмофокальной плоскости под максимально удаленными от вулканического фронта вулканами; t_ϕ и t_T – время прохождения участка Тихоокеанской плиты от начала субдукции до попадания его в зону магмообразования либо зону отделения летучих, участвующих в магмообразовании, во фронтальной и тыловой вулканических зонах соответственно; d – полная ширина вулканической дуги; d_ϕ , d_n , d_T – ширина фронтальной, промежуточной и тыловой вулканических зон соответственно; σ_ϕ , σ_n , σ_T – средняя площадная плотность для фронтальной, промежуточной и тыловой вулканических зон соответственно; M – мощность земной коры под вулканической дугой по [12].

“асейсмичные окна” [24]. Сравнение карты пространственного распределения вулканов (рис. 1) с картой распределения эпицентров землетрясений в пределах Курильской дуги [25, рис. 1] показывает, что наиболее протяженные авулканические участки в тылу о-вов Уруп и Парамушир являются наиболее сейсмоактивными.

Связь вещественного состава лав с глубиной до сейсмофокальной зоны в пределах Курильской дуги проанализирована в целом ряде публикаций [1, 2, 4, 7 и др.] и будет рассмотрена в следующем разделе.

Характер распределения теплового потока является одной из наиболее важных характеристик, так как дает информацию о вероятном (в рамках тех или иных моделей) распределении температур в коре и мантии и соответственно о вероятном расположении зон частичного плавления.

Область максимальных значений и максимальной контрастности теплового потока Курильской дуги примерно соответствует тыловой вулканической зоне, под которой отмечаются и максимальные расчетные глубинные температуры. На температурном разрезе через о-в Итуруп геозотерма 1200°C имеет 3 пика: главный из них, с высотой подъема до глубины 27 км ниже уровня моря, расположен под тыловой вулканической зоной, два других – с глубиной около 35 и 34 км соответственно под фронтальной вулканической зоной и под Курильской глубоководной котловиной [9, лист 17].

Вулканическая дуга в целом и отдельные ее участки, такие, как поперечные зоны Броутона, Маканруши, Симуширская, характеризуются положительными гравитационными аномалиями в свободном воздухе, хотя интенсивность их ниже, чем аномалий невулканической дуги, обусловленных тектоническими движениями [9]. Интенсивность аномалий в тыловой вулканической зоне ниже, чем во фронтальной, но это, по-видимому, обусловлено вкладом тектонических движений в нарушение изостатического равновесия, который больше на фронте дуги, чем в ее тылу. Тем не менее участки с большей площадной плотностью вулканических центров как на фронте дуги, так и в ее тыловой зоне характеризуются более высокими аномалиями в свободном воздухе по сравнению с участками с меньшей плотностью вулканических центров.

Аномальное магнитное поле вулканической дуги практически целиком определяется вулканическими постройками и в меньшей степени – погребенными магматическими телами. На общем отрицательном региональном фоне вулканические постройки выделяются локальными изометричными положительными и отрицательными аномалиями [19].

Основные геодинамические параметры Курильской вулканической дуги и сейсмофокального

слоя, основанные на модели субдукции, приведены в табл. 1 и на рис. 1. Параметры сейсмофокального слоя прямо или косвенно влияют на температуру, давление и состав плавящегося субстрата, количество и состав участвующих в плавлении летучих, условиях подъема и излияния магмы. К числу определяющих параметров относятся глубина до сейсмофокальной плоскости под фронтальной и тыловой вулканической зонами, расстояние от глубоководного желоба до вулканического фронта, скорость движения субдуцируемой плиты, угол между направлением поддвига и вулканическим фронтом, угол наклона сейсмофокальной плоскости, отождествляемый с углом поддвига.

Различия геодинамических параметров Северных и Южных Курил, по-видимому, определяются различием соотношений между направлением движения Тихоокеанской плиты и простиранием дуги. Для Северных Курил можно говорить о прямом подвиге Тихоокеанской плиты под Евразийскую, в то время как на Южных Курилах отмечается косой подвиг: угол между направлением движения Тихоокеанской плиты и вулканическим фронтом составляет здесь 45° - 50° (рис. 1). В соответствии с этим меняется характер регионального поля напряжений и ориентировка осей тензора напряжений относительно простирания дуги [31, рис. 16 - 18]. Особенно резко меняется поле напряжений в районе изгиба вулканического фронта, где преобладающими становятся области растяжения, в отличие от Северных и Южных Курил, где преобладают области сжатия. Отличаются Северные и Южные Курилы также характером смены тензора напряжений по направлению падения сейсмофокальной зоны: на Северных Курилах области близповерхностного сжатия сменяются областями растяжения на глубине около 100 - 120 км, в то время как на Южных Курилах такая смена происходит на глубине около 300 км. Резкий перепад глубин смены напряжений соответствует резкому изгибу вулканического фронта между островами Симушир и Уруп.

Скорость движения Тихоокеанской плиты, меняющаяся от 9 см/год на широте о-ва Парамушир до 10 см/год на широте о-ва Кунашир [52], и расстояния от желоба до вулканического фронта дают возможность подсчитать время взаимодействия участков Тихоокеанской плиты с Евразийской от начала субдукции до начала плавления под вулканическим фронтом. Для Северных Курил и поперечной зоны Броутона оно составляет около 2.4 млн. лет за исключением северного окончания Курильской дуги (Парамуширская группа вулканов), где это время увеличивается до 2.7 млн. лет, примерно соответствуя таковому для Южных Курил (табл. 1). Для тыловой вулканической зоны время взаимодействия плит увеличивается до 3.0 - 3.3 млн. лет в Северных Курилах и 3.6 - 3.8 млн. лет – в Южных Курилах.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Вопросы петрогеохимической, минеральной и изотопной зональности лав Курильской островной дуги и связь с глубиной до сейсмофокальной плоскости рассмотрены нами в предыдущих публикациях [4 - 8], а результаты конкретных анализов лав (от 220 до 1000 анализов по разным элементам) приведены в монографии, специально посвященной этому вопросу [19]. Здесь же кратко будут рассмотрены основные особенности петрогеохимической характеристики базальтов, важные для оценки моделей магмообразования.

Концентрации K, Rb, Ba, Sr, F, Be, Nb, Zr, U, Th, Ni, Cr и легких редкоземельных элементов увеличиваются, а концентрации Fe и V уменьшаются от фронта к тылу. Количественные различия средних концентраций этих элементов в базальтах фронтальной и тыловой зон, нормированные относительно MORB, приведены на рис. 3. Особенно заметны различия по элементам с крупными ионными радиусами (левая часть диаграммы), концентрации которых в базальтах тыловой зоны более чем в 2 раза превышают таковые во фронтальной зоне. Различия базальтов фронтальной и тыловой зон отчетливо проявлены по поведению РЗЭ, особенно по величине La/Yb. Субгоризонтальный (толеитовый) тренд распределения этой величины относительно SiO₂ [6, рис. 5] в лавах фронтальной зоны сменяется наклонным (известково-щелочным) трендом в аналогичных породах тыловой зоны. Характерно, что лавы промежуточной зоны ведут себя двояко: одни аналогичны лавам фронтальной, другие – тыловой зон.

Большой интерес представляют данные по пространственному распределению ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-отношения в лавах вулканов Курильской островной дуги. Здесь отчетливо проявлена поперечная и в меньшей степени – продольная зональность. По-

перечная зональность выражается в том, что низкие отношения изотопов Sr, близкие к мантийным меткам, характерны для тыловой зоны дуги, а более высокие – для фронтальной; продольная – в том, что минимальные значения этих же величин как во фронтальной, так и в тыловой зонах приурочены к Центральным Курилам и увеличиваются к флангам дуги [7]. Поперечная зональность проявляется и при совместном рассмотрении изотопов Sr и Nd. При этом лавы вулканов тыловой зоны попадают в поле мантийной корреляции, а фронтальной – отклоняются в сторону повышенных значений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd-отношений [4].

Различия в минеральном составе лав фронтальной и тыловой зон дуги также значительны. Лавы фронтальной зоны характеризуются двупироксеновыми ассоциациями фенокристаллов, тогда как сходные лавы тыловой зоны содержат амфибол и биотит. Кроме того, только в лавах тыловой зоны встречается шпинель и достаточно широко распространен акцессорный циркон. Имеются также отчетливые различия в химическом составе вкрапленников и микролитов плагиоклаза, оливина, пироксенов [8]. Наблюдающиеся различия в ассоциациях и составах минералов фронтальной и тыловой зон связаны, с одной стороны, с различиями в химическом составе расплавов, отражающими условия их образования, а с другой – с разными термодинамическими условиями их кристаллизации, в первую очередь, с различиями расплавов по фугитивности кислорода и содержанию в них растворенной воды.

В целом пространственно-структурные, петрогеохимические, минералогические и изотопные данные свидетельствуют о том, что в пределах Курильской островной дуги мы имеем дело с двумя вулканическими зонами – фронтальной и тыловой, которые являются поверхностным отражением двух зон магмообразования. Геохимические различия лав вулканического фронта и тыловых частей отмечаются практически для всех островных дуг [40]. Принципиальным и существенно новым в данном случае является то, что переход различий вещественного состава от фронта дуги к ее тыловой зоне является не постепенным, а резким, что позволяет говорить о двух обособленных зонах генерации магм. Это является ключевым моментом для решения проблемы магмообразования и позволяет провести приближенную количественную оценку возможных моделей генезиса магм.

СТРУКТУРА ПОЛЯ ТЕМПЕРАТУР И ОЦЕНКА ОБЪЕМА РАСПЛАВОВ

Распределение температур в зоне субдукции и вышележащем мантийном клине оказывает решающее влияние на местоположение участков дегидратации в пододвигаемой плите и областей частичного плавления под островной дугой. Термальная структура зависит от многочисленных

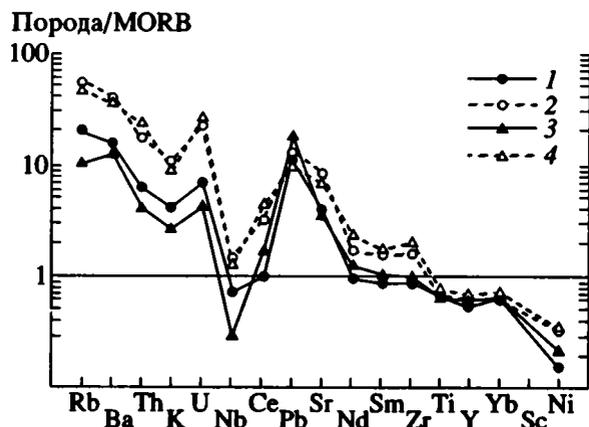


Рис. 3. Диаграмма концентраций редких элементов, нормированных по MORB.

1, 2 – Северные Курилы: 1 – фронтальная, 2 – тыловая зоны; 3, 4 – Южные Курилы: 3 – фронтальная, 4 – тыловая зоны.

факторов, в частности, от скорости и угла наклона зоны субдукции, ее зрелости, возраста поддвигаемой плиты, интенсивности процесса наведенной конвекции, гидратации и дегидратации водосодержащих минералов и др., и для ее расчета были предложены различные цифровые модели [33, 44 - 46, 59 - 61]. Следует отметить принципиальное сходство термальных структур, предложенных разными авторами, хотя и имеются различия в оценках абсолютных температур из-за сложности учета разных факторов, влияющих на температуру. Одним из таких факторов является теплота трения, однако ее влияние не столь велико, как считали некоторые исследователи [50], и ее учет дает повышение температуры зоны субдукции не более чем на 50°C [55].

Учитывая принципиальное сходство термальных структур зон субдукции, для оценки процессов гидратации, дегидратации и магнообразования под Курильской островной дугой мы выбрали модель [45], так как модельные расчеты по ней выполнены для разных дуг, в том числе и для Курильской дуги, что позволяет проводить сравнительный анализ процессов дегидратации и магнообразования для разных дуг. На рис. 4А дана структура поля температур вкост Курильской основной дуги по этой модели [45] и показано местоположение выделенных нами фронтальной и тыловой вулканических зон. В соответствии с этой термальной структурой на рис. 4Б в PT -координатах даны геотермы фронтальной и тыловой зон в вертикальных сечениях вдоль дуги, геотермы зоны поддвига, подошвы океанической коры и мантийного клина на расстоянии 5 и 10 км от зоны поддвига, а также по данным разных авторов – кривые сухого солидуса перидотита мантии, солидусов перидотита при избытке H_2O , CO_2 и при разных значениях величины $CO_2/(CO_2 + H_2O)$ и солидуса эклогита при избытке H_2O .

Геотерма зоны поддвига нигде не пересекается с кривой мокрого солидуса эклогита, т.е. плавление верхней части поддвигаемой плиты не происходит. Плавление же перидотита мантийного клина как под фронтальной, так и под тыловой зонами Курильской дуги возможно в довольно широкой области как при избытке H_2O , так и при разных ее соотношениях с CO_2 . В тыловой зоне дуги возможно даже плавление перидотита мантийного клина при избытке CO_2 почти без H_2O . На рис. 4А показана вся область возможного магнообразования при избытке H_2O с температурой выше 1000°C, но так как источником флюида служит поддвигаемая плита, то наиболее вероятно, что магнообразование происходит в нижней части мантийного клина, а в верхней части мантийный клин является почти сухим.

Рассмотренная структура поля температур и местоположение в ней фронтальной и тыловой вулканических зон позволяют дать оценку количества материала, принимающего участие в ма-

гнообразовании в соответствии с разными моделями и сценариями и сравнить его с количеством извергающегося на поверхность вулканического материала. По подсчетам И.И. Гущенко [29] все вулканы Курило-Камчатской островной системы извергают лав в среднем 0.09 км³/год или 43.5 км³ на 1 км длины дуги в 1 млн. лет. Это немного больше, чем в среднем для островных дуг. Если же мы будем исходить из того, что в островных дугах, так же, как и в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, не более 20% расплава извергается на поверхность, а остальная часть его застывает на глубине [37, 43], то для излияния на поверхность такого объема лав требуется не менее 220 км³ расплава на 1 км длины дуги в 1 млн. лет. Если исходить из модели плавления кварцевого эклогита верхней части поддвигаемой плиты [50], то для образования такого количества магмы при скорости поддвига 9.5 см/год [52] требуется полностью расплавлять слой мощностью более 2.3 км. Для этого нужны значительно более высокие температуры, чем те, которые возможны в зоне поддвига (рис. 4). Это является дополнительным свидетельством невозможности плавления верхней части поддвигаемой плиты.

Расчет объема материала мантийного клина, который может принять участие в магнообразовании при практически неконвектируемом мантийном клине, рассчитывается по формуле:

$$V = 1/2(H_f + H_b)DL,$$

где H_f и H_b – мощность (толщина) мантийного клина под вулканическим фронтом и под наиболее удаленными от фронта вулканами соответственно, D – ширина вулканической дуги и L – ее длина. Для Курильской островной дуги $H_f \approx 30$ км, $H_b \approx 160$ км, $D = 95$ км для Северных Курил и 115 км для Южных Курил, максимальный объем участвующего в магнообразовании мантийного материала на 1 км длины дуги ($L = 1$ км) около 9 тыс. км³ для Северных и 10 тыс. км³ для Южных Курил. Если же считать, что магнообразование сконцентрировано в основном в пределах нижних наиболее обводненных частей мантийного клина под фронтальной и тыловой зонами дуги, то в процесс магнообразования может быть вовлечено не более 3 - 4 тыс. км³. При 10% парциального плавления это даст 300 - 400 км³ расплава, из которых на поверхность может излиться не более 20%, т.е. не более 60 - 80 км³. Вулканы же Курило-Камчатской дуги, как мы видели выше, изливают более 40 км³/км в 1 млн. лет. Из этого сопоставления нетрудно увидеть, что через 1.5 - 2 млн. лет мантия будет практически полностью истощена слабо мобильными элементами с высокочargedными ионами (Nb, Ta, Ti, Zr), которые почти не поступают с флюидами из поддвигаемой плиты [51]. При этом в лавах островных дуг должна была бы отмечаться эволюционная направленность в сторону постепенного истощения этими элементами, что не характерно ни для одной островной дуги.

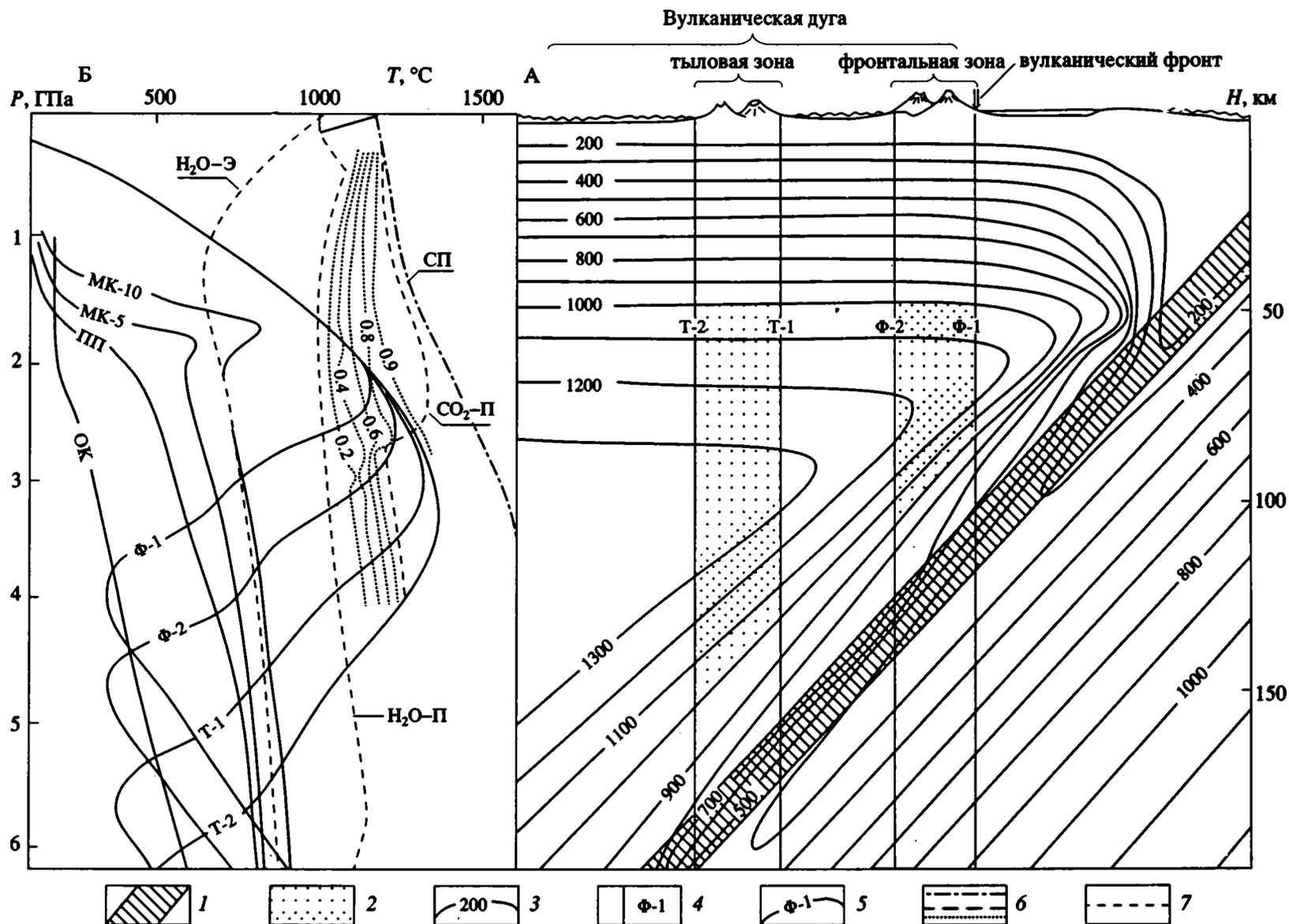


Рис. 4. Структура поля температур (А) по [45] и P - T условия магмообразования (Б) в зоне субдукции Курильской островной дуги.

А: 1 – океаническая кора; 2 – возможные участки плавления под фронтальной и тыловой зонами; 3 – геозотермы по [45]; 4 – проекции продольных плоскостей, ограничивающих фронтальную Ф-1 и Ф-2 и тыловую Т-1 и Т-2 вулканические зоны, на разрез вкрест дуги. Б: 5 – геотермы по плоскостям Ф-1, Ф-2, Т-1 и Т-2, по плоскости поддвига (ПП), в мантийном клине на расстоянии 5 и 10 км от плоскости поддвига (МК-5 и МК-10) и по подошве океанической коры (ОК); 6 – солидусы: СП – сухого перидотита, H_2O -П – перидотита при избытке воды, CO_2 -П – перидотита при избытке CO_2 , а также при разных отношениях $CO_2/(CO_2 + H_2O)$ – показаны цифрами на точечных изолиниях по [17, 28]; 7 – H_2O -Э – солидус кварцевого эклотита при избытке H_2O по [49].

Таким образом, количественный подсчет объема мантийных выплавов показывает, что модели, которые в своей основе прямо или косвенно предусматривают плавление в мантийном клине без конвекции, маловероятны. При выборе наиболее вероятной модели магмообразования мы должны ориентироваться на те из них, которые предусматривают конвекцию в мантийном клине. В этом случае в магмообразовании может участвовать весь объем мантийного клина вплоть до зоны растяжения в тылу островной дуги, которая маркируется Курильской глубоководной котловиной. Средний объем мантийного клина на 1 км длины Курильской дуги составит при этом более 35 - 40 тыс. км³, что вполне достаточно для магмообразования в течение более 100 млн. лет. К тому же в случае конвекции мантийный клин не является закрытой системой и возможна постоянная подпитка свежим материалом при конвективном подъеме в тылу дуги [51].

Дальнейший выбор моделей должен строиться с учетом местоположения участков отделения летучих компонентов в соответствии с выбранной структурой поля температур и их соотношения с пространственным распределением фронтальной и тыловой вулканических зон Курильской дуги.

РОЛЬ ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ ПРИ МАГМООБРАЗОВАНИИ

Ключевая роль флюидов в магмообразовании и эволюции вулканических пород островных дуг признается большинством исследователей [10, 38, 40 - 42]. Как видно из рис. 4Б, частичное плавление в мантийном клине под Курильской дугой возможно под воздействием H₂O- или H₂O/CO₂-флюида. В последнее время проблема влияния на магмообразование отделяющихся от пододвигаемых литосферных плит летучих компонентов довольно подробно рассмотрена в ряде публикаций [39, 55 - 58]. Тем не менее многие аспекты этой проблемы все еще остаются неясными или обсужденными на качественном уровне. Это связано с взаимной обусловленностью многих факторов, влияющих на состав и поведение летучих и соответственно на местоположение зон магмообразования, состав плавящегося субстрата и состав отделяющегося расплава. Главными из этих факторов являются *PT*-условия устойчивости водосодержащих и карбонатных минералов, структура поля температур в зоне поддвига, а также структура поля концентраций флюида.

Основным источником воды на глубинах магмообразования является дегидратация водосодержащих минералов из субдуцированной океанической плиты, так как поровая вода сбрасывается на глубинах 40 км и формирующийся за счет этого CH₄/H₂O-флюид не достигает мантийного клина, а поступает в аккреционную призму [55]. Относительно путей поступления воды в мантийный

клин существуют разные точки зрения. Первая из них предполагает миграцию водного флюида непосредственно из пододвигаемой плиты в область частичного плавления в мантийном клине [6, 20, 40]. По второй точке зрения процесс миграции воды более сложный. В частности, И. Татсуми [56], сравнивая геотермы зоны субдукции по моделям [45, 60] с кривыми устойчивости водосодержащих минералов, пришел к выводу, что пододвигаемая плита дегидратируется еще в преддуговой области и непосредственно под вулканическим фронтом должна быть уже сухой. Высвобождаемая при этом вода, мигрируя вверх в преддуговую часть мантийного клина, вызывает гидратацию перидотита его основания при сравнительно низких температурах с образованием комплекса водосодержащих минералов – серпентина, амфибола, хлорита, талька и флогопита. Гидратированный перидотит из преддуговой области перемещается вниз вместе с пододвигаемой плитой и подвергается последующей дегидратации. Из указанных выше водосодержащих минералов дегидратация серпентина и талька происходит еще в преддуговой области мантийного клина в интервале температур 600 - 700°C, дегидратация же амфибола и хлорита является источником воды для плавления мантийного клина под вулканическим фронтом, а дегидратация флогопита – под тыловой частью островной дуги [56].

Рассмотрим условия отделения водного флюида под Курильской дугой, основываясь на рассмотренной выше структуре поля температур, по той же модели [45], что и у И. Татсуми [56]. На рис. 5 даны геотермы некоторых характерных границ в пределах пододвигаемой литосферной плиты и мантийного клина, а также кривые устойчивости водосодержащих минералов по экспериментальным данным разных авторов. Кроме того, показано местоположение фронтальной и тыловой зон Курильской островной дуги. Использование наряду с геотермой плоскости поддвига геотерм слоев океанической коры, а также геотерм мантийного клина на расстоянии 5 и 10 км от плоскости поддвига позволяет, на наш взгляд, более обоснованно, чем это сделано ранее [36, 55 - 58], рассмотреть условия дегидратации отдельных слоев в зоне субдукции. Наиболее показательна кривая устойчивости серпентина – основного водосодержащего минерала водосодержащего перидотита, в котором содержится около 13 вес. % H₂O. Как видно на рис. 5 и справедливо отмечено И. Татсуми [56], она пересекает геотерму плоскости поддвига еще до вулканического фронта, т.е. в преддуговой плоскости. Однако в пододвигаемой плите кровля серпентинового слоя (слой 3В океанической коры) расположена примерно на 6 км глубже, за счет чего кривая устойчивости серпентина пересекает геотермы подошвы и кровли серпентинового слоя прямо под тыловой зоной дуги. Под тыловой зоной дегидратируется также тальк

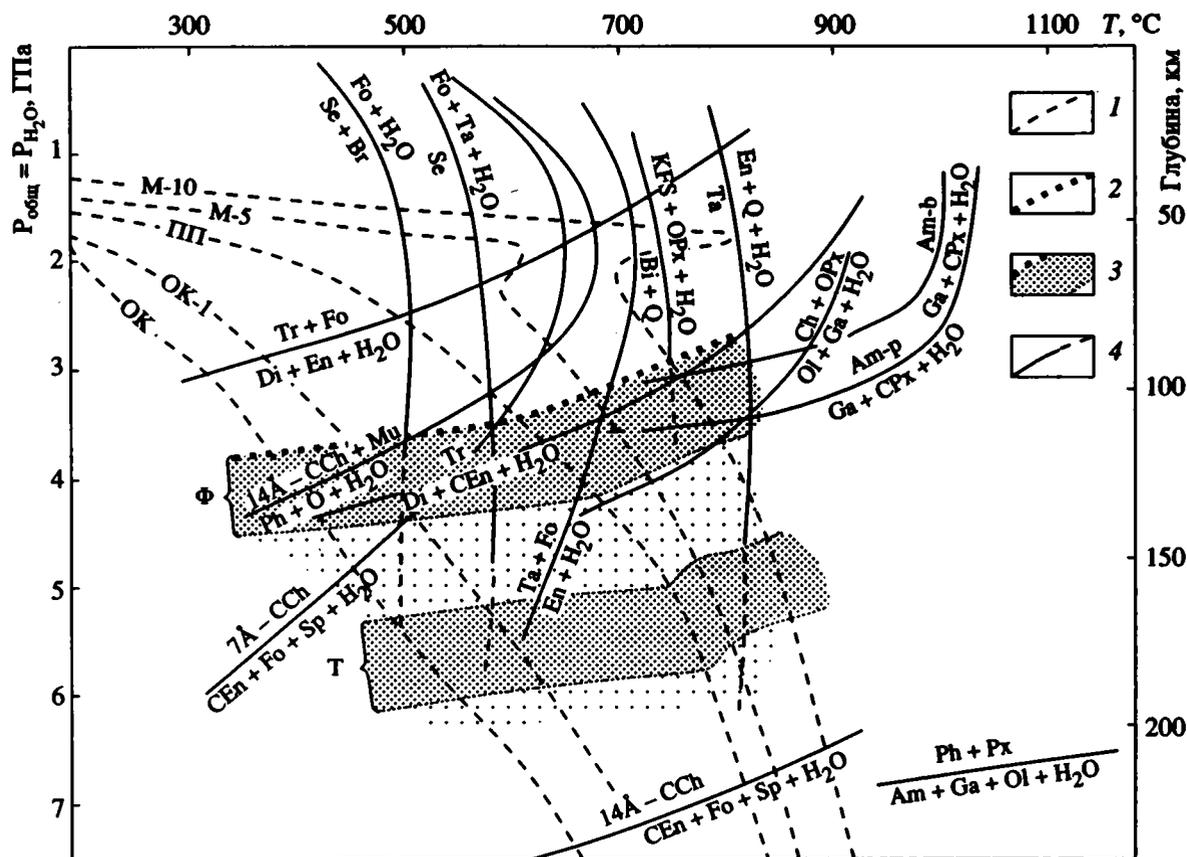


Рис. 5. *PT*-условия устойчивости водосодержащих минералов в зоне субдукции Курильской островной дуги.

1 – геотермы: ПП – плоскости поддвига, МК-5 и МК-10 – мантийного клина в 5 и 10 км от плоскости поддвига, ОК – подошвы океанической коры, ОК-1 – кровли серпентинового слоя; 2 – вулканический фронт (см. рис. 1 и 4); 3 – вулканические зоны: Ф – фронтальная, Т – тыловая, крупными точками показана линия вулканического фронта; 4 – кривые устойчивости водосодержащих минералов: серпентина, серпентина + брусита, талька и талька + форстерита по [47], 14А – клинохлора, 14А – клинохлора + мусковита и тремолита + форстерита по [36], тремолита по [55], остальные заимствованы у [57]. Символы минералов: Ам-б – амфибол в базальте, Ам-р – амфибол в перидотите, Ви – биотит, Вг – брусит, ССч – клинохлор, СЕн – клиноэнстатит, Сч – хлорит, СРх – клинопироксен, Ди – диопсид, Эн – энстатит, Fo – форстерит, Ga – гранат, KFS – К-полевоый шпат, Му – мусковит, Ол – оливин, ОРх – ортопироксен, Ph – флогопит, Pх – пироксен, Q – кварц, коэсит, Se – серпентин, Sp – шпинель, Та – тальк, Тг – тремолит.

в ассоциации с форстеритом. Флогопит и 14А-клинохлор могут быть источником H₂O глубже тыловой вулканической зоны, т.е. на еще большем удалении от фронта дуги.

Из анализа рис. 5 видно, что под Курильской дугой имеются два уровня отделения H₂O: основные водосодержащие минералы океанической коры до кровли серпентинового слоя дегидратируются под фронтальной зоной или непосредственно перед вулканическим фронтом, а серпентиновый слой – под тыловой зоной. В промежуточной же зоне нет источников H₂O – кривые дегидратации серпентина и талька + форстерита пересекают ее в области, соответствующей 2-3А слоям океанической коры, для которых эти минералы не характерны. Серпентин в ассоциации с бруситом также не может быть источником H₂O, так как не встречается в породах основного и ультраосновного составов при давлениях, характерных для верхней мантии [58, 62].

Наряду с этим не исключается и сценарий, когда вода, отделяющаяся от поддвигаемой плиты в преддуговой области, гидратирует основание мантийного клина, увлекаемое вниз вместе с поддвигаемой плитой [50]. Последующая дегидратация амфибола и талька в ассоциации с форстеритом из основания мантийного клина может быть дополнительным источником воды под фронтальной зоной, а оставшегося талька – под тыловой зоной.

Для других островных дуг при более горячей или при более холодной зонах субдукции принципиальная картина отделения H₂O от поддвигаемой плиты не изменится. Однако сдвиг системы геотерм океанической коры и подошвы мантийного клина влево – при холодной или вправо – при горячей зонах субдукции приведет к изменению местоположения вулканического фронта, а также фронтальной и тыловой вулканических зон. При соответствующем наложении участков

дегидратации минералов возможно совмещение фронтальной и тыловой зон, как, например, в случае Марианской островной дуги.

Принципиально важной для магнообразования представляется оценка количества летучих, которые могут принять участие в магнообразовании в сравнении с их количеством, содержащимся в островодужных магмах. Такой расчет, приведенный для всех островных дуг [55], показал, что количество H_2O , субдуцированное вместе с океанической литосферой в области магнообразования, более чем в 6 раз, а количество CO_2 более чем в 30 раз превышает их содержание в островодужных магмах. При этом следует учитывать, что не все летучие расходуются на магнообразование и не вся вода, а тем более CO_2 , растворяются в островодужных магмах.

Для того чтобы оценить возможную роль H_2O и CO_2 в формировании фронтальной и тыловой зон и специфики химических составов их лав, нами проведен аналогичный расчет для Курильской островной дуги на 1 км ее длины (табл. 2). Для оценки объема мы использовали геодинамические параметры (см. табл. 1), средние мощности осадков Тихоокеанской плиты перед Курило-Камчатским глубоководным желобом (350 - 450 м) [15, 34], мощности второго и третьего слоев молодой океанической коры Восточно-Тихоокеанского поднятия [37, 43]. Принято во внимание также наращивание слоя 3 снизу за счет серпентинизации перидотитов [14, 23, 54]. Особенно интенсивная серпентинизация происходит в районе краевого вала в результате изгиба и растрескивания плиты перед субдукцией [16]. Исходя из этого за мощность слоя серпентинизированных перидотитов (3В) принята нами разность между полной мощностью коры на океанском склоне глубоководного желоба - 11 км [9, 13] и мощностью молодой океанической коры вместе с осадками. Плотности слоев океанической коры и островодужной магмы, а также концентрации содержащихся в них летучих, за исключением серпентинизированных

перидотитов, взяты нами у С.М. Пикока [55]. Содержание летучих компонентов в серпентинизированных ультраосновных породах Курило-Камчатской дуги варьируют в широких пределах в зависимости от степени вторичных изменений. По данным А.В. Колоскова (устное сообщение), содержание кристаллизационной воды в них достигает 15%, а CO_2 - 0.7 - 0.8%. Для расчета мы взяли заведомо низкие концентрации ($H_2O = 3.0$ и $CO_2 = 0.2\%$), характерные для частично измененных пород с плотностью около 3 г/см³.

В целом в зоне субдукции Курильской островной дуги высвобождается воды ~ в 10 раз больше, а CO_2 ~ в 50 раз больше, чем задерживается в островодужных магмах. Анализ табл. 2 и рис. 5 показывает, что основным поставщиком H_2O в область магнообразования фронтальной зоны являются слои 1 - 3А океанической коры, а тыловой - серпентинизированный перидотит (слой 3В). Количество воды, выделяющееся при дегидратации слоя 3В, почти в два раза больше, чем при дегидратации остальных слоев океанической коры. Если вся вода непосредственно поступает в вышележащий мантийный клин и расходуется на магнообразование, то степень частичного плавления в тыловой части дуги при более высокой температуре мантийного клина должна быть выше, а содержания несовместимых элементов в расплаве соответственно ниже, чем на фронте дуги. В действительности мы наблюдаем противоположную картину.

Таким образом, используя только количество H_2O , отделяющееся от пододвигаемой плиты, невозможно объяснить объемы выплавки фронтальной и тыловой зон и их геохимическую специфику. Вероятно, качественный состав флюида играет заметную роль. Помимо H_2O , существенная роль во флюиде принадлежит CO_2 [17, 28, 38, 39, 55]. Присутствие CO_2 заметно повышает температуру солидуса [17, 28] и изменяет состав формирующегося при этом расплава. При плавлении перидотита в присутствии богатого H_2O флюида образуются кварцнормативные толеитовые расплавы,

Таблица 2. Оценка количества летучих компонентов в зоне субдукции Курильской островной дуги на 1 км ее длины

Вместилище летучих	Мощность слоя, м	Объем, м ³ /км год	Плотность, г/см ³	Концентрация летучих, вес. %		Масса летучих, кг/км год	
				H ₂ O	CO ₂	H ₂ O	CO ₂
Океаническая кора							
Слой 1 (осадки)	400	3.8×10^4	2.5	5	12	4.7×10^6	11.4×10^6
Слой 2 (базальт)	1700	16×10^4	3.0	2	0.1	9.6×10^6	0.5×10^6
Слой 3А (габбро)	4500	43×10^4	3.0	1	0.1	12.9×10^6	1.3×10^6
Слой 3В (серпентинизированный перидотит)	4500	43×10^4	3.0	3	0.2	39.0×10^6	2.6×10^6
Всего субдуцировано						6.6×10^7	1.6×10^7
Островодужная магма	-	22×10^4	2.7	1	0.05	6.0×10^6	3.0×10^5

а в присутствии богатого CO_2 флюида существенно возрастает щелочность расплавов [38, 39, 48]. Исходя из этого можно предположить, что обогащенные щелочами породы, характерные для тыловой зоны Курильской островной дуги, образовались под воздействием флюида, более богатого CO_2 , чем аналогичные породы фронтальной части дуги.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наличие в пределах Курильской островной дуги двух вулканических зон – фронтальной и тыловой, характеризующихся отчетливо выраженной петрогеохимической, минералогической и изотопной спецификой и проявляющихся в геофизических полях, является принципиальным положением, позволяющим говорить о двух зонах генерации магмы, и ключевым – для проверки моделей магмообразования. Эти данные, а также количественная оценка объемов вещества, которое может принять участие в магмообразовании с учетом реальности процесса субдукции, вместе с оценкой количества летучих, отделяющихся от пододвигаемой плиты, приводят к следующим выводам.

1. Островодужные магмы вряд ли могут образовываться за счет прямого плавления пододвигаемой плиты. Вероятнее всего, они образуются за счет частичного плавления перидотита мантийного клина под воздействием летучих, отделяющихся от пододвигаемой плиты.

2. Две зоны магмообразования в пределах Курильской островной дуги обусловлены двумя основными уровнями отделения летучих под фронтальной и тыловой зонами соответственно. Под промежуточной зоной между ними нет возможных источников H_2O . Для других островных дуг, например, Марианской, возможно наложение двух уровней отделения летучих и как следствие – отсутствие четкого деления на фронтальную и тыловую зоны.

3. Мантийный клин должен обязательно испытывать конвекцию, так как в противном случае произойдет почти полное истощение слабо мобильных элементами (Nb, Ta, Ti, Zr, Yb), не приносимыми в область магмообразования флюидами из пододвигаемой плиты, за 1.5 - 2 млн. лет. Характерное же время проявления вулканизма островных дуг – несколько десятков млн. лет. При этом в лавах островных дуг должна была бы проявляться эволюционная направленность по истощению этими элементами во времени, что не отмечено ни для одной островной дуги.

Наряду с рассмотренными вопросами большой интерес представляет природа геохимических различий фронтальной и тыловой вулканических зон. Анализ соотношений между мобильными элементами, приносимыми в область магмообразования из пододвигаемой плиты, и слабо мобильными элементами в лавах фронтальной

и тыловой зон Курильской дуги будет посвящена отдельная публикация.

Работа выполнена по проекту “Глубинные геосферы”, руководитель проекта академик Ю.М. Пушаровский.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдурахманов А.И., Ким Чун Ун, Пискунов Б.Н., Федорченко В.И. Соотношение содержаний оксидов кальция и некоторых других литофильных элементов в лавах вулканов Курильских островов с глубиной до сейсмофокальной зоны // Древние сейсмофокальные зоны. Владивосток: Ин-т тектоники и геофизики, 1981. С. 55 - 77.
2. Абдурахманов А.И., Родионова Р.И., Федорченко В.И. Геохимическая зональность четвертичных вулканических Курильской островной дуги и некоторые вопросы петрологии // Океанический магматизм – эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986. С. 169 - 184.
3. Авдейко Г.П. Закономерности распределения вулканов Курильской островной дуги // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. № 5. С. 1196 - 1200.
4. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Вольнец О.Н., Гладков Н.Г., Журавлев Д.З., Цветков А.А., Чернышов И.В. Вариации вещественного состава и изотопных отношений стронция и неодима в четвертичных лавах Курильской островной дуги и их петрогенетическое значение // Океанический магматизм: эволюция, геологические корреляции. М.: Наука, 1986. С. 153 - 169.
5. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Вольнец О.Н., Гладков Н.Г., Марков И.А., Цветков А.А. Геохимическая зональность четвертичных лав Курильской островной дуги // Докл. АН СССР. 1985. Т. 282. № 4. С. 958 - 961.
6. Авдейко Г.П., Вольнец О.Н., Антонов А.Ю. Вулканизм Курильской островной дуги: структурно-петрологические аспекты и проблема магмообразования // Вулканология и сейсмология. 1989. № 5. С. 3 - 15.
7. Вольнец О.Н., Авдейко Г.П., Виноградов В.И., Григорьев В.С. Изотопная зональность в четвертичных лавах Курильской островной дуги // Тихоокеанская геология. 1988. № 1. С. 19 - 27.
8. Вольнец О.Н., Авдейко Г.П., Цветков А.А., Антонов А.Ю., Филозофова Т.М., Марков И.А. Минералогическая зональность четвертичных лав Курильской островной дуги: ассоциации минералов, вариации состава, условия кристаллизации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 1. С. 29 - 44.
9. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / Под ред. Сергеева К.Ф., Красного М.Л. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 листов.
10. Грин Д. Магматическая активность как основной процесс химической эволюции земной коры и верхней мантии // Верхняя мантия. М.: Мир, 1975. С. 25 - 44.
11. Заварицкий А.Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 2. С. 3 - 11.

12. *Злобин Т.К.* Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмологическим данным). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 150 с.
13. *Злобин Т.К., Злобина Л.М.* Строение земной коры Курильской островной системы // Тихоокеанская геология. 1991. № 6. С. 24 - 35.
14. История океанических бассейнов // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 9 - 26.
15. *Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974. 460 с.
16. *Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
17. *Майсен Б., Беттчер А.* Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 123 с.
18. *Пискунов Б.Н.* Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 238 с.
19. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Пушаровский Ю.М. М.: Наука, 1993. 528 с.
20. *Пополитов Э.И., Вольнец О.Н.* Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 183 с.
21. *Сергеев К.Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 238 с.
22. *Симбирева И.Г., Федотов С.А., Феофилактов В.Д.* Неоднородность поля напряжений Курило-Камчатской дуги по сейсмологическим данным // Геология и геофизика. 1976. № 1. С. 70 - 86.
23. *Сорохтин О.Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
24. *Тараканов Р.З.* О возможной роли сейсмофокальных зон в формировании и развитии структур островной дуги // Строение сейсмофокальных зон / Отв. ред. Пушаровский Ю.М. М.: Наука, 1987. С. 11 - 26.
25. *Тараканов Р.З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р.И.* Закономерности пространственного распределения гипоцентров Курило-Камчатского и Японского регионов и их связь с особенностями геофизических полей // Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977. С. 67 - 77.
26. *Токарев П.И.* О связи вулканической и сейсмической активности в Курило-Камчатской зоне // Тр. Лаборатории вулканологии АН СССР. 1959. Вып. 17. С. 156 - 182.
27. *Токарев П.И.* О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны // Физика Земли. 1970. № 3. С. 15 - 30.
28. *Уилли Р.Дж.* Петрогенезис и физика Земли // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 468 - 503.
29. *Федотов С.А., Иванов Б.В., Гущенко И.И., Двигало В.Н., Жаринов Н.А., Хренов А.П., Чирков А.М.* Вулканическая деятельность в Курило-Камчатской зоне в 1980 - 1984 гг. // Вулканология и сейсмология. 1986. № 2. С. 3 - 20.
30. *Цветков А.А., Вольнец О.Н., Моррис Дж., Тера Ф., Райан Дж.* Проблема субдукции осадков в свете данных по геохимии бериллия и бора в магматических породах зоны перехода океан-континент // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 11. С. 3 - 25.
31. *Шарапов В.Н., Симбирева И.Г., Бондаренко П.М.* Структура и геодинамика сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона. Новосибирск: Наука, 1984. 199 с.
32. *Allegre C.J.* Mantle Cycling: Process and time Scale // Crust / Mantle Recycling at Convergence Zones. Dordrecht: Kluwer Acad. Pub., 1989. P. 1 - 14.
33. *Anderson R.N., DeLong S.E., Schwarz W.M.* Geophysical and petrochemical constraints at convergent plate boundaries. II. A thermal model for subduction with dehydration in the downgoing slab // J. Geol. 1978. V. 86. № 6. P. 731 - 739.
34. *Creager J.S., Scholl D.W. et al.* Initial Reports of Deep Sea Drilling Project. V. 19. Washington: U.S. Government Printing Office, 1973. 913 p.
35. Crust/mantle recycling at convergence zones / Eds. Hart S.R., Gülen L. Dordrecht: Kluwer Acad. Pub., 1989. 279 p.
36. *Delany Y.M., Helgeson H.C.* Calculation of the thermodynamic consequences of hydration of subduction oceanic crust to 100 kbar at 800°C // Amer. J. Sci. 1978. V. 278. № 5. P. 638 - 686.
37. *Detrick R.S., Buhl P., Vera E., Mitter J., Orcutt J., Madsen J., Brocher T.* Multi-channel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise // Nature. 1987. V. 326. P. 35 - 42.
38. *Eggler D.H.* Effect of CO₂ on the melting of peridotite // Carnegie Institution of Washington Yearbook. 1974. V. 73. P. 215 - 224.
39. *Eggler D.H.* Influence of H₂O and CO₂ on melt and fluid chemistry in subduction zones // Crust/Mantle recycling at convergence zones. Dordrecht: Kluwer Acad. Pub., 1989. P. 97 - 104.
40. *Gill J.B.* Orogenic andesites and plate tectonics. New-York: Springer-Verlag, 1981. 390 p.
41. *Green T.H.* Island arc and continental-building magmatism - a review of petrogenic models based on experimental petrology and geochemistry // Tectonophysics. 1980. V. 63. № 4. P. 367 - 385.
42. *Green T.H., Ringwood A.E.* Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite // Contr. Mineral. Petrol. 1968. V. 18. № 2. P. 105 - 162.
43. *Harding A.J., Orcutt J.A., Kappus M.E., Vera E.B., Mutter J.C., Buhl P., Detrick R.S., Brocher T.M.* Structure of young oceanic crust at 13°N on the East Pacific Rise from expanding spread profiles // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. № B9. P. 12163 - 12196.
44. *Hasebe K., Fujii N., Uyeda S.* Thermal processes under island arcs // Tectonophysics. 1970. V. 10. № 1 - 3. P. 335 - 355.
45. *Honda S., Uyeda S.* Thermal process in subduction zones - a review and preliminary on the origin of arc volcanism // Arc volcanism: physics and tectonics. Tokyo: TERRAPUB, 1983. P. 117 - 140.
46. *Hsui A.T., Toksoz M.N.* The evolution of thermal structure beneath a subduction zone // Tectonophysics. 1979. V. 60. № 1. P. 43 - 60.

47. *Kitahara S.S., Takenouchi S., Kennedy G.C.* Phase relations in the system $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ at high temperatures and pressures // *Am. J. Sci.* 1966. V. 264. № 2. P. 223 - 233.
48. *Kushiro I.* On the nature of silicate melt and its significance in magma genesis: regularities in the shift of the liquids boundaries involving olivine, pyroxene and silica minerals // *Am. J. Sci.* 1975. V. 275. № 4. P. 411 - 431.
49. *Lambert I.B., Wyllie P.J.* Melting of gabbro (quartz eclogite) with excess water to 35 kilobars, with geological applications // *J. Geol.* 1972. V. 80. № 6. P. 693 - 708.
50. *Marsh B.D., Carmichael I.S.E.* Benioff zone magmatism // *J. Geophys. Res.* 1974. V. 79. № 8. P. 1196 - 1206.
51. *McCulloch M.T., Gamble J.A.* Geochemical and geodynamical constraints of subduction zone magmatism // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 102. № 3/4. P. 358 - 374.
52. *Minster J.B., Jordan T.H.* Present-day plate motions // *J. Geophys. Res.* 1978. V. 83. B11. P. 5331 - 5354.
53. *Morris J., Leeman W.P., Tera F.* The subducted component in island arc lavas: Constraints from Be isotopes and B-Be systematics // *Nature.* 1990. V. 344. P. 31 - 36.
54. *Osmaston M.F.* Genesis of ocean ridge median valleys // *Tectonophysics.* 1971. V. 11. № 3. P. 387 - 405.
55. *Peacock S.M.* Fluid process in subduction zones // *Science.* 1990. V. 248. № 4953. P. 329 - 337.
56. *Tatsumi Y.* Migration of fluid phases and genesis of basaltic magmas in subduction zones // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. № B4. P. 4697 - 4707.
57. *Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W.* Chemical characteristics of the fluid phase released from a subducted lithosphere and the origin of arc magmas: evidence from high pressure experiments and natural rocks // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1986. V. 29. № 1 - 4. P. 293 - 309.
58. *Thompson A.B.* Water in the Earth's upper mantle // *Nature.* 1992. V. 358. P. 295 - 302.
59. *Toksöz M.N., Hsui A.T.* A review of the thermal-mechanical structures at convergent plate boundaries and their implications for crust/mantle recycling // *Crust/mantle recycling at convergence zones.* Dordrecht: Kluwer Acad. Pub., 1989. P. 75 - 80.
60. *Toksöz M.N., Minear J.W., Julian B.R.* Temperature field and geophysical effect of a downgoing slab // *J. Geophys. Res.* 1971. V. 76. № 5. P. 1113 - 1138.
61. *Van den Beukel J., Wortel R.* Temperature and shear stresses in the upper part of subduction zone // *Geophys. Res. Lett.* 1987. V. 14. P. 1057 - 1060.
62. *Yamamoto K., Akimoto S.* The system $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ at high pressures and temperatures - stability field for hydroxyl - chondrodite, hydroxyl - clinohumite and 10 Å-phase // *Am. J. Sci.* 1977. V. 277. № 3. P. 288 - 312.

Рецензент: В.И. Коваленко

Geodynamics of Kuril Island-Arc Volcanism and Evaluation of Magmaformation Models

G. P. Avdeiko

The paper discusses spatial and structural patterns of Quaternary land and submarine volcanoes of the Kuril island arc and their relation to geophysical fields and parameters of the subduction zone. A comparison between these data, and the structure of the field of temperatures and limits to the equilibrium of hydrous minerals showed that two volcanic zones (front and rear) parallel to the Kuril-Kamchatka deep-water trench are due to two levels of volatile separation from the subducting slab and hence two zones of melting. Estimates of H_2O and CO_2 masses and the volumes of peridotite in the mantle wedge that could participate in the processes are key to the evaluation of probable models and scenarios of magma formation.

УДК 551.243(477)

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ КРИВОРОЖСКОГО РУДНОГО РАЙОНА КАК ЗОНЫ ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА

© 1994 г. А. В. Плотников

Криворожский горнорудный институт, г. Кривой Рог

Поступила в редакцию 17.02.92 г.

На материалах, полученных при геолого-структурном картировании и тектонофизических исследованиях месторождений Криворожского рудного района, показаны особенности его структуры и развития, которые во многом определялись Криворожско-Кременчугским глубинным разломом. Рассмотрено внутреннее строение глубинного разлома, выделены системы разрывных нарушений в его зоне, показано их влияние на структуры рудных полей и месторождений. Выявлены характеристики нескольких разновозрастных полей напряжений. Установлена взаимосвязь дислокационной истории и истории метаморфических преобразований.

Криворожско-Кременчугский рудный пояс пересекает Украинский щит в субмеридиональном направлении и прослеживается в виде магнитных аномалий на юге в Причерноморской, а на севере в Днепровско-Донецкой впадинах и Воронежском кристаллическом массиве (рис. 1А) [2, 17]. В пределах этого рудного пояса находятся крупнейшие железорудные месторождения, геология которых отражена во многих работах. Однако проблема структурообразования пояса остается дискуссионной. Существуют разные концепции, объясняющие эволюцию его структуры с позиций учения о геосинклиналях [2, 13, 26], рифтогенных зонах [15, 20], краевых прогибах [7, 14]. В последнее время в литературе широко обсуждается развитие Криворожского рудного района с позиций теории литосферных плит [4, 10, 11].

Несмотря на различие представлений о структурообразовании Криворожского рудного района, все исследователи связывают его эволюцию с глубинным разломом. Вместе с тем внутреннее строение и развитие этого разлома остаются пока еще слабо изученными. Одни авторы понимают под Криворожско-Кременчугским глубинным разломом одну структурную линию [3, 13, 17, 26], называемую в Криворожском бассейне Западным разломом, с мощностью в первые сотни метров. Доказательствами его глубинности считаются значительная протяженность (более 1000 км), большая глубина заложения (разлом достигает поверхности Мохоровичича), длительность развития от архея до наших дней, резкое различие структурно-фациальных особенностей разрезов во внутренней и внешней частях раннепротерозойского краевого прогиба.

Иное понимание Криворожско-Кременчугского глубинного разлома было предложено М.И. Черновским [12, 28]. По его данным, основ-

ные разрывные нарушения Криворожского бассейна: Саксаганский и Тарапакровский разломы, а также оперяющие их разрывы более высоких порядков, проявляют тенденцию к веерообразному слиянию на глубине с Западным разломом. Это позволяет предполагать единую иерархическую систему разрывных нарушений шириной до 10 км, которая и является собственно Криворожско-Кременчугским глубинным разломом. При такой трактовке данного разлома выясняются многие вопросы строения и развития Криворожского рудного района, поскольку весь Криворожско-Кременчугский рудный пояс находится в его зоне. Поэтому важно изучить внутреннее строение и развитие Криворожско-Кременчугского глубинного разлома.

Изучение Криворожско-Кременчугского глубинного разлома проводилось в пределах Криворожского бассейна (рис. 1Б), который сложен толщей метаморфических пород нижнего протерозоя, выделяемой в криворожскую серию. Криворожская серия несогласно залегает на архейских гранитоидах днепропетровского комплекса и по литологическому составу подразделяется на следующие свиты [9]: **новокриворожскую**, представленную метавулканогенными образованиями (амфиболиты) с редкими прослоями метаосадочных пород (слюдисто-кварцевые метапесчаники и сланцы); **скелеватскую**, сложенную метаморфизованными терригенными (кварцевые метаконгломераты, метагравелиты, метапесчаники; сланцы биотитовые, серицит-биотитовые, кварц-биотитовые) и вулканогенными (тальковые, серпентин-тальковые и тальк-карбонатные сланцы) породами; **саксаганскую**, состоящую из толщи вулканогенно-осадочных пород, представленной чередованием железистых (магнетитовые, магнетит-мартитовые, карбонат-магнетитовые, хлорит- и амфибол-магнетитовые кварциты) и

сланцевых (биотитовые, серицит-биотитовые, графит-биотитовые, хлоритовые, амфибол-хлоритовые сланцы) горизонтов; гданцевскую, представленную метапесчаниками, метаконгломератами, метакварцитами; кварц-слюдистыми, кварц-хлоритовыми, графититовыми сланцами; доломитами и доломитизированными известняками; глееватскую, сложенную полимиктовыми

метаконгломератами, метапесчаниками, чередующимися с кварц-биотитовыми сланцами.

Для изучения внутреннего строения Криворожско-Кременчугского глубинного разлома и выявления его влияния на структуру и развитие района использовались материалы, полученные в результате детального геолого-структурного

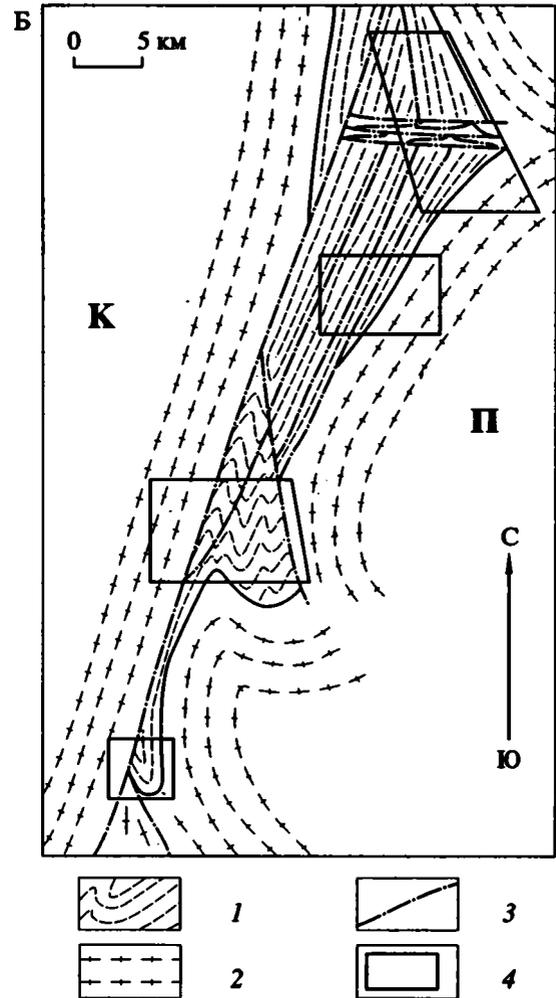
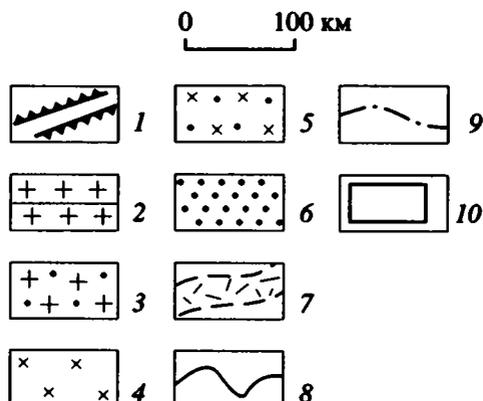
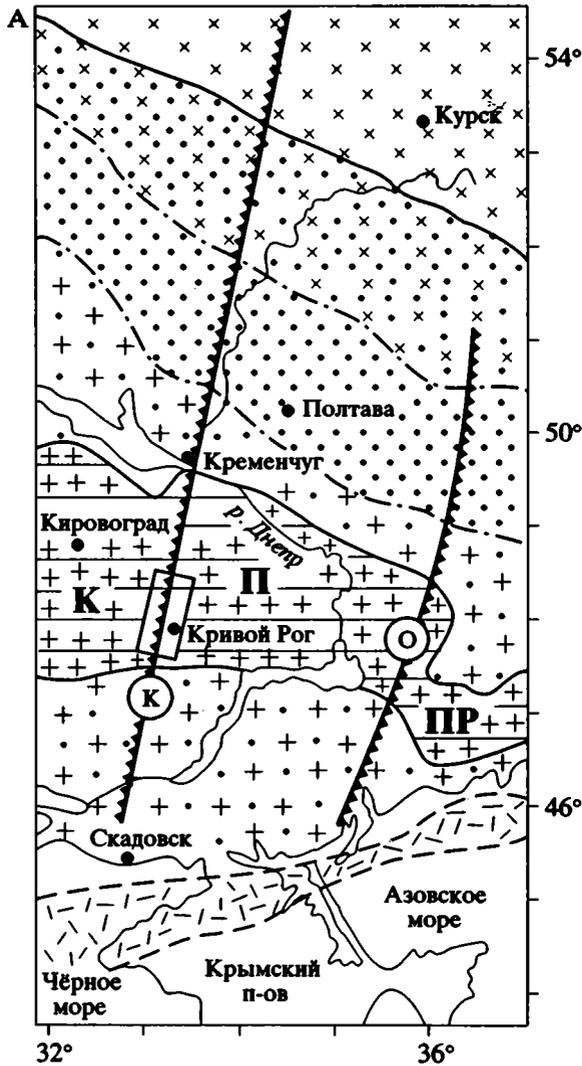


Рис. 1. Схемы: А – расположения Криворожско-Кременчугского глубинного разлома (по [17]) и Б – района работ.

Для А: 1 – глубинные разломы (буквы в кружках: К – Криворожско-Кременчугский, О – Орехово-Павлоградский); 2 – Украинский щит; 3 – его склоны; 4 – Воронежский кристаллический массив; 5 – его склоны; 6 – Днепрово-Донецкая впадина; 7 – Причерноморский шовный грабень; 8 – границы Украинского щита и Воронежского Кристаллического массива; 9 – разломы, ограничивающие Днепрово-Донецкую впадину; 10 – район исследования (см. Б). Буквами на схеме обозначены мегаблоки Украинского щита: К – Кировоградский, П – Приднепровский, ПР – Приазовский. Для Б: 1 – криворожская серия (нижний протерозой); 2 – гранитоиды Днепропетровского комплекса (архей); 3 – разрывные нарушения; 4 – участки детального (инструментального) геолого-структурного картирования и тектонофизических исследований.

картирования и тектонофизических исследований рудных полей и месторождений Криворожского бассейна.

СИСТЕМАТИКА РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ В ЗОНЕ КРИВОРОЖСКО-КРЕМЕНЧУГСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА

Разрывные нарушения в зоне Криворожско-Кременчугского глубинного разлома характеризуются значительным разнообразием. В целях их систематизации, используя методику М.В. Гзовского [5], по материалам структурно-геологического картирования месторождений Криворожского бассейна были определены следующие параметры: а) **общих контуров зон разрывов**: протяженность по простиранию и падению, мощность, размах волнистости, расстояние между соседними изломами зоны разрыва; б) **внутреннего строения отдельных разрывных нарушений**: главная поверхность, срединная поверхность (определялась по методу наименьших квадратов из условия минимизации суммы квадратов отклонений от обеих границ зоны разрыва), элементы залегания плоскостей разрыва, направление и амплитуда перемещения и ее составляющие, зияние в вертикальном и горизонтальном направлениях, сдвиг; в) **безразмерные коэффициенты**, для сопоставления разрывов разных порядков: коэффициент рассеянности (отношение мощности зоны к общей протяженности), коэффициент погруженности (отношение протяженности по падению к общей протяженности по простиранию), коэффициент волнистости (отношение размаха волнистости к протяженности полуволны), коэффициент амплитудности (отношение общей амплитуды зоны разрыва к протяженности ее по простиранию), коэффициент нелинейности (отношение среднего размаха волны к средней длине полуволны), коэффициент интенсивности развития разрывов внутри зоны (сумма абсолютных величин амплитуд всех разрывов данной зоны, деленная на мощность зоны).

Некоторые из этих показателей для основных разрывных нарушений Криворожского бассейна сведены в таблицах 1 и 2. Их обработка осуществлялась с помощью пакета программ ГЕОСТАТ, разработанного автором.

По выделенным показателям разрывные нарушения разделяются на несколько систем и порядков (рис. 2).

Наиболее четко проявляется система **продольных разрывных нарушений** нескольких порядков: Западный, Тарапаковский, Саксаганский и Восточный разломы (рис. 2). Основной структурной линией этой системы является Западный разлом. Он определяет общую линейно вытянутую структуру Криворожского бассейна. По простиранию разлом прослеживается вдоль всего Криворож-

ского рудного района и выходит за его пределы. Западный разлом в южной части района проходит по западной границе Криворожского железорудного бассейна, отделяя метаморфические породы криворожской серии нижнего протерозоя от архейских мигматитов и гранитов днепропетровского комплекса. В северной части района этот разлом, по геофизическим данным [3], проходит по породам гданцевской свиты. Внутреннее строение зоны разлома сложное, о чем свидетельствует коэффициент интенсивности развития разрывов внутри зоны, который для Западного разлома является самым высоким (табл. 2). Структурные, геолого-геофизические, геоморфологические данные, а также результаты дешифрирования аэрофотоснимков показывают, что он состоит из отдельных протяженных разрывов с кулисообразным расположением вдоль главного направления. В морфологическом плане Западный разлом представляет собой взбросо-сдвиг. Амплитуда горизонтальных перемещений по нему, определенная В.А. Куделя [18], составляет более 25 км. При этом западный блок перемещался в северо-северо-восточном направлении, а восточный – в юго-юго-западном. Приподнятым по Западнему разлому является западный блок, в результате чего здесь на поверхность выходят глубинные части структур.

Тарапаковский разлом является границей, отделяющей гданцевскую и саксаганскую свиты в южной части района. На севере он представлен широкой зоной повышенной трещиноватости и катаклаза, состоящей из двух основных швов – восточного и западного. Тарапаковский разлом наиболее детально изучен М.И. Черновским в пределах южной части Криворожского бассейна [28]. Здесь он фиксируется на протяжении 30 км многочисленными скважинами и горными выработками, позволяющими оценить его горизонтальную и вертикальную амплитуды, а также выявить его надвиговую природу. По разлому породы саксаганской свиты надвинуты на породы гданцевской свиты.

Саксаганский разлом прослеживается в центральной части Криворожского рудного района, от Юго-Восточного разлома до зоны Девладовского разлома (рис. 2). На всем своем протяжении он вскрыт многочисленными горными выработками и пробурен скважинами. Впервые детальное описание этого разлома было проведено Н.П. Семененко [26]. В морфологическом отношении Саксаганский разлом представляет собой надвиг со значительной сдвиговой составляющей. По сложности внутреннего строения, оцениваемой с помощью коэффициента интенсивности, он стоит на втором месте, незначительно отличаясь от Западного разлома (табл. 2).

Восточный разлом проходит восточнее Саксаганского по породам скелеватской свиты. В пределах Саксаганского рудного поля он отделяет

Таблица 1. Морфологическая характеристика разломов Криворожского рудного района

Наименование разлома	Протяженность по протяженности по прос-тиранню, м	Протяженность по падению, м	Мощность, м	Размах волнистости, м	Расстояние между средними изломами, м	Азимут простирания, градусы	Угол падения, градусы	Амплитуда перемещения	
								горизонтальная, м	вертикальная, м
Разломы первой системы									
Западный	>130000	>7000	200 - 300	3500	50 - 100	5 - 20	60 - 80	30000	11000
Тарапаковский	40000	4000	30 - 50	1500	20 - 50	20 - 30	10 - 60	3000	1000
Саксаганский	30000	4500	50 - 70	1200	30 - 50	30 - 35	40 - 80	3500	2000
Восточный	35000	5500	60 - 70	1000	20 - 30	40	40 - 87	2300	1300
Разломы второй системы									
Юго-Восточный	30000	2000	50	980	30	345	80	1700	1000
Восточно-Анновский	25000	1800	40	200	20	5	50	1200	980
Западно-Анновский	20000	1900	45	180	25	350	70	1800	1200
Ингулецкий	15000	1600	40	120	15	340	80	650	200
Диагональные разломы	17000	1980	20	110	10	335	75	2000	360
Разломы третьей системы									
Кандыбинский	6250	900	10 - 20	750	100	0 - 45	45 - 60	500	50
Екатерининский	13000	3000	25	500	200	10	60 - 80	250	30
Новокриворожский	13500	2700	5 - 10	1250	200	10	65 - 80	300	20 - 30
Поперечные разрывные нарушения	5000	600	10	40	0.3	85	90	15 - 20	0 - 1

Таблица 2. Безразмерные габаритные коэффициенты разломов Криворожского бассейна

Наименование разлома	Коэффициент рассеянности	Коэффициент волнистости	Коэффициент амплитудности	Коэффициент нелинейности	Коэффициент интенсивности развития разрывов внутри зоны	Коэффициент погруженности
Разломы первой системы						
Западный	0.0025	0.029	0.25	0.015	3.8	<0.57
Тарапаковский	0.001	0.037	0.075	0.02	2.7	0.1
Саксаганский	0.0023	0.03	0.88	0.019	2.9	0.15
Восточный	0.0025	0.023	0.053	0.01	2.4	0.16
Разломы второй системы						
Юго-Восточный	0.0017	0.03	0.057	0.009	1.5	0.067
Восточно-Анновский	0.0016	0.008	0.048	0.008	1.3	0.072
Западно-Анновский	0.0023	0.009	0.09	0.009	1.7	0.095
Ингулецкий	0.003	0.008	0.013	0.007	1.8	0.11
Диагональные разломы	0.0012	0.0065	0.021	0.001	1.26	0.12
Разломы третьей системы						
Кандыбинский	0.0024	0.12	0.08	0.1	1.37	0.14
Екатерининский	0.0032	0.065	0.032	0.18	1.11	0.23
Новокриворожский	0.0007	0.093	0.022	0.23	2.3	0.13
Поперечные разрывные нарушения	0.002	0.008	0.004	0.03	1.12	0.12

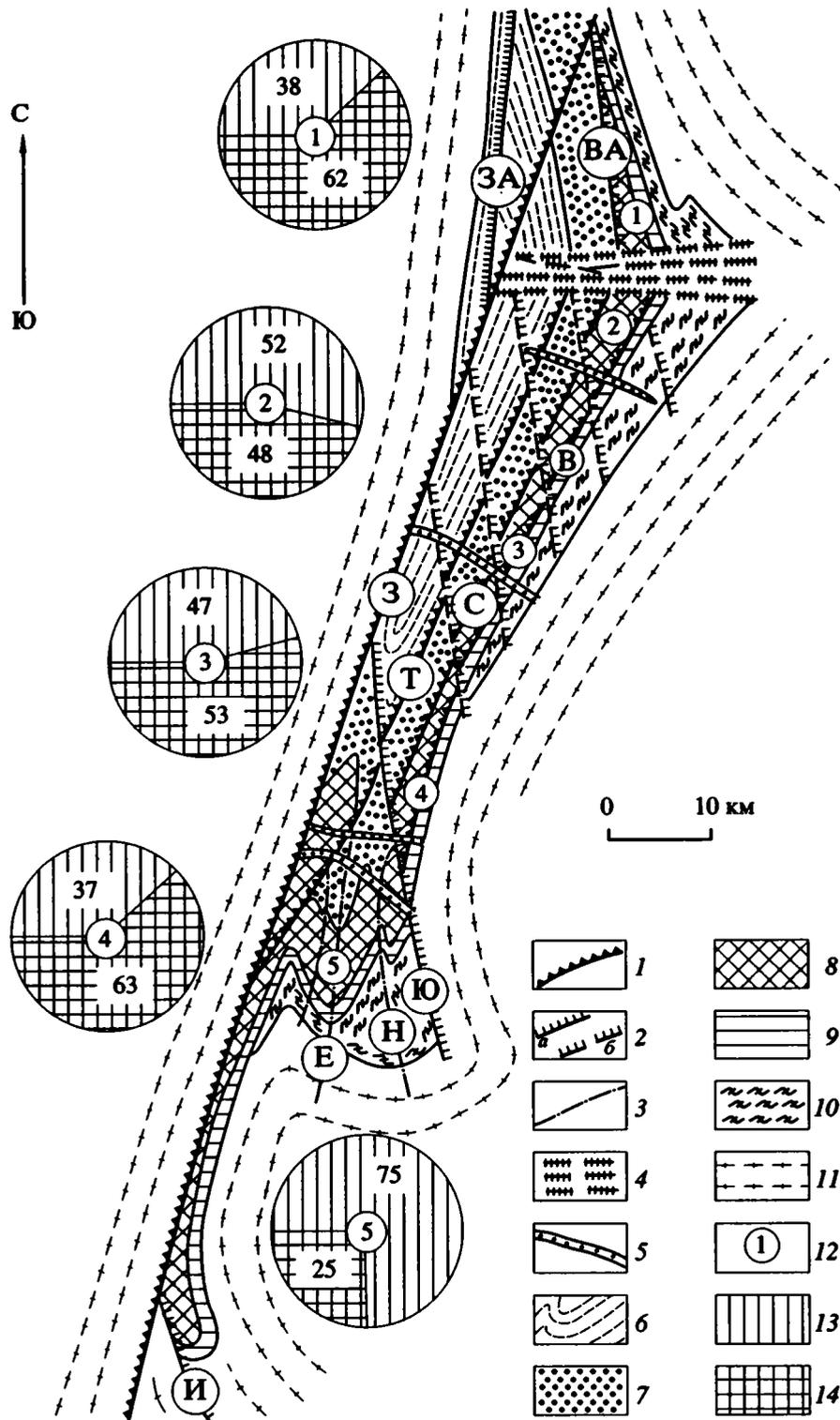


Рис. 2. Системы разрывных нарушений Криворожско-Кременчутского глубинного разлома.

1 – разломы первой системы (буквы в кружках: 3 – Западный, Т – Тарапакровский, С – Саксаганский, В – Восточный);
 2 – разломы второй системы: а – картируемые в горных выработках и подтвержденные скважинами, б – установленные по геофизическим данным (буквы в кружках: Ю – Юго-Восточный, И – Ингулецкий, ВА – Восточно-Анноновский, ЗА – Западно-Анноновский);
 3 – разломы третьей системы (буквы в кружках: Е – Екатерининский, Н – Новокриворожский);
 4 – зона Девладовского разлома; 5 – поперечные разрывы, выполненные диабазовыми дайками; 6 – 10 – свиты криворожской серии (нижний протерозой): 6 – глессватская, 7 – гданцевская, 8 – саксаганская, 9 – скелеватская, 10 – новокриворожская; 11 – гранитоиды днепрпетровского комплекса (архей); 12 – блоки, в которых определялись процентные соотношения мощностей железистых и сланцевых горизонтов саксаганской свиты; 13, 14 – поля на круговых диаграммах, соответствующие процентным соотношениям мощностей: 13 – сланцевых и 14 – железистых горизонтов саксаганской свиты в блоках, отмеченных на схеме цифрами в кружках.

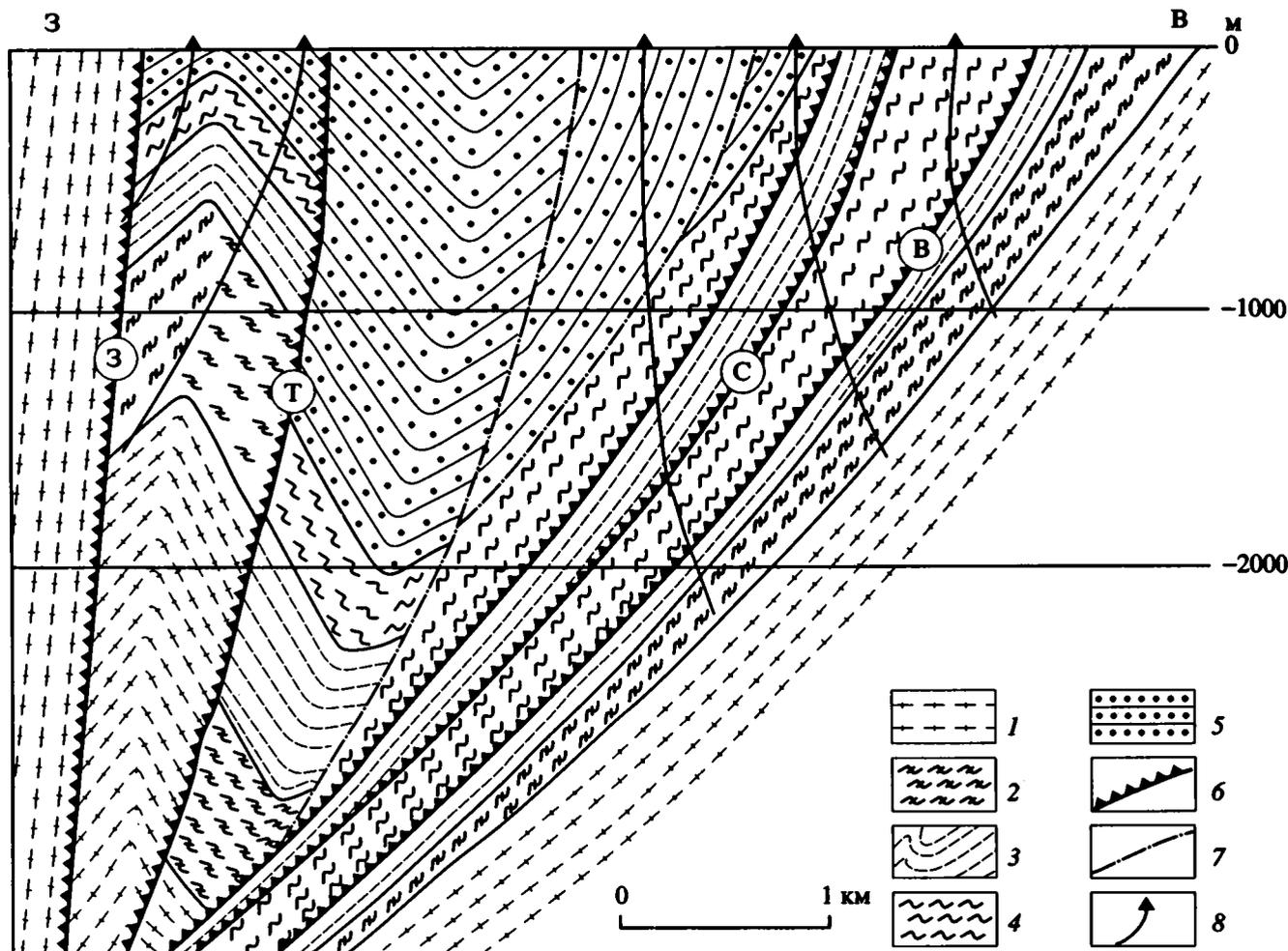


Рис. 3. Разрез зоны Криворожско-Кременчугского глубинного разлома (по [28]).

1 – гранитоиды днепровского комплекса; 2 – 5 – свиты криворожской серии: 2 – новокриворожская, 3 – скелеватская, 4 – саксаганская, 5 – гданцевская; 6 – разломы первой системы: 3 – Западный, Т – Тарапаковский, С – Саксаганский, В – Восточный; 7 – разломы второй и третьей систем; 8 – разведочные скважины.

саксаганскую свиту от скелеватской. На значительном протяжении он контролируется горизонтом тальковых сланцев скелеватской свиты.

Описанные выше Тарапаковский, Саксаганский и Восточный разломы проявляют тенденцию к веерообразному слиянию на глубине с Западным разломом, так как их углы падения положительны (рис. 3). Это позволяет рассматривать их как оперяющие Западный разлом, а всю зону, включающую Западный, Тарапаковский, Саксаганский и Восточный разломы, – как зону Криворожско-Кременчугского глубинного разлома.

Вторая система разломов включает Юго-Восточный, Восточно-Анновский, Западно-Анновский, Ингулецкий разломы, а также диагональные разрывные нарушения, картируемые в горных выработках центральной и южной частей Криворожского бассейна (рис. 2).

Юго-Восточный разлом наиболее детально изучен в южной части Криворожского рудного района. Здесь он пробурен многочисленными скважинами и вскрыт карьером, в котором представлен зонами тектонитов мощностью около 10 м и повышенной трещиноватости мощностью до 50 м. В морфологическом отношении Юго-Восточный разлом – надвиг, по которому восточный блок надвинут на западный. Юго-Восточный разлом совместно с Тарапаковским образует общую грабенообразную структуру южной части Криворожского бассейна. Он разделяет блоки, отличающиеся разрезами криворожской серии. Так, западнее Юго-Восточного разлома мощность новокриворожской свиты достигает 400 м, а восточнее породы этой свиты вообще отсутствуют (рис. 2). Здесь непосредственно на архейских гранитах залегают породы скелеватской свиты. Аркозово-кварцитовый горизонт скелеватской



Рис. 4. Разрывное нарушение второй системы, оперяющее Тарапаковский разлом в одном из карьеров южной части Криворожского бассейна.

свиты западнее разлома имеет мощность 500 м, а восточнее – 40 м.

Восточно-Анновский разлом расположен в северной части Криворожского рудного района. Он прослеживается от северной его границы, где сочленяется с Западным разломом, до зоны Девладовского глубинного разлома (рис. 2). В морфологическом отношении это надвиг, состоящий из трех чешуй: восточной, представленной метамор-

физованными вулканогенно-осадочными породами новокриворожской свиты, центральной, состоящей из гранитоидов архейского возраста, и западной, сложенной породами гданцевской свиты. Падение плоскостей Восточно-Анновского разлома западное под углом $45^\circ - 60^\circ$.

Западно-Анновский разлом, представляющий собой взбросо-сдвиг, характеризуется крутым восточным падением ($70^\circ - 75^\circ$) и азимутом

простирации 355° - 360° . В морфологическом плане Ингулецкий разлом, расположенный в южной части Криворожского рудного района, является естественной границей Криворожского железорудного бассейна (рис. 2). Он вскрыт карьером, в котором представлен серией сближенных кулисообразно расположенных поверхностей разрыва.

Диагональные разрывные нарушения расположены под углом 45° к разломам первой системы и прослеживаются по всей территории Криворожского бассейна. Они характеризуются сравнительно небольшими мощностями зон катаклаза и милонитизации (до первых десятков метров) и густой сетью оперяющих их трещин. В морфологическом отношении они представлены группой сближенных, зачастую ветвящихся поверхностей разрывов с четко выделяющимися главными поверхностями. Падение их западное под углом 60° - 75° . С глубиной угол падения выволаживается до 45° - 55° .

Описанные разрывные нарушения второй системы можно интерпретировать как оперяющие относительно разломов первой системы (рис. 2, 3). Причем наиболее крупные (разломы первого порядка: Юго-Восточный, Западно-Анновский) оперяют Западный разлом и смещают плоскости остальных разломов первой системы. Диагональные разрывные нарушения более высоких порядков являются оперяющими для Тараповского, Саксаганского и Восточного разломов. Они хорошо интерпретируются как сколовые относительно разломов первой системы, развивающиеся в условиях одновременного сжатия и сдвига. Об этом свидетельствуют также данные морфологического анализа, показывающие, что разломы второй системы характеризуются низкими значениями коэффициентов рассеянности, волнистости, нелинейности и интенсивности развития разрывов внутри зон (табл. 2). Большинство из них представлено сдвиго-надвигами (рис. 4). Возникновение и развитие их происходило в результате сдвиговых перемещений вдоль разломов первой системы.

К разрывным нарушениям третьей системы относятся Кандыбинский, Скелеватский и Новокриворожский разломы (рис. 2). Они характеризуются высокими коэффициентами волнистости, нелинейности и амплитудности. Разрывные нарушения этой системы оперяют как разломы первой, так и разломы второй системы.

Под углом около 45° к первой системе разломов на всем протяжении Криворожского рудного района широко развита система небольших по протяженности разрывов, развивающихся как трещины отрыва. Наиболее крупные из этих трещин выполнены диабазовыми дайками. Более мелкие разрывы этой системы характеризуются интенсивной минерализацией, особенно широко

распространенной в северной части Криворожского бассейна. По этим трещинам развивается карбонатизация, окварцевание, щелочной метасоматоз, сульфидная минерализация. С ними связаны повышенные содержания редких элементов.

Рассмотренные выше системы разломов определяют чешуйчатую структуру Криворожского бассейна. Форма чешуй как в плане, так и в разрезе определяется разломами первой системы, заложение которых произошло на самых ранних этапах развития Криворожского рудного района, а перемещения, происходившие по ним с архея и фиксируемые в наши дни, предопределили пространственное положение и распределение мощностей стратиграфических горизонтов в пределах чешуй (см. круговые диаграммы на рис. 2).

ПОЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ В ЗОНЕ КРИВОРОЖСКО- КРЕМЕНЧУГСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА

Выделенные системы разрывных нарушений представляют собой взаимосвязанные длительно развивающиеся зоны, отражающие механизмы структурообразования Криворожско-Кременчугского рудного района. Для реконструкции условий структурообразования, а также для выяснения возрастных взаимоотношений систем разломов были использованы методы полевой тектонофизики. Тектонофизические исследования проводились на достаточно большой территории, охватывающей все возрастные комплексы горных пород и участки с различными типами структур Криворожского рудного района (рис. 1Б). В пределах изучаемых участков производились реконструкции полей напряжений локального уровня. Исходными данными являлись результаты полевого изучения зеркал скольжения, трещиноватости, плоскостей кливажа, слоистости, микроструктурных ориентировок минералов, которые объединялись в группы по возрастным и структурным признакам по методике, детально описанной в работах [6, 8, 31]. Статистическая обработка результатов полевых тектонофизических исследований осуществлялась на персональном компьютере по пакету программ ГЕОСТАТ, разработанному автором. В ходе обработки по каждому участку было получено более 200 частных стереограмм уровней локальных полей напряжений. Стереограммы наносились на геолого-структурные карты масштаба 1 : 2000, составленные в результате структурно-геологического картирования изучаемых участков с инструментальной привязкой элементов складчатых и разрывных нарушений к геодезической сети. Оценка параметров региональных полей напряжений осуществлялась по сводным стереограммам, объединившим по структурным и возрастным признакам стереограммы локальных полей

напряжений. Такой подход позволил определить общие пространственные характеристики полей напряжений Криворожского рудного района.

Результаты исследований позволяют достаточно определенно говорить о наличии нескольких разновозрастных полей напряжений регионального уровня.

Наиболее раннее поле напряжений восстанавливается на основании изучения трещин и разломов в гранитах и мигматитах днепропетровского комплекса архейского возраста. Разломы в этих породах в зоне Криворожско-Кременчугского глубинного разлома представлены разрывными нарушениями нескольких генераций, закартированными в горных выработках. Сопоставление стереограмм трещин и разломов в гранитах и мигматитах архейского возраста и породах криворожской серии позволило выделить несколько систем трещин, характеризующих поле напряжений, существовавшее до и во время накопления железисто-кремнистых формаций Криворожского рудного района. Судя по распределению выходов локальных осей σ_1 и σ_3 на сводной стереограмме (рис. 5А), направление оси алгебраически минимальных главных нормальных напряжений (σ_3 регионального уровня) соответствует азимуту 23° с углом падения 12° . Ось алгебраически максимальных главных нормальных напряжений имеет азимут 113° и угол падения 16° . Таким образом, можно предположить, что заложение и начальное развитие Криворожско-Кременчугского глубинного разлома происходило в условиях растяжения земной коры, а общая структура Криворожского рудного района представляла собой грабен-синклинорий, по крайней мере до отложения гданцевской свиты. Подтверждением этому может служить также наличие в разрезах криворожской серии (скелеватская и саксаганская свиты) горизонтов тальковых сланцев, которые, по мнению многих исследователей, являются метаморфизованными продуктами подводных эффузивов [9, 21, 24].

Следующее поле напряжений реконструировано по системам трещин и разломов первой генерации криворожской серии (в основном по породам саксаганской свиты) и более поздних генераций трещин и разломов в гранитоидах днепропетровского комплекса. Оно отличается большой изменчивостью ориентировок осей главных нормальных напряжений локального уровня, сильно варьирующих даже в пределах одного и того же участка. Поэтому определение параметров регионального поля напряжений осуществлялось по абсолютному минимуму распределения локальных полей напряжений. При этом минимум распределения локальных напряжений σ_1 в оценочном окошке радиусом 45° соответствует ориентировке оси региональных напряжений σ_3 , а минимум концентрации локальных осей напряжений

σ_3 в том же подсчетном окошке – ориентировке оси региональных напряжений σ_1 . Установленные этим методом параметры регионального поля напряжений составляют для σ_3 – $42^\circ \angle 8^\circ$, для σ_1 – $132^\circ \angle 72^\circ$ (рис. 5Г, 5Д). Таким образом, реконструированное поле напряжений следующего этапа структурообразования Криворожского рудного района определяет обстановку сжатия. Параметры этого поля напряжений хорошо коррелируются с осями деформаций складчатости поперечного сжатия криворожской серии (рис. 5Е), что говорит о том, что оно является соскладчатым.

Наиболее позднее поле напряжений уверенно реконструируется по самым молодым сколовым трещинам и разрывным нарушениям, секущим все возрастные комплексы Криворожского рудного района. Вместе с тем оно характеризуется наиболее сильной изменчивостью ориентировок распределения локальных осей напряжений. Однако на сводных стереограммах выходов локальных осей напряжений уверенно определяются 45° -градусные конические области, соответствующие минимумам распределения частных осей σ_1 и σ_3 (рис. 5Ж, 5З), позволяющие установить направление осей напряжений регионального уровня. Направление оси алгебраически минимальных главных нормальных напряжений этого поля соответствует азимуту 42° с углом падения 8° . Ось алгебраически максимальных главных нормальных напряжений имеет азимут 122° и угол падения 72° . С такой ориентировкой осей напряжений хорошо коррелируются особенности распределения полюсов кварцевых жил и даек, а также ориентировки осей деформации складок волочения криворожской серии (рис. 5И). Данное поле напряжений соответствует правостороннему сдвигу.

Итак, в развитии Криворожско-Кременчугского глубинного разлома можно выделить по крайней мере три этапа структурообразования. Первый этап, доскладчатый, характеризуется заложением разломов первой системы (Западный, Тарапаковский, Саксаганский, Восточный) в условиях растяжения земной коры. На этом этапе сформировалась общая грабенообразная структура Криворожско-Кременчугского рудного района, в которой происходило накопление пород криворожской серии. Следующий этап – поперечное сжатие – привел к образованию чешуйчатонадвиговой структуры района. Он сменился правосторонним сдвигом, приведшим к заложению разломов второй системы и широкому развитию складок волочения. Развитие Криворожско-Кременчугского глубинного разлома во многом определило структурные особенности, пространственное размещение и внутреннее строение рудных полей и месторождений Криворожского рудного района.

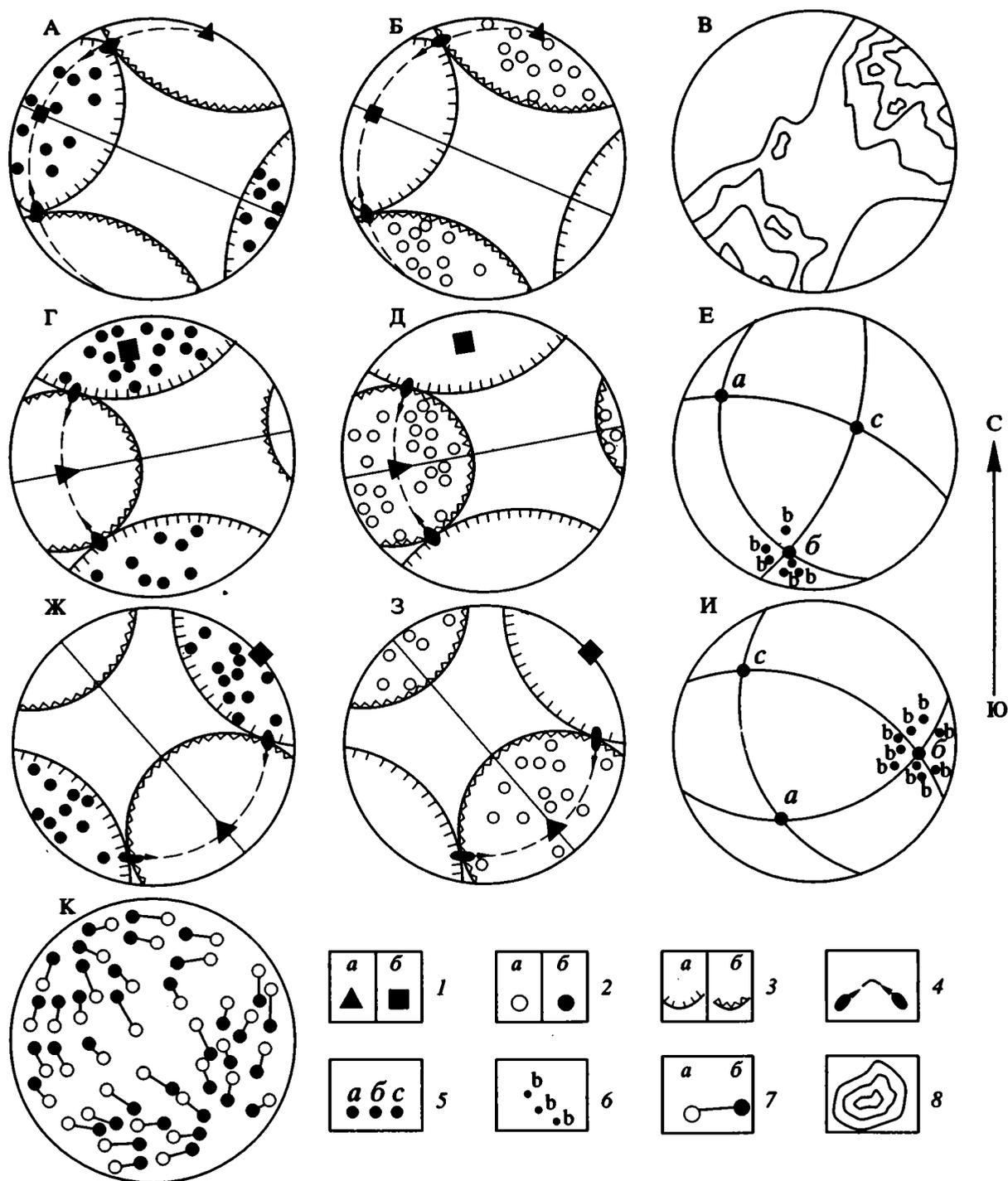


Рис. 5. Сводные стереограммы напряжений и деформаций зоны Криворожско-Кременчугского глубинного разлома.

А - В - стереограммы трещин и разломов первой генерации в гранитоидах днепровского комплекса (первый этап структурообразования): А, Б - распределение напряжений локального уровня: А - σ_1 и Б - σ_3 (после фильтрации методом скользящего окна); В - трещины первой генерации в гранитоидах днепровского комплекса; Г - Е - стереограммы трещин, разломов и складок первой генерации для саксаганской свиты и последующих генераций в гранитоидах днепровского комплекса: Г, Д - распределение напряжений σ_1 и σ_3 локального уровня соответственно, Е - ориентировка осей деформаций и шарниров складок; Ж - К - стереограммы трещин, разломов, складок и микроструктурной ориентировки минералов поздних генераций в породах саксаганской свиты и гранитоидах днепровского комплекса; Ж - И - распределение: Ж, З - напряжений σ_1 и σ_3 локального уровня соответственно (после фильтрации кубическим сплайном), И - осей деформаций и шарниров складок, К - оптическая ориентировка кварцевых ламелл. 1 - 7 - проекции на верхнюю полусферу: 1, 2 - осей напряжений регионального ($a - \sigma_3$, $b - \sigma_1$) и 2 - локального ($a - \sigma_3$, $b - \sigma_1$) уровней; 3 - следов конических поверхностей, ограничивающих области обособленного распределения осей ($a - \sigma_1$, $b - \sigma_3$), 4 - полюсов площадок действия максимальных касательных напряжений, 5 - осей деформаций a , b и c , 6 - шарниров складок, 7 - оптических ориентировок кварцевых ламелл (a - докинematicкая, b - посткинematicкая); 8 - изолинии плотностей полюсов трещин первой генерации в гранитоидах днепровского комплекса.

СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ И ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ И ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТРОЖДЕНИЙ

Из анализа разрывных нарушений и реконструкций тектонических полей напряжений видно, что Криворожско-Кременчугский глубинный разлом является длительно развивающимся структурным элементом. Движения по составляющим его разрывным нарушениям происходили с архея и фиксируются в наши дни [27]. В процессе развития он определил общую структуру, а также структурные формы более высоких порядков Криворожско-Кременчугского рудного пояса.

Наиболее распространенными структурными формами являются складки волочения разных порядков. Под складками волочения, по Х. Рамбергу [30], понимаются складки, возникшие в слоистой толще в результате действия сжимающих и касательных напряжений, независимо от масштаба их проявления.

Такие складки в Криворожско-Кременчугском рудном поясе отличаются прежде всего по масштабу: от микроскладок, с амплитудой в несколько сантиметров, до складок, амплитуда которых достигает первых километров (рис. 6). Подобное

разнообразие связано с особенностями слоистости криворожской серии, мощности слоев в которой изменяются от долей миллиметров до первых сотен метров. К складкам волочения первого порядка относятся Ингулецкая, Южная, Желтореченская, Горишне-Плавнинская, Галещинская синклинали. Их формирование завершилось на третьем этапе структурообразования в результате сдвиговых перемещений на границе Кировоградского и Приднепровского мегаблоков. Синкинематичность складок волочения с разрывными нарушениями третьего этапа структурообразования хорошо подтверждается данными тектонофизических исследований, показывающих хорошую корреляцию параметров регионального поля напряжений этого этапа с ориентировкой главных осей деформаций, определенных методом Ф. Тернера-Л. Вейтса [31] (рис. 5Ж - 5И).

Складки волочения первого порядка совместно с разрывными нарушениями первой и второй систем определяют пространственное размещение рудных полей. Они вмещают Ингулецкое, Южное, Желтореченское, Горишне-Плавнинское и Галещенское рудные поля, а разрывные нарушения первой и второй систем являются их естественными границами. Так, Тарапаковский и Юго-Восточный разломы ограничивают Южное

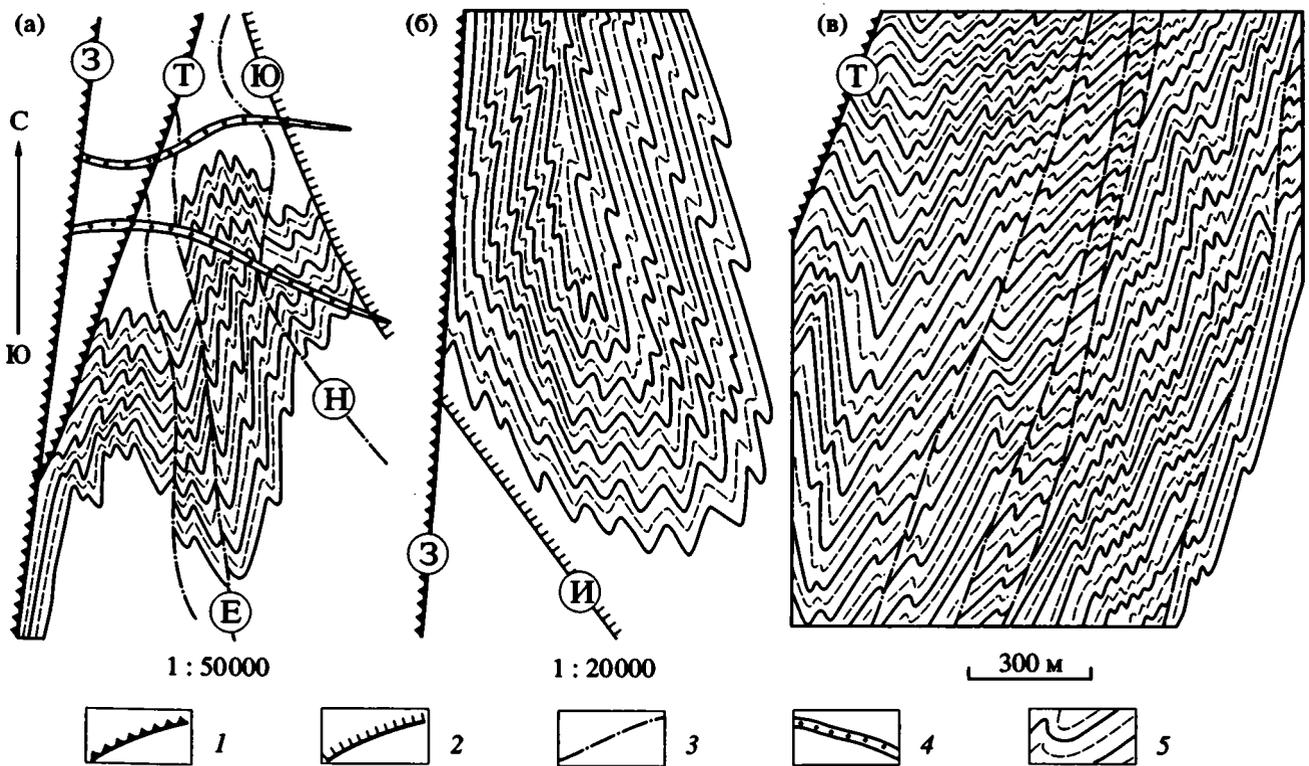


Рис. 6. Структуры зоны Криворожско-Кременчугского глубинного разлома (а – Южное, б – Лихмановское рудные поля, в – Скелаватское месторождение железистых кварцитов.

1 - 3 – разломы систем: 1 – первой (З – Западный, Т – Тарапаковский), 2 – второй (Ю – Юго-Восточный, И – Ингулецкий), 3 – третьей (Е – Екатерининский, Н – Новокриворожский); 4 – поперечные разрывы, выполненные диабазовыми дайками; 5 – железистые и сланцевые пласты саксаганской свиты.

рудное поле (рис. 6А). Их взаимное расположение и особенности развития определили общую грабенообразную его структуру. Движения по этим разломам (сдвиговые по Тарапаковскому и в основном надвиговые по Юго-Восточному) осложнили структуру Южного рудного поля складками нескольких порядков. Ингулецкий разлом ограничивает Лихмановское рудное поле с юга (рис. 6Б), а Западный – с запада. Саксаганское рудное поле ограничено Западным и Восточным разломами. Его внутреннее строение осложнено Тарапаковским и Саксаганским разломами. Они определяют его общую линейную структуру. Складки волочения второго порядка характеризуются амплитудами от нескольких сотен метров до одного километра. Их образование так же, как и образование складок первого порядка, связано с третьим этапом развития Криворожско-Кременчугского глубинного разлома. Однако в отличие от последних они возникли в результате сдвигово-надвиговых перемещений вдоль разломов первой и второй систем. Складки второго порядка вмещают месторождения железистых кварцитов (Валявкинское, Скелеватское, Шимановское и другие), естественными границами которых являются разрывные нарушения второй и третьей систем (рис. 6В).

Складки более высоких порядков осложняют внутреннее строение месторождений. Их образование связано со сдвиговыми перемещениями вдоль разрывных нарушений высоких порядков второй и третьей систем. Разломы этих систем определяют пространственное положение природных разнородностей и технологических сортов железистых кварцитов в пределах месторождений.

ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ КРИВОРОЖСКО-КРЕМЕНЧУГСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА

Особенностям метаморфизма рудных формаций криворожской серии посвящено большое количество работ, основные направления которых заключаются в выявлении метаморфических фаций и субфаций [1], метаморфической зональности и оценке термодинамических параметров [11], влиянию степени метаморфизма на обогатимость железистых кварцитов [23]. Вопросам же взаимосвязи метаморфизма с эволюцией процесса структурообразования уделялось значительно меньшее внимание. Определена лишь общая закономерность пространственного размещения фаций метаморфизма [1, 15, 26].

Для выяснения взаимоотношений процессов структурообразования и метаморфизма в данной работе был использован комплекс методов, основными из которых являются: декрипитация (для определения температуры и флюидного давле-

ния), микроструктурный анализ ориентировок минералов (который в совокупности с тектонофизическими исследованиями позволил выяснить до-, после- или синкинематичность минеральных преобразований), а также метод деформационных ламелл кварцевых зерен (позволивший выяснить температуру и давление, при которых происходили деформации).

Исследования проводились для тех же участков, на которых выполнялся тектонофизический анализ и геолого-структурное картирование, что позволило более уверенно реконструировать взаимосвязи дислокационной истории и истории метаморфических преобразований. В ходе рассматриваемых исследований было построено более 150 диаграмм микроструктурных ориентировок минералов и более 200 диаграмм деформационных ламелл кварцевых зерен по каждому участку.

Декрипитация проводилась для минералов, отличающихся либо по ориентировке оптических осей, либо по времени образования. В кварце исследуемых участков микроскопическим анализом было выявлено несколько типов включений.

Первичные включения имеют вытянутую форму с размером по длинной оси от 0.0003 до 0.007 мм. Температура их гомогенизации на разных участках колеблется от 450 до 600°C. Объемное процентное содержание этих включений, определенное по соотношениям площадей, контурных декрипитационными кривыми, для матричного кварца пород саксаганской свиты составляет 10%. В жильном кварце их содержание увеличивается до 20%. Исследование этих включений позволило судить о температурах пластических деформаций.

Ранневторичные включения являются наиболее распространенными. Их объемное процентное содержание в матричном кварце составляет 70%. В основном они приурочены к трещинкам и плоскостям трансляционного скольжения. Микроскопическим анализом было выявлено до четырех поколений ранневторичных флюидных включений. Температура их гомогенизации, изменяющаяся от 300 и до 370°C, позволила судить о *P-T* условиях посткристаллизационных деформаций.

Позднетворичные включения составляют 20% от общего количества газовой-жидких включений в матричном кварце. Они распределены на границах зерен. Температура их гомогенизации составляет 200 - 290°C.

Давление на флюидную фазу для большей достоверности рассчитывалось по трем методикам: М.Л. Крофорда и др. [16], В.Б. Наумова-С.Д. Малинина [19] и Э. Реддера [25]. Кроме того, для тех же проб определены *P* и *T* методом деформационных ламелл. Сравнение полученных результатов осуществлялось с помощью критерия Стьюдента.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

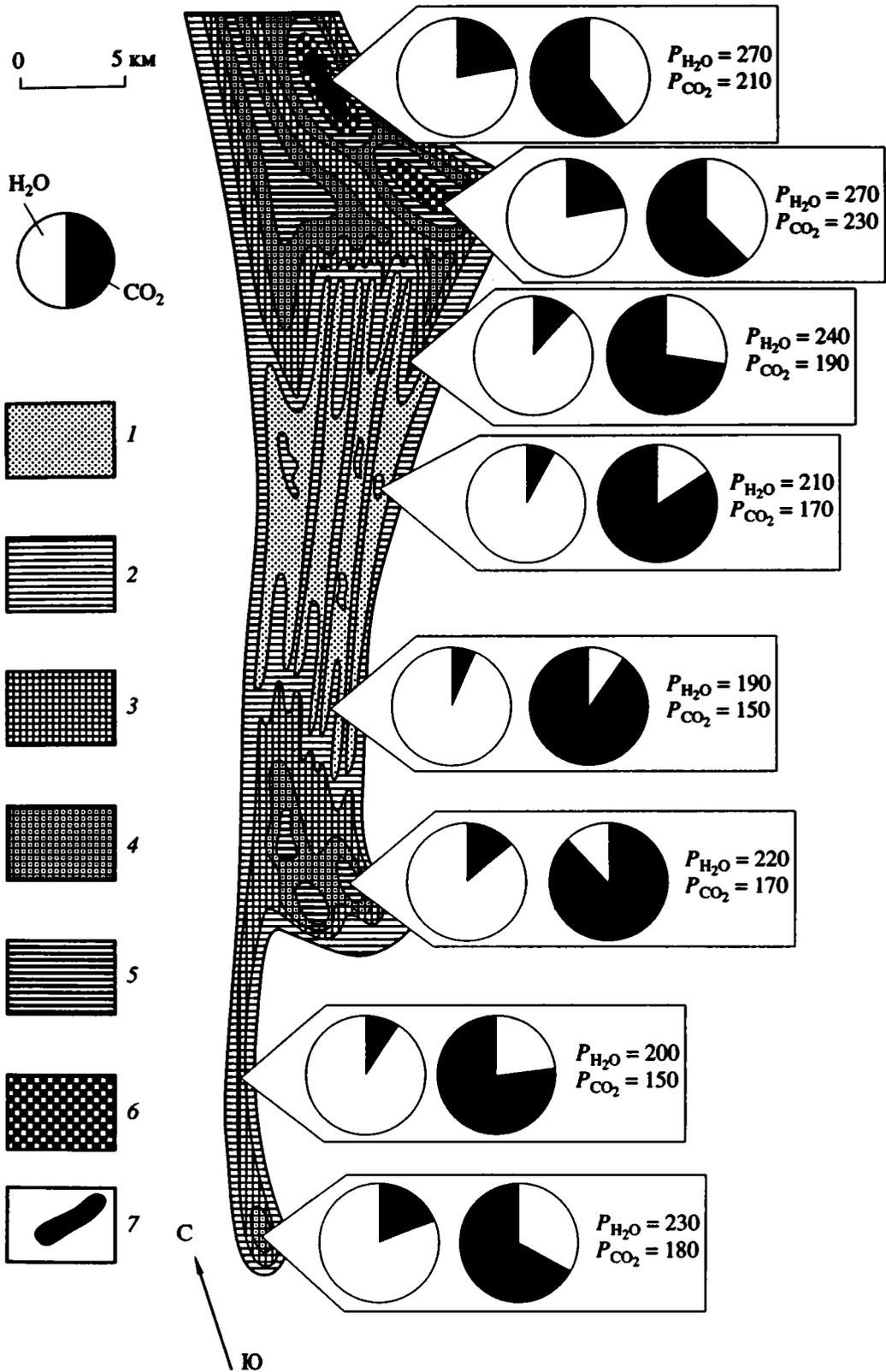


Рис. 7. P - T условия и флюидный режим метаморфизма зоны Криворожско-Кременчугского глубинного разлома. 1 - 7 - поля, соответствующие следующим температурам (в градусах С) гомогенизации газожидких включений (после фильтрации кубическим сплайном): 1 - <350, 2 - 350 - 400, 3 - 400 - 450, 4 - 450 - 500, 5 - 500 - 550, 6 - 550 - 600, 7 - >600. На круговых диаграммах показаны соотношения CO₂ (черное поле) и H₂O (белое поле) во флюидных включениях минералов сланцев (левые диаграммы) и железистых кварцитов (правые диаграммы). Давление на флюидную фазу (P_{H_2O} и P_{CO_2}) приведено в МПа.

Оно показало, что при уровне значимости 0.05 результаты расчетов по методам Кроффорда, Наумова–Малинина и Реддера существенно не отличаются, а оценки давления и температуры, получаемые по методу деформационных ламелл, содержат систематические отклонения в сторону увеличения P и T . Однако корреляционный анализ показал высокую зависимость P и T , определенный методом деформационных ламелл, с одной стороны, и методами Кроффорда, Реддера и Наумова–Малинина, с другой. Это обстоятельство позволило составить уравнение регрессии, с помощью которого результаты приводились к одной системе.

Совместно с исследованием газовой-жидких включений определялась ориентировка минералов. Ранние минералы (доскладчатые): плагиоклаз, роговая обманка, отдельные зерна кварца – сохраняют следы первичной ориентировки. Они хорошо диагностируются по следам растворения и замещения. Однако определение их оптических осей не всегда представлялось возможным. Тем не менее корреляционный анализ ориентировок ранних минералов гранитоидов днепропетровского комплекса в зоне Криворожско-Кременчугского глубинного разлома и ориентировок трещин и разломов первой генерации показывает их тесную зависимость. Коэффициент корреляции равен 0.97.

Соскладчатые минералы изучались в основном в породах саксаганской свиты. Структурные диаграммы их оптических ориентировок хорошо коррелируются с диаграммами осей напряжений и деформаций. При этом складкообразование происходило в условиях повышения температуры метаморфических преобразований, что фиксировалось замещением неориентированных низкотемпературных минералов (хлорита) ориентированными более высокотемпературными (биотитом, грюнеритом). Посткинематические преобразования фиксируются отсутствием ориентировок минералов и характеризуются снижением температуры (образование хлорита за счет биотита и грюнерита).

Данные по структурным ориентировкам минералов, составленные отдельно для до-син- и посткинематических минералов, объединялись в группы по отдельным участкам, для которых составлялись сводные диаграммы. Эти диаграммы совместно с определениями значений давлений и температур кристаллизации минералов позволили с помощью сплайн-интерполяции составить схему изменения P - T условий метаморфизма (рис. 7). Схема показывает, что при общем закономерном увеличении степени метаморфизма от центральной части Криворожского рудного района к периферийным его частям наблюдаются участки резких градиентов P и T , особенно в северной части района. Сопоставление этих данных

с данными тектонофизических исследований, проводившееся путем нанесений на структурно-геологические карты масштаба 1 : 2000 диаграмм ориентировок локальных полей напряжений, осей деформаций, деформационных ламелл кварцевых зерен, микроструктурных ориентировок совместно с P и T условиями, позволило выявить следующие закономерности.

1. Существование блокового распространения метаморфической зональности, обусловленного развитием разломов первой и второй систем. Термодинамические условия метаморфизма, плавно изменяясь в пределах отдельных блоков, характеризуются резкими градиентами при переходе от одного блока к другому.

2. Приуроченность к центральной части района с низкой степенью метаморфизма наименее интенсивной складчатости.

3. Наличие при общей тенденции увеличения значений параметров (P , T) метаморфизма от центральной части района к периферийным их резких градиентов, приуроченных к участкам наиболее интенсивной изменчивости ориентировок осей локальных полей напряжений и деформаций. Структурно-геологическое картирование этих участков показало, что они характеризуются интенсивным развитием многопорядковой складчатости и разрывных нарушений. Интенсивность складчатости на этих участках выше, чем на участках с меньшими значениями P и T кристаллизации.

Интересные результаты получены при оценке давления на флюидную фазу плагиоклазов, матричного и жильного кварца гранитоидов и пегматитовых жил западной части Криворожско-Кременчугского глубинного разлома. Расчеты по методике А. Уейзборда и Б. Потти [29, 32] показывают, что минимальная глубина их кристаллизации соответствовала для плагиоклаза 11 км, матричного кварца – 8 км, жильного кварца – 5 км. Это позволяет приблизительно оценить взбросовую составляющую движений по Западному разлому в 11 км.

ВЫВОДЫ

Проведенный анализ тектонического строения и развития Криворожского рудного района позволяет сделать следующие выводы.

1. Криворожско-Кременчугский глубинный разлом представляет собой зону шириной более 10 км, что хорошо согласуется с общим определением глубинных разломов [22]. Этот вывод отличается от более ранних представлений о Криворожско-Кременчугском глубинном разломе, согласно которым он отождествлялся с одной структурной линией – Западным разломом.

2. Внутреннее строение Криворожско-Кременчугского глубинного разлома определяется разрывными нарушениями нескольких систем и порядков, различающихся между собой по времени образования, геометрическим характеристикам и роли в структуре Криворожского рудного района. Наиболее крупные разломы контролируют пространственное размещение рудных полей. Разломы второго порядка зачастую являются естественными границами месторождений в пределах рудных полей. Разрывные нарушения более высоких порядков осложняют структуру месторождений.

3. Развитие Криворожско-Кременчугского глубинного разлома определило метаморфическую зональность. Участки с повышенными значениями P и T метаморфизма характеризуются наиболее интенсивной складчатостью и плотностью разрывных нарушений.

4. Особенность структуры Криворожского железорудного бассейна как зоны глубинного разлома проявляется в чешуйчатом ее строении. Разломы различных систем и порядков "вырезают" чешуйчатые блоки, отличающиеся один от другого характером разрезов, развитием складчатости, рудоносностью, степенью метаморфизма, металлогенной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белевцев Р.Я. Метаморфическая зональность Криворожского бассейна // Геол. журн. 1970. Т. 30. Вып. 4. С. 25 - 38.
2. Бондарчук В.Г. Очерк тектонического строения территории Украинской ССР // Геол. журн. 1955. Т. 15. Вып. 3. С. 27 - 29.
3. Бурьян Н.Р., Лазаренко Ю.Н., Решетняк В.В., Ефименко Н.Г. Новые данные о глубинном строении района заложения криворожской сверхглубокой скважины // Геол. журн. 1985. Т. 45. № 4. С. 1 - 7.
4. Герасимов Ю.Г. Структура Криворожья с позиций новой глобальной тектоники // Геодинамика и полезные ископаемые. М.: Наука, 1976. С. 63 - 65.
5. Гзовский М.В. Математика в геотектонике. М.: Недра, 1971. 240 с.
6. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975: 536 с.
7. Глевасский Е.Б., Каляев Г.И. Палеотектонические условия образования метаморфогенных железисто-кремнистых формаций докембрия // Процессы и закономерности метаморфогенного рудообразования. Сб. научн. тр. АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов. Киев: Наук. думка, 1988. С. 114 - 119.
8. Гуценко О.И., Кузнецов В.А. Определение ориентации и соотношения величин главных нормальных напряжений по совокупности направлений сдвиговых тектонических смещений // Поля напряжений и деформаций в литосфере / Под ред. Григорьева А.С., Осокиной Д.Н. М.: Наука, 1979. С. 60 - 66.
9. Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Стратиграфия / Под ред. Щербака Н.П. Киев: Наук. думка, 1988. 192 с.
10. Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Тектоника / Под ред. Каляева Г.И. Киев: Наук. думка, 1988. 320 с.
11. Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Метаморфизм / Белевцев Р.Я., Беляев О.Я., Ветренников О.В. и др. Киев: Наук. думка, 1989. 148 с.
12. Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Структуры месторождений и рудных районов / Под ред. Гречишниковой Н.П., Черновского М.И. Киев: Наук. думка, 1989. 156 с.
13. Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев: Наук. думка, 1964. 189 с.
14. Каляев Г.И. О тектонике железорудных комплексов раннего протерозоя // Геотектоника. 1991. № 2. С. 105 - 107.
15. Каляев Г.И., Глевасский Е.Б., Димитров Г.Х. Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины. Киев: Наук. думка, 1984. 240 с.
16. Крофорд М.Л., Холлистер Л.С. Природа метаморфических флюидов по данным изучения флюидных включений // Взаимодействие флюид-порода при метаморфизме. М.: Мир, 1989. С. 9 - 48.
17. Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Чирвинская М.В. Криворожско-Кременчугский глубинный разлом // Геофиз. сб. АН УССР. 1969. Вып. 32. С. 18 - 27.
18. Куделя В.А. Криворожско-Кременчугский глубинный разлом и сдвиговые перемещения вдоль него // Докл. АН УССР. 1965. № 1. С. 93 - 95.
19. Наумов В.Б., Малинин С.Д. Новый метод определения давления по газовой-жидким включениям // Геохимия. № 4. 1968. С. 432 - 441.
20. Новикова А.С., Щипанский А.А. Тектоника раннепротерозойских железорудных бассейнов - Курско-Криворожского и Хамерсли-Набберу (Западная Австралия) // Геотектоника. 1988. № 3. С. 49 - 61.
21. Паранько И.С., Михницкая Т.П. Этапы геологического развития и стратиграфия Криворожской структуры. Препринт. Киев: АН Украины, Ин-т геологических наук, 1991. 51 с.
22. Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945. № 5. С. 23 - 26.
23. Пирогов Б.И. Геолого-минералогические факторы, определяющие обогатимость железистых кварцитов. М.: Недра, 1969. 269 с.
24. Половинкина Ю.И. Тальковые сланцы Криворожа, их генезис и стратиграфическое положение // Тр. ВСЕГЕИ. Петрографический сб. 1955. № 1. 127 с.

25. *Реддер Э.* Флюидные включения в минералах. Т. 1. М.: Мир, 1987. 560 с.
26. *Семененко Н.П.* Структура рудных полей Криво-рожских железорудных месторождений. Киев: Изд-во АН УССР, 1946. Т. 1. 254 с.
27. *Тяпкин К.Ф., Гонтаренко В.Н.* Системы разломов Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1990. 184 с.
28. *Черновский М.И.* О механическом и историческом сочетании структурных форм Тарапако-Лихмановской антиклинали // Сборник научных трудов КГРИ. 1963. Вып. 20(3). С. 34 - 40.
29. *Poty B.* La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de Gardette (Bourg-d'Oisans) et filons du massif du Mont-Blanc // Sci. de la Terre Mem. 1960. 17. 162 p.
30. *Ramberg H.* Evolution of drag folds // Geol. Mag. 1963. V. 100. P. 97 - 106.
31. *Turner F.J., Weiss L.E.* Structural analysis of metamorphic tectonites. N.Y.: McGraw Hill Book Co., 1963. 545 p.
32. *Weisbrod A., Poty B.* Thermodynamics and geochemistry of the hydrothermal evolution of the Mayres pegmatite, southeastern Massif Central (France). Part 1. Petrologie, 1975. V. 1. № 1. P. 1 - 16.

Рецензент: А.А. Щипанский

Tectonic Structure and Evolution of the Krivoy Rog Ore Basin as a Deep-Seated Fault Zone

A. V. Plotnikov

Data derived with the geologic and structural mapping and tectonophysical studies of Krivoy Rog ore deposits helped show specific patterns of its structure and evolution that seem to be largely dependent on the Krivoy Rog-Kremenchug deep-seated fault. The interior structure of the fault is discussed, together with the system of fault dislocations in its zone and their effects on the structures of ore fields and deposits. With the characteristics of some heterochronous fields of stress revealed, a connection is defined between the dislocation history and the record of metamorphic alterations.

УДК 551.243.4(85)

РУДОНОСНОСТЬ РАННЕ- И СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ (УРАЛ)

© 1994 г. Е. А. Белгородский

Челябинская геологоразведочная экспедиция, объединение "Уралгеология", г. Челябинск

Поступила в редакцию 03.12.92 г.

Степень дифференцированности толеитовых магм обратно пропорциональна скорости спрединга и скорости поступления расплавов из области магмогенерации. Выделяются колчеданосные блоки, различающиеся по рудоносности: непродуктивные – высокоскоростные, малопродуктивные – с промежуточными значениями скоростей и высокопродуктивные – низкоскоростные. Проанализировано положение разновозрастных рудоносных блоков в истории и структуре Южного Урала.

Характерные вариации содержаний железа, титана, щелочей, РЗЭ и других элементов в вулканических породах и их ассоциациях позволяют выделять образования различных геодинамических обстановок: базальты срединно-океанических хребтов, океанических островов, окраинных морей, островных дуг. Сходство океанических толеитовых ассоциаций с островодужными, подобие рядов формаций в этих структурах, циклическая повторяемость и металлогеническая специализация не нуждаются в дополнительном освещении [21, 24, 25, 28, 32, 36].

Латеральные неоднородности в строении уральских вулканических поясов: изменения морфологии палеоструктур и характера эксплозивной деятельности, вариации мощностей формаций и их рядов, степень полноты петрографического и фациального облика формаций – позволили показать изначальные отличия рудных районов и разделяющих их безрудных пространств [4, 6, 14, 29]. Анизотропия состава и строения поясов сохраняется и на поздних стадиях их эволюции, что связано с различной магматической и тектонической активностью отдельных блоков и с масштабом деструкции их основания, определяющей проницаемость и подвижность.

Среди эффузивов, характерных для современных геодинамических обстановок, наибольшую информативность обнаруживают исландиты, которые присутствуют в палеозойских вулканических структурах, но развиты неравномерно. К исландитам, вслед за А. Кармайклом [38], мы относим андезитовые и андезиодацитовые производные толеитовых магм ($\text{SiO}_2 = 56.5 - 64.4\%$). Термин применяется для обозначения вулкаников различной известковистости, щелочности, пород с заметными колебаниями содержаний порообразующих окислов. Например, на Галапагосских островах [34], расположенных, как и Исландия, в пределах срединно-океанического хребта, развиты

низкотитанистые исландиты, сходные с исландитами островных дуг Тонга, Малой Ангильской и Южной Сандвичевой [21, 25].

Задолго до А. Кармайка исландиты были описаны под названием кератоспилитов в массиве Карадаг в Крыму Ф.Ю. Левинсон-Лессингом [20] и под названием спилитовых порфиритов на Блявинском колчеданном месторождении (Южный Урал) В.А. Заварицким [13]. Этими исследователями отмечены характерные особенности пород: преобладание мелкопорфировых плагиоклазовых разновидностей, широкое развитие лав с подушечной отдельностью и варнолитовыми структурами, поздняя кристаллизация магнетита (гематита), концентрирующегося в краевых зонах кристаллов и вокруг миндалин. В колчеданосных районах Урала исландиты тесно связаны с базальтами и присутствуют в фациях пиллоу-лав, гиадокластитов, аглютинатов, туфов, а в комплексах параллельных даек – ферродиоритов (таблица).

Согласно сводкам Ф. Чейза, Р. Ле-Метра, С. Ноккольдс, Р. Дели, С.П. Соловьева и др., нижним пределом содержаний FeO' в форме $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ принято 8%, в исландитовых дацитах – 6%.

Н.А. Румянцева первая указала на базальт-спилит-исландитовый состав колчеданосных ассоциаций [27]. Дальнейшие исследования [5] позволили обнаружить, что по доверительным интервалам средних содержаний исландитов геосинклинальные формации могут быть разделены на колчеданосные, малопродуктивные и непродуктивные (рис. 1). Эти закономерности, подтвержденные примерами рудных районов (кипрского, уральского, рудноалтайского, малокавказского типов) и разновозрастных безрудных ассоциаций, позволяют, во-первых, использовать вариации средних содержаний исландитов для браковки разнопорядковых структур по перспективности. Во-вторых, все эти районы возникли в различных геодинамических обстановках, в них

Состав исландитов из разновозрастных вулканических зон Урала

Оксиды	Номера пунктов													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	Количество анализов													
	18	3	14	7	2	4	4	11	9	24	43	17	4	22
SiO ₂	59.53	58.69	58.05	60.07	60.20	58.12	59.12	57.38	59.21	59.36	57.84	59.44	61.68	58.31
TiO ₂	0.68	0.72	0.67	0.41	0.40	0.46	0.52	1.52	0.77	0.76	0.59	0.57	0.97	0.71
Al ₂ O ₃	12.98	14.15	15.22	15.16	14.05	15.59	14.66	13.10	14.60	15.03	15.58	14.55	14.35	13.77
Fe ₂ O ₃	4.63	1.80	3.05	3.39	2.04	3.53	3.08	5.79	4.0	2.34	3.44	1.85	3.95	3.37
FeO	5.99	7.50	5.12	4.46	6.19	4.48	4.54	4.53	5.55	6.15	7.03	5.97	4.31	6.48
MnO	0.14	0.23	—	0.08	0.16	0.08	0.06	0.23	0.11	0.16	0.13	0.12	0.19	0.23
MgO	3.10	4.29	4.64	5.21	5.02	2.42	3.73	4.60	3.11	3.04	4.65	3.38	1.04	2.27
CaO	6.67	6.05	6.28	2.93	4.59	5.53	5.22	4.63	5.60	8.62	3.72	4.14	4.28	5.58
Na ₂ O	3.01	3.70	3.21	4.54	2.75	4.38	5.28	5.21	3.85	5.37	4.61	5.44	4.37	3.91
K ₂ O	0.14	0.64	0.65	0.55	0.23	0.61	0.34	0.30	0.55	0.39	0.24	0.70	2.10	1.88
P ₂ O ₅	0.10	—	—	—	—	0.1	0.07	0.24	—	0.14	—	0.10	—	0.46
п. п. п.	3.47	—	3.10	—	—	—	—	2.01	—	2.54	2.62	2.52	—	1.01
Сумма	99.77	—	100.0	—	—	—	—	99.54	—	99.90	99.93	99.78	—	98.98

Примечание. 1 - 3 - исландиты ордовик-силурийских формаций: 1 - Челябинского антиклинория, 2 - поляковской свиты (по [33]), 3 - исландиты контрастной формации Тагильского пояса (из колл. В.Н. Кускова); 4 - 11 - исландиты среднедевонских формаций: 4 - 5 - андезиты и субвулканические андезиты баймак-бурибаевской свиты (по [33]), 6 - 7 - андезиты и дациты мильашинской свиты Мугоджар (из колл. В.Г. Кориневского), 8 - подушечные лавы р. Шулдак, Мугоджары (из колл. М.И. Кузьмина, А.И. Альмухаметова), 9 - андезиты карамалыташской свиты Сибайской зоны (по [33]), 10 - андезиты Учалинской зоны (из колл. А.Д. Штейнберга), 11 - андезиты Касаргинско-Султановского района; 12 - андезиты: контрастная формация С₁, Прияртызье (по [17]), 13 - средний исландит (по [38]); 14 - средний исландит (ферроандезит) по А.Р. Мак-Берни.

генерировались продуктивные базальт-исландитовые магмы, эволюция которых в благоприятной структурной обстановке, как правило, завершалась рудообразованием. В ряду рудных районов от кипрского, в котором преобладают эффузивы основного состава, к рудноалтайскому, где доминируют риолиты и дациты, меняется не только щелочность и известковистость эффузивов, но и уменьшается количество исландитов и увеличивается - ферродацитов, а колчеданные руды сменяются колчеданно-полиметаллическими и полиметаллическими. Содержания суммарного железа в ферродацитовых дифференциатах основных магм могут достигать 8 - 9%, т.е. значений, характерных для толеитовых базальтов. Таковы дациты рудовмещающей толщи Гайского колчеданного месторождения на Южном Урале (анализы, любезно предоставленные автору В.Т. Тищенко), дациты рудных полей Малого Кавказа, Рудного Алтая и других регионов.

Исландиты эвгеосинклинальных формаций, подобно островодужным, отличаются низкими содержаниями TiO₂, а эффузивы, сходные с лавами Тингмули в Исландии (по содержаниям TiO₂ и отношению FeO/MgO), распространены ограничено [14, 15, 33, 37]. Базальтовые ассоциации рудных районов и провинций также отличаются от малопродуктивных и непродуктивных по содержаниям TiO₂ (рис. 2). Граничные значения, разделяющие

эти две группы ассоциаций, близки 1.75%. Существование высоко- и низкотитанистых базальтоидов было известно и ранее: эти глобальные популяции характеризуют различия базальтов кратонов и подвижных поясов [7]. Рассмотренные нами выборки отражают состав базальтоидов геосинклинальных поясов и закономерности иного, более высокого порядка (рис. 1, 2).

В современных обстановках исландиты образуются на базитовой коре повышенной мощности (до 15 - 30 км [31]) и коре промежуточного типа в островных дугах. В таких же обстановках формируются высокоглиноземистые базальты [16, 25, 36], появление которых знаменует важный этап развития океанической коры - переход ее в кору континентального типа. Образование высокоглиноземистых базальтов при давлениях 5 - 7 кбар [10, 11] сопровождается массовым фракционированием пироксенов. При подъеме очагов в кору и снижении общего давления до 3.5 - 4 кбар и сравнительно низком P_{O₂} образуются толеитовые андезиты - исландиты в нашем понимании.

В разрезах геосинклинальных формаций независимыми исследованиями установлены высокотитанистые и высокожелезистые эффузивы, близкие ферробазальтам, а в смежных структурах - низкотитанистые базальты и исландиты. В современных геотектонических концепциях эти

особенности состава вулканитов коррелируются со степенью сжатия вулканических зон [21, 25, 36] и, видимо, с различиями P_{O_2} , контролирующими кристаллизацию и фракционирование оливина, пироксена, плагиоклаза и титаномагнетита, играющих важнейшую роль в петрогенезисе базальт-исландит-риолитовых серий [9]. И так, на составах эффузитов объективно отражается неравномерное проявление геодинамического процесса растяжения-сжатия на начальных стадиях развития поясов, в частности, появление исландитов знаменует переход от растяжения к сжатию. Об обстановке повышенного P_{H_2O} говорит преобладание субликвидусных плагиофировых разностей, а поздняя кристаллизация низкотемпературного низкотитанистого магнетита свидетельствует о низкой фугитивности кислорода. Такие особенности состава исландитов и указывают на сжатие.

Увеличение или уменьшение объема исландитов в конкретных блоках, вызванное, как нам представляется, различной степенью дифференцированности толеитовых магм, связано обратной пропорциональной зависимостью с относительной скоростью раннегеосинклинального спрединга, точнее – со скоростью поступления магм к поверхности: чем быстрее поднимаются расплавы, тем более ограничены возможности их эволюции. В зависимости от объема исландитов в структурах уральских поясов можно выделить: высокоскоростные непродуктивные, низкоскоростные колчеданосные блоки и малопродуктивные блоки с промежуточными значениями скорости. О существенных различиях эндогенного режима ранних стадий развития свидетельствуют следующие данные.

1. Ряды формаций, отвечающие малому геосинклинальному циклу базальтоидного магматизма (циклу Т. Уилсона), развиты только в низкоскоростных блоках. Их отличают аномальная мощность, широкое развитие кольцевых вулканических и вулкано-тектонических структур, в которых наблюдаются типовые вулканиты базальтовой, базальт-риолитовой, базальт-андезит-дацитовой, базальт-андезит-базальтовой и базальт-трахитовой формаций. Они сменяют друг друга как по вертикали, так и по латерали: миграция более молодых построек на палеосклоны древних обнаруживает смещение очагов под вулканами, связанное с влиянием сдвиговых деформаций.

2. В блоках с промежуточными значениями скоростей преобладают вулканиты позднегеосинклинальных андезитовидных ассоциаций, в разрезах которых широко распространены субвулканические и гипабиссальные интрузии, слагающие вместе с эффузивами магматические комплексы центрального типа.

3. В высокоскоростных блоках известны только эффузивы недифференцированной базальтовой

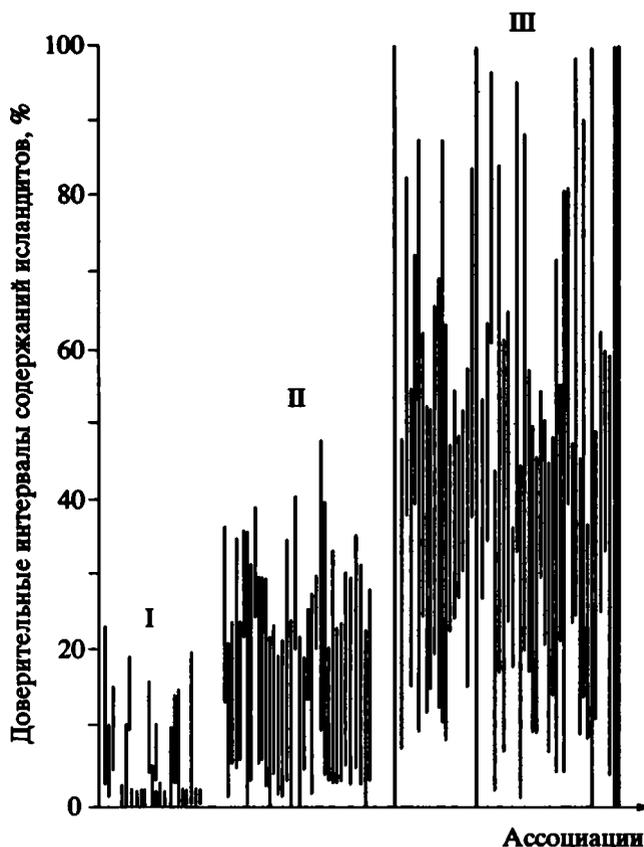


Рис. 1. Доверительные интервалы средних содержания исландитов в непродуктивных (I), малопродуктивных (II) и колчеданосных (III) формациях Урала и других регионов.

Использованы коллекции анализов из рукописных и литературных источников по Уралу, разновозрастным структурам Алтае-Саянского складчатого пояса и Казахстана, Малому и Большому Кавказу; каледонидам Европы и Америки, докембрийским зеленокаменным прогибам Канады и Карелии; Алеутской, Тонга, Малой Антильской, Южной Сандвичевой и другим островным дугам, Кипру и другим районам, всего 120 выборок.

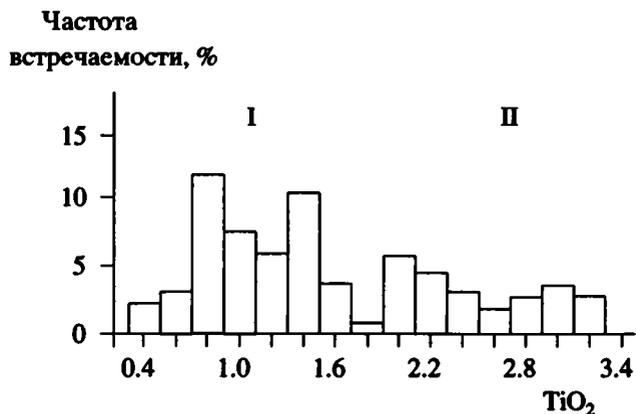


Рис. 2. Частота встречаемости TiO_2 в базальтоидных колчеданосных (I), малопродуктивных и непродуктивных (II) формациях Урала и других провинций. Использованы те же выборки, что и на рис. 1.

формации. Палеовулканические структуры здесь не реконструируются [29, 33].

Разноскоростные блоки уральских поясов разделены поперечными расколами фундамента, которые выделяются по геолого-геофизическим данным [8, 29, 33, 35]. Разломы нередко прослеживаются за пределы линейных ограничений зон и могут со значительной долей условности сопоставляться с трансформными.

О характере движений и направлении действовавших сил в современной системе координат свидетельствует морфология комплексов параллельных даек. Субмеридианальные дайки с ровными прямолинейными контактами, подобные описанным на р. Шулдак в Мугоджарах [12], очевидно, приурочены к трещинам скалывания, диагональным к ориентировке вектора растяжения, а извилистые дайки баян-хонгорского типа [19] – к трещинам отрыва, перпендикулярным растяжению. В субширотном поясе параллельных даек в основании среднедевонского колчеданосного пояса Восточноуральской зоны, ориентировка вектора растяжения также была диагональной. По-видимому, в линейных структурах уральских поясов заполнение сколовых трещин магматическим материалом и обособление крупных структур низкоскоростных блоков происходило в обстановке сдвиговых деформаций, сопряженных и разнонаправленных движений по продольным и поперечным разломам, подобных движениям в Красноморском рифте.

Сравнительно медленный подъем теплового фронта в низкоскоростных блоках означает глубокий прогрев коры, образование коровых очагов, подключение дополнительных объемов коровых флюидов, дающих начало известково-щелочному магматизму, интрузиям малоуглубленных гранитоидов, включения которых довольно обычны в кислой пирокластике [3]. Подъем гранитоидных интрузий и возникновение термических аномалий служат спусковым механизмом для срабатывания конвекционных потоков и, в благоприятной структурной обстановке, включающим процессы рудоотложения.

Рудообразование в низкоскоростных блоках синхронизируется со стандартными событиями: переходом от излияний щитовых вулканов к стратовулканам, мощным взрывным пароксизмам, появлению порфириновых эффузивов, кислых вулканитов и полей гидротермальных изменений [8, 14, 15, 24, 29, 32].

В базальтах и исландитах рудных районов объем миндалинов редко опускается ниже 20 - 25% и может достигать 35 - 40%, тогда как в эффузивах высокоскоростных блоков не поднимается выше 10 - 12%. Объем флюидов в исходных расплавах на уровнях магмогенерации едва ли превышал те 2 - 4%, которые содержат “сухие” толеитовые магмы. Очевидно, что характер дегазации распла-

вов в разноскоростных блоках существенно различался. Разделение расплавов и летучих способствует интенсивному переносу рудных компонентов, гидротермальной проработке вулканических толщ в межпароксизмальные стадии. В эти периоды вокруг миндалинов и вкрапленников в исландитах по магнетиту и гематиту развивается пирит. Такой механизм экстракции и мобилизации железа, ранее не обсуждавшийся, представляется энергетически более выгодным, чем мобилизация его в процессах гидротермально-метасоматических изменений эффузивов [22 - 24, 29]. На образование пирита, главного минерала колчеданных руд, “работают” различные источники железа.

На флангах рудных районов в высокоскоростных блоках уменьшается не только степень дифференцированности толеитовых магм, но и мощности формаций, их объемы, полнота дифференциации, фациальное разнообразие. Мощные лаво-пирокластические разрезы с изометрическими и эллиптическими экстрозивно-субвулканическими массивами сменяются вулканогенно-осадочными и туфотурбидитовыми толщами с подчиненными прослоями лав и конденсированными пачками кремнистых осадков [32]. В высокоскоростных блоках зачастую выпадают псефитовые вулканокластиты, исландиты, кислые вулканиты, исчезают сколько-нибудь значительные проявления сульфидной минерализации. Обычно развитые здесь базальты отличаются повышенным содержанием железа и титана – ферробазальты, характерные породы зон высокоскоростного спрединга [21, 36].

Ферробазальты широко распространены в ордовикско-силурийских формациях Тагильского прогиба на Среднем и Северном Урале [8, 14, 15]. Их несравнимо меньше в однотипных девонских формациях Магнитогорского прогиба Южного Урала [1, 2, 29, 33, 37]. В Тагильском прогибе ферробазальты формаций тяготеют к его бортам, а в осевой зоне уступают место высокоглиноземистым базальтам, исландитам, пикрито-базальтам, что находится в согласии с представлениями о рифтогенной природе уральских геосинклинальных зон. Именно в осевой зоне сосредоточено большинство известных на Среднем и Северном Урале колчеданных месторождений, тогда как в Магнитогорском они приурочены к бортам [8, 29, 33, 35]. Высокая продуктивность Магнитогорского пояса по сравнению с Тагильским может быть связана с его более слабым раздвигом на ранней стадии развития.

В современных геодинамических обстановках колчеданное оруденение приурочено к высокоскоростным блокам океанических рифтогенных структур [18, 26, 30, 36]. Руды образуются в межпароксизмальных паузах на плоских геотермальных площадках. Их сравнение с депрессионными структурами палеозойских месторождений позволяет полагать, что рудные холмы и “черные

курульщики" имеют минимальные шансы сохраниться в пострудных обстановках активного вулканизма, блоковых поднятий, эрозии и денудации положительных форм рельефа. Об этом говорит широкое развитие продуктов подводной дезинтеграции колчеданных руд на месторождениях Урала и других регионов, разрушенные выходы синвулканических гидротерм, описанные на Южном Урале в толщах базальт-исландитовых лав [22, 23, 29], нахождение в поднятых блоках сульфидных штокверков – корней глубоко эродированных месторождений.

Положение разновозрастных и разноскоростных блоков в вулканических зонах Южного Урала показано на рис. 3. Несомненно, современная структура претерпела существенные изменения в ходе позднепалеозойских дислокаций. Однако конформность вулканических зон и останцов докембрийского субграта очевидна: низкоскоростные блоки локализируются на флангах выходов древних толщ, высокоскоростные – удалены от них. Можно полагать, что последние формируются при полной деструкции основания геосинклинали.

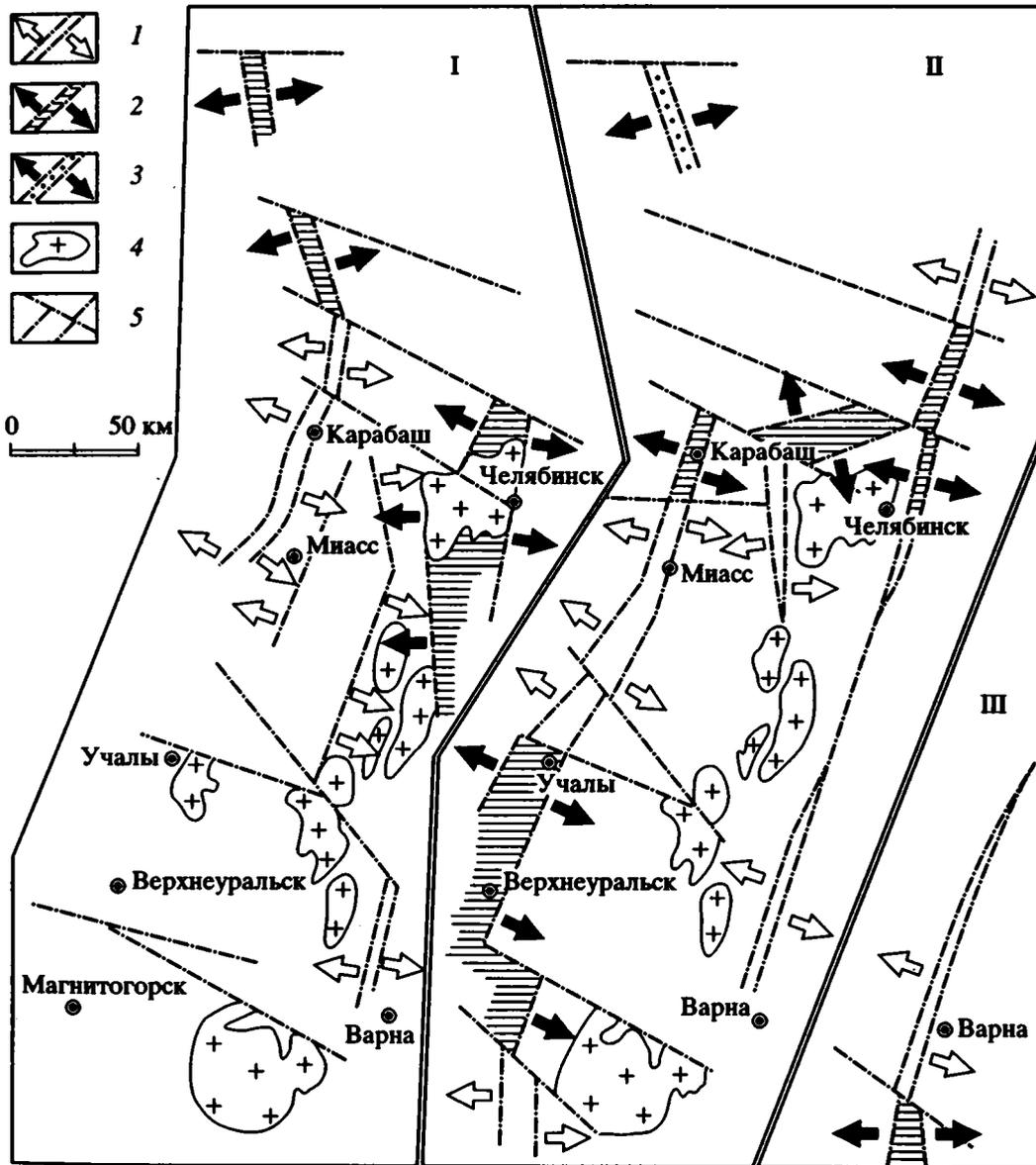


Рис. 3. Палеотектонические схемы распространения исландитов на Южном Урале в ордовик-раннедевонском (I), средне-позднедевонском (II) и раннекаменноугольном (III) циклах.

1 – зоны и блоки высоко- и среднескоростного спрединга; 2 – зоны низкоскоростного спрединга с широким распространением исландитов; 3 – рудоносные блоки с преобладающим развитием кислых вулканитов; 4 – средне-верхнепалеозойские гранитоидные массивы в останцах докембрийского гнейсо-амфиболитового основания; 5 – важнейшие разломы, определяющие структурно-формационную и структурно-фациальную зональность вулканических поясов. Объяснения см. в тексте.

В блоках кристаллических сланцев широко распространены аповулканические гнейсы и амфиболиты, известны проявления сульфидной минерализации и мелкие залежи колчеданных руд. Сходство гнейсов и амфиболитов Уфалейского комплекса раннего протерозоя с вулканитами спилит-кератофировой формации отмечено Г.А. Кейльманом еще в 60-х годах. Позднее автором доказан апобазальтовый и апоисландитовый состав метаморфитов Челябинского антиклинория. Текстурно-структурные особенности метаморфитов, их химический состав, датировки абсолютного возраста и другие данные позволяют сопоставлять метаморфиты некоторых структур Урала с образованиями протогeosинклинальных прогибов, что существенно расширяет площади, перспективные на обнаружение колчеданных руд.

В разрезах формаций ордовика - раннего девона большинства зон Южного Урала исландиты отсутствуют или встречаются в незначительных объемах. Неизвестны и проявления колчеданного оруденения. Выделяются два низкоскоростных блока: Зюзельский в северо-западной части Южного Урала и Челябинский. В первом известны мелкие колчеданные месторождения, на флангах второго – несколько слабо изученных рудопроявлений. Мощность таких базальт-исландитовых разрезов, по геолого-геофизическим данным, не менее 2,5 - 3 км.

Высокоскоростные блоки отличаются сравнительно маломощными разрезами толеитовых базальтов (800 - 900 м), близких по геохимическим особенностям красноморским [37]. Излияния лав сменяются кремнисто-глинистыми отложениями с фауной силура (поздний лландовери-лудлов [32, 33]). В этом же возрастном диапазоне в смежных структурах Тагильского прогиба сформировались мощные толщи колчеданоносной базальт-риолитовой, базальт-андезит-дацитовой, базальт-андезит-базальтовой и базальт-трахитовой формаций, в южноуральских структурах большей частью редуцированных [8].

С севера на юг, от среднеуральских структур к южноуральским, варьирует характер дислокаций: слабо нарушенный вулканический палеорельеф (останцы построек, кальдеры и т.п.) сменяется вулканогенно-осадочными и осадочными толщами, поставленными "на голову". Такая же картина свойственна структурам Восточноуральской зоны, где мощные лаво-пирокластические околожерловые фации не нарушены, тогда как вулканогенно-осадочные, характерные для высокоскоростных блоков, смяты, а местами меланжированы.

Степень дислоцированности разноскоростных разновозрастных блоков, конечно, определена различной компетентностью их разрезов, но, как показано выше, предвосхищена особенностями их развития на ранних стадиях: различиями первичных вулканических структур, эксплозивных явлений и т.п.

Осадкообразование в высокоскоростных блоках, начавшееся в лландовери - венлоке, унаследованно продолжается в девоне и карбоне, когда в них накапливаются осадочные и вулканогенно-осадочные толщи – дистальные фации эффузивных формаций, полнее развитых в смежных блоках.

Различия состава базальтоидных формаций и различная скорость раздвига в отдельных блоках по простиранию зон особенно наглядно проявляются в среднем девоне. Продуктивные ассоциации с исландитами отделяются от непродуктивных поперечными разломами, которые выделяются по совокупности геолого-геофизических наблюдений. Так, на северном окончании Магнитогорского пояса Верхнеуральский и Учалинский рудные районы с юга примыкают к непродуктивному Миасскому, а последний – к продуктивному Карабашскому. Разрезы Карабашского района прерывисто прослеживаются на север, где вмещают мелкое Чусовское и Дегтярское месторождения. Здесь базальтовые и исландитовые части разреза неизвестны и колчеданные руды залегают в вулканокластитах кислого состава. В Восточноуральских зонах на рассмотренной площади колчеданоносные формации среднего девона развиты только в районе города Челябинска, а к северу и югу от него среднедевонские разрезы сложены базальтами с подчиненными объемами риодацитов (рис. 3, II).

Низкоскоростные девонские блоки формируются на флангах останцов докембрийского основания и на обрамлении стабилизированных структур более древнего цикла. Так, на южной оконечности Зюзельского и в северной части Челябинского блоков в среднем девоне образуются базальт-исландит-риодацитовые ассоциации Карабашского и Касаргинско-Султановского рудных районов (рис. 3, II). В последнем автором откартирован комплекс параллельных диабазовых даек, прорывающих андезитоидные вулканокластиты силурийской формации. Дайки по восстанию переходят в лавовые потоки, в межподушечных пространствах которых известна фауна среднего девона.

Низкоскоростные блоки Баймак-Бурибаевской зоны Южного Урала примыкают к более древним консолидированным структурам базальтоидных зон ордовика - силура, а живетские структуры Сибайского, Верхнеуральского и других рудных районов развиваются на фундаменте, сложенном вулканистами эйфеля [1, 2, 29, 32]. В них хорошо сохраняются останцы построек, осложняющие их вершинные кальдеры, секторные и дуговые депрессии, что позволяет с высокой степенью надежности создавать палеореконструкции. Разрезы хорошо изученных рудных районов нарушены лишь в зонах разломов, где образуются складки приразломного смятия. Так, сильно сжатая и поставленная "на голову" антиклинальная

структура Учалинского колчеданного месторождения в живетской контрастной формации [29] перекрывается флишоидными толщами позднеживетско-раннефранского возраста, слагающими пологую конседиментационную мульду. Эти и другие данные указывают на внутриформационную природу дислокаций в зонах разломов.

Разрезы высокоскоростных блоков Верхнеуральского и Учалинского рудных районов прослежены на север (в район города Миасс), где количество исландитов в составе контрастной формации не превышает 12 - 15%. Структура Миасского района отличается интенсивной дислоцированностью: большинство толщ и пластов разбиты послойными тектонизированными серпентинитами, широко развиты меланж и кливаж. Выходы разновозрастных толщ на поверхности картируются в виде многократно повторяющихся лентообразных и крутопадающих блоков (пластин).

На Круглогорском скарново-магнетитовом месторождении (к западу от города Миасс) меланжированный разрез эйфельской базальт-андезит-базальтовой формации прорывается габбро-диоритами и диоритами, которые по петролого-геохимическим данным комагматичны эффузивам [8]. Меланж "запечатан" живетскими флишоидными толщами, содержащими обломки габбро, диоритов, пироксенитов. Позднедевонские отложения также содержат обломки габбро, диоритов, магнетитовых скарнов и перекрывают смятые в складки среднедевонские. Эти данные указывают на внутри- и межформационную природу нарушений разрезов и на многоактную историю развития меланжа.

Границы формаций в смежных низкоскоростных блоках большей частью не нарушены, но по ним отмечаются невыдержанные местные несогласия. Это означает, что проявления движений, сопутствующих вулканическим явлениям, в низкоскоростных и высокоскоростных блоках, достаточно различны. Движения в продуктивных блоках строго не датированы. Дифференцированные блоковые поднятия, развитие построек и другие события на каждом рудном поле имеют свои особенности [3, 8, 29, 32]. Структурные и фациальные исследования рудных полей позволяют выделить стадии продуктивного кислого вулканизма и крупные межпароксизмальные паузы, отвечающие уровням рудоотложения. Выделяются следующие стадии вулканизма и рудообразования.

1. Базальт-исландитовые излияния, проходящие в обстановке смены растяжения сжатием. На фоне преобладающих пиллоу-лав и гналокластитов локально появляются субаэральные фации аглютинатов лавового фонтанирования, псаммитовые осадки пляжевого типа с детритовыми рудными минералами.

2. Стадия кислого вулканизма, на которой формируются эксплозии афировых и мелкопорфировых субликвидусных риодацитов в условиях растяжения на уровне кислых коровых очагов. Происходят спорадические прорывы более глубоких расплавов магнезиальных дацитов, по составам сходных с маррианит-бонинитовыми вулканитами и экспериментальными выплавками из водосодержащих перидотитов [3]. В паузах – колчеданное рудоотложение.

3. Кратковременная стабилизация, вызывающая образование структур лавового плато (ареальный кислый вулканизм по И.Б. Серавкину [29]), нивелировку рельефа и захоронение ранее сформировавшихся рудоносных депрессий.

4. Возрождение корового кислого вулканизма, проявленного мощными эксплозиями игнибритовидных туфов. В паузах – колчеданное рудоотложение.

Все эти события, с различной выразительностью реализованные в низкоскоростных блоках (рудных районах), не проявляются в смежных с ними высокоскоростных. Отметим также, что разнопорядковая маятниковая ритмика, характерная для осадков рудоносных депрессий, не регистрируется за их пределами. На Южном Урале лишь в позднеживетской истории продуктивных зон устанавливается общее опускание, связанное с массовым истощением магматических камер, формированием сводов большого радиуса и обрушениями их апикальных частей.

На большей части территории Южного Урала широко распространены красноцветные осадки "великой визейской трансгрессии", среди которых локально развиты угленосные отложения и поля толентовых базальтов (рис. 3, III). Последние большей частью близки траппам [8, 17, 32, 33, 35]. Низкоскоростные блоки намечаются в Иргизской зоне Западного Казахстана и ее северном продолжении – Новокатенинской зоне Южного Урала (район пос. Варна), где они вмещают ряд мелких колчеданных проявлений. Базальты и исландиты этих зон по химическому составу аналогичны среднедевонским.

Эти затухающие отзвуки геосинклинальных процессов во времени и пространстве сопряжены с гранитоидным магматизмом, сопровождающимся медно-порфировым оруденением [4, 6].

Порфировое оруденение в течение всего палеозоя образуется синхронно с колчеданной и скарново-магнетитовой минерализацией на флангах низкоскоростных базальт-исландитовых блоков, нередко на фундаменте стабилизированных структур более ранних циклов. Прежде всего оруденение тяготеет к блокам с редуцированными рядами формаций, преобладающим развитием андезитовидных и базальт-андезит-базальтовых ассоциаций, к блокам, в которых проявления сдвиговых

В блоках кристаллических сланцев широко распространены аповулканические гнейсы и амфиболиты, известны проявления сульфидной минерализации и мелкие залежи колчеданных руд. Сходство гнейсов и амфиболитов Уфалейского комплекса раннего протерозоя с вулканитами спилит-кератофировой формации отмечено Г.А. Кейльманом еще в 60-х годах. Позднее автором доказан апобазальтовый и апоисландитовый состав метаморфитов Челябинского антиклинария. Текстурно-структурные особенности метаморфитов, их химический состав, датировки абсолютного возраста и другие данные позволяют сопоставлять метаморфиты некоторых структур Урала с образованиями протогеосинклинальных прогибов, что существенно расширяет площади, перспективные на обнаружение колчеданных руд.

В разрезах формаций ордовика - раннего девона большинства зон Южного Урала исландиты отсутствуют или встречаются в незначительных объемах. Неизвестны и проявления колчеданного оруденения. Выделяются два низкоскоростных блока: Зюзельский в северо-западной части Южного Урала и Челябинский. В первом известны мелкие колчеданные месторождения, на флангах второго – несколько слабо изученных рудопроявлений. Мощность таких базальт-исландитовых разрезов, по геолого-геофизическим данным, не менее 2,5 - 3 км.

Высокоскоростные блоки отличаются сравнительно маломощными разрезами толеитовых базальтов (800 - 900 м), близких по геохимическим особенностям красноморским [37]. Излияния лав сменяются кремнисто-глинистыми отложениями с фауной силура (поздний лландовери-лудлов [32, 33]). В этом же возрастном диапазоне в смежных структурах Тагильского прогиба сформировались мощные толщи колчеданосной базальт-риолитовой, базальт-андезит-дацитовой, базальт-андезит-базальтовой и базальт-трахитовой формаций, в южноуральских структурах большей частью редуцированных [8].

С севера на юг, от среднеуральских структур к южноуральским, варьирует характер дислокаций: слабо нарушенный вулканический палеорельеф (останцы построек, кальдеры и т.п.) сменяется вулканогенно-осадочными и осадочными толщами, поставленными "на голову". Такая же картина свойственна структурам Восточноуральской зоны, где мощные лаво-пирокластические околожерловые фации не нарушены, тогда как вулканогенно-осадочные, характерные для высокоскоростных блоков, смяты, а местами меланжированы.

Степень дислоцированности разноскоростных разновозрастных блоков, конечно, определена различной компетентностью их разрезов, но, как показано выше, предвосхищена особенностями их развития на ранних стадиях: различиями первичных вулканических структур, эксплозивных явлений и т.п.

Осадкообразование в высокоскоростных блоках, начавшееся в лландовери - венлоке, унаследованно продолжается в девоне и карбоне, когда в них накапливаются осадочные и вулканогенно-осадочные толщи – дистальные фации эффузивных формаций, полнее развитых в смежных блоках.

Различия состава базальтоидных формаций и различная скорость раздвига в отдельных блоках по простиранию зон особенно наглядно проявляются в среднем девоне. Продуктивные ассоциации с исландитами отделяются от непродуктивных поперечными разломами, которые выделяются по совокупности геолого-геофизических наблюдений. Так, на северном окончании Магнитогорского пояса Верхнеуральский и Учалинский рудные районы с юга примыкают к непродуктивному Миасскому, а последний – к продуктивному Карабашскому. Разрезы Карабашского района прерывисто прослеживаются на север, где вмещают мелкое Чусовское и Дегтярское месторождения. Здесь базальтовые и исландитовые части разреза неизвестны и колчеданные руды залегают в вулканокластитах кислого состава. В Восточноуральских зонах на рассмотренной площади колчеданосные формации среднего девона развиты только в районе города Челябинска, а к северу и югу от него среднедевонские разрезы сложены базальтами с подчиненными объемами риодацитов (рис. 3, II).

Низкоскоростные девонские блоки формируются на флангах останцов докембрийского основания и на обрамлении стабилизированных структур более древнего цикла. Так, на южной оконечности Зюзельского и в северной части Челябинского блоков в среднем девоне образуются базальт-исландит-риодацитовые ассоциации Карабашского и Касаргинско-Султановского рудных районов (рис. 3, II). В последнем автором откартирован комплекс параллельных диабазовых даек, прорывающих андезитовидные вулканокластиты силурийской формации. Дайки по восстанию переходят в лавовые потоки, в межподушечных пространствах которых известна фауна среднего девона.

Низкоскоростные блоки Баймак-Бурибаевской зоны Южного Урала примыкают к более древним консолидированным структурам базальтоидных зон ордовика - силура, а живетские структуры Сибайского, Верхнеуральского и других рудных районов развиваются на фундаменте, сложенном вулканитами эйфеля [1, 2, 29, 32]. В них хорошо сохраняются останцы построек, осложняющие их вершинные кальдеры, секторные и дуговые депрессии, что позволяет с высокой степенью надежности создавать палеореконструкции. Разрезы хорошо изученных рудных районов нарушены лишь в зонах разломов, где образуются складки приразломного смятия. Так, сильно сжатая и поставленная "на голову" антиклинальная

структура Учалинского колчеданного месторождения в живетской контрастной формации [29] перекрывается флишоидными толщами позднеживетско-раннефранского возраста, слагающими пологую конседиментационную мульду. Эти и другие данные указывают на внутриформационную природу дислокаций в зонах разломов.

Разрезы высокоскоростных блоков Верхнеуральского и Учалинского рудных районов прослежены на север (в район города Миасс), где количество исландитов в составе контрастной формации не превышает 12 - 15%. Структура Миасского района отличается интенсивной дислоцированностью: большинство толщ и пластов разбиты послойными тектонизированными серпентинитами, широко развиты меланж и кливаж. Выходы разновозрастных толщ на поверхности картируются в виде многократно повторяющихся лентообразных и крутопадающих блоков (пластин).

На Круглогорском скарново-магнетитовом месторождении (к западу от города Миасс) меланжированный разрез эйфельской базальт-андезит-базальтовой формации прорывается габбро-диоритами и диоритами, которые по петролого-геохимическим данным комагматичны эффузивам [8]. Меланж "запечатан" живетскими флишоидными толщами, содержащими обломки габбро, диоритов, пироксенитов. Позднедевонские отложения также содержат обломки габбро, диоритов, магнетитовых скарнов и перекрывают смятые в складки среднедевонские. Эти данные указывают на внутри- и межформационную природу нарушений разрезов и на многоактную историю развития меланжа.

Границы формаций в смежных низкоскоростных блоках большей частью не нарушены, но по ним отмечаются невыдержанные местные несогласия. Это означает, что проявления движений, сопутствующих вулканическим явлениям, в низкоскоростных и высокоскоростных блоках, достаточно различны. Движения в продуктивных блоках строго не датированы. Дифференцированные блоковые поднятия, развитие построек и другие события на каждом рудном поле имеют свои особенности [3, 8, 29, 32]. Структурные и фациальные исследования рудных полей позволяют выделить стадии продуктивного кислого вулканизма и крупные межпароксизмальные паузы, отвечающие уровням рудоотложения. Выделяются следующие стадии вулканизма и рудообразования.

1. Базальт-исландитовые излияния, проходящие в обстановке смены растяжения сжатием. На фоне преобладающих пиллоу-лав и гялокластитов локально появляются субаэральные фации аглютинатов лавового фонтанирования, псаммитовые осадки пляжевого типа с детритовыми рудными минералами.

2. Стадия кислого вулканизма, на которой формируются эксплозии афировых и мелкопорфировых субликвидусных риодацитов в условиях растяжения на уровне кислых коровых очагов. Происходят спорадические прорывы более глубоких расплавов магнезиальных дацитов, по составам сходных с маррианит-бонинитовыми вулканитами и экспериментальными выплавками из водосодержащих перидотитов [3]. В паузах – колчеданное рудоотложение.

3. Кратковременная стабилизация, вызывающая образование структур лавового плато (ареальный кислый вулканизм по И.Б. Серавкину [29]), нивелировку рельефа и захоронение ранее сформировавшихся рудоносных депрессий.

4. Возрождение корового кислого вулканизма, проявленного мощными эксплозиями игнибритовидных туфов. В паузах – колчеданное рудоотложение.

Все эти события, с различной выразительностью реализованные в низкоскоростных блоках (рудных районах), не проявляются в смежных с ними высокоскоростных. Отметим также, что разнопорядковая маятниковая ритмика, характерная для осадков рудоносных депрессий, не регистрируется за их пределами. На Южном Урале лишь в позднеживетской истории продуктивных зон устанавливается общее опускание, связанное с массовым истощением магматических камер, формированием сводов большого радиуса и обрушениями их апикальных частей.

На большей части территории Южного Урала широко распространены красноцветные осадки "великой визейской трансгрессии", среди которых локально развиты угленосные отложения и поля толентовых базальтов (рис. 3, III). Последние большей частью близки траппам [8, 17, 32, 33, 35]. Низкоскоростные блоки намечаются в Ирگزской зоне Западного Казахстана и ее северном продолжении – Новокатенинской зоне Южного Урала (район пос. Варна), где они вмещают ряд мелких колчеданных проявлений. Базальты и исландиты этих зон по химическому составу аналогичны среднедевонским.

Эти затухающие отзвуки геосинклинальных процессов во времени и пространстве сопряжены с гранитоидным магматизмом, сопровождающимся медно-порфировым оруденением [4, 6].

Порфировое оруденение в течение всего палеозоя образуется синхронно с колчеданной и скарново-магнетитовой минерализацией на флангах низкоскоростных базальт-исландитовых блоков, нередко на фундаменте стабилизированных структур более ранних циклов. Прежде всего оруденение тяготеет к блокам с редуцированными рядами формаций, преобладающим развитием андезитовидных и базальт-андезит-базальтовых ассоциаций, к блокам, в которых проявления сдвиговых

смещений вдоль магмовыводящих разломов наиболее показательны.

Рудные районы, как правило, представляют собою узкие приразломные грабен-синклинали с цепочками мелких вулкано-интрузивных массивов центрального типа, а месторождения – поля субмеридианальных даек в провесах кровли нескрытых эрозией интрузий. Состав руд месторождений и рудопроявлений четко отражает особенности крупных этапов развития Южного Урала. В ордовике – раннем девоне, в связи со слабой деструкцией основания, широко распространены проявления молибден-порфировой и низкомедистой полиметаллической минерализации. В среднем девоне на фоне мощного базальтоидного магматизма образуются медно-порфировые проявления, а на флангах вулканических поясов – низкомедистые полиметаллические руды с золотом. В каменноугольное время наиболее распространены медно-порфировые проявления, чередующиеся по простиранию с молибден-порфировыми и низкомедистыми полиметаллическими.

Большинство рудопроявлений и месторождений порфирового типа локализуется по периферии выходов гранитоидов в останцах кристаллического субстрата. В непосредственной близости к выходам гнейсо-амфиболитовых комплексов находятся проявления, обогащенные золотом. Можно полагать, что эндогенная активность вулканических поясов сопряжена с зарождением и интродуцированием гранитоидных магм в кристаллические блоки, в том числе магм, несущих порфировое оруденение.

Рудоносные порфировые интрузии нередко “сшивают” среднепалеозойские разрезы, нарушенные меланжированием и надвигами. Морфология даек, расщепленных по простиранию и восстанию, указывает на приуроченность их к трещинам скальвания. В немногочисленных интрузиях концентрического строения оруденение контролируется прямолинейными трещинами скальвания, совпадающими с трещинами продольной и, реже, пластовой отдельности. Изучение ориентировки оруденелых трещин скальвания и извилистых трещин отрыва на каменноугольных месторождениях показывает, что диагональная ориентировка вектора сжатия в пространстве была близка горизонтальной. Смещения унаследованно развиваются по тому же типу правого или левого сдвига, что и на ранних стадиях развития зон.

В заключение повторим, что явления растяжения на ранних стадиях развития геосинклинальных вулканических поясов проходили в обстановке горизонтальных смещений магмовыводящих зон по сопряженной системе продольных и поперечных разломов. Эти движения вместе с неравномерной деструкцией основания и его различной проницаемостью определяли

анизотропию поясов – неравномерное проявление магматической активности, дислокаций, оруденения. Ансамбли кольцевых структур, сформировавшиеся в низкоскоростных блоках, возможно, указывают на образование здесь поднятий большого радиуса. На поздних стадиях развития эти структуры подвергаются незначительным дислокациям. В блоках с относительно высокими скоростями раздвига на ранних стадиях развития наряду с системами параллельных даек, возможно, формировались надвиги растяжения – листрические поверхности отрыва, которые позднее легко подвергались торошению. Быстрый подъем магматических расплавов к поверхности существенно ограничивал процессы дифференциации, что и определяет их низкую продуктивность.

Явления растяжения в вулканических поясах в какой-то мере компенсировались сжатием и активизацией стабилизированных кристаллических блоков – усложнением морфологии гнейсовых куполов, явлениями диафтореза, плагитогранитизации и т. д. Эти процессы датированы на Южном Урале по определениям абсолютного возраста девоном [8], отвечающим времени заложения вулканических поясов [29, 33, 35]. Во внутриконтинентальных поясах, подобных Уралу, прерывистый во времени и пространстве магматизм и дислокации выступают как различные проявления эндогенной активности. Они развиваются согласно общим закономерностям периодических процессов: вначале по типу возбуждающихся, а затем – затухающих колебаний.

Наряду со статистически обоснованным разделением формаций на колчеданосные, малопродуктивные и непродуктивные [5] и известными в докембрии и палеозое типами рудных районов (по составу магматитов и ассоциированных с ними руд [30]): кипрским, уральским, малокавказским и рудноалтайским, следует выделять современный тип. Он маркирован широким развитием ферробазальтов, связан с зонами высокоскоростного спрединга и сопровождается рудами, сходными с кипрскими и уральскими. К современным обстановкам наиболее близки непродуктивные базальтовые разрезы окраин рудных районов: они содержат минимальные количества исландитов, но в них нередко отсутствуют признаки колчеданного оруденения. Нет сомнений, что изложенный в статье материал допускает иную интерпретацию. Связи колчеданного оруденения с процессами дифференциации, эксплозивной деятельностью, синвулканическими структурами сложны и многообразны. Автор далек от мысли, что обнаружил некий универсальный подход к разбраковке вулканических формаций по потенциальной рудоносности. Исландиты являются необходимым, но не достаточным критерием колчеданосности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аржавитин П.В.* Петрохимия вулканогенных пород западного крыла Магнитогорского мегасинклинария // Петрохимия вулканогенных пород, вмещающих сульфидные месторождения Южного Урала. Уфа: ИГ БашФАН СССР, 1971. С. 3 - 25.
2. *Аржавитин П.В., Салихов Д.Н.* Магматические формации Сибайского рудного района // Петрохимия вулканогенных пород, вмещающих сульфидные месторождения Южного Урала. С. 43 - 53.
3. *Белгородский Е.А.* Магнезиальные дациты базальт-риолитовой формации Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 5. С. 3 - 17.
4. *Белгородский Е.А., Грабежев А.И., Федоров В.И. и др.* Медно-порфировая минерализация восточных зон Урала // Металлогения Восточноуральского поднятия и Зауралья. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 66 - 67.
5. *Белгородский Е.А.* О некоторых особенностях состава колчеданосных формаций // Докл. АН СССР. Т. 299. № 2. С. 424 - 427.
6. *Белгородский Е.А., Черкашев С.А.* Узлы эндогенной активности в эвгеосинклинали Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 3. С. 103 - 115.
7. *Белоусов А.Ф., Кривенко А.П.* Магмогенез вулканических формаций. Новосибирск: Наука, 1983. 166 с.
8. Геологическое развитие и металлогения Урала. М.: Недра, 1981. 264 с.
9. *Герасимовский В.И., Полякова А.И., Муравьева Н.С.* Происхождение базальт-риолитовых серий Исландии // Магматические и метаморфические породы дна океана, их генезис. М.: Наука, 1983. С. 234 - 245.
10. *Грин Т.Х., Рингвуд Д.Х., Рингвуд А.Е.* Происхождение высокоглиноземистых базальтов и их взаимоотношения с кварцевыми толеитами и щелочными базальтами // Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Недра, 1970. С. 233 - 239.
11. *Грин Т.Х., Рингвуд А.Е.* Кристаллизация базальтов и андезитов в водных условиях при высоких давлениях // Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Недра, 1970. С. 240 - 249.
12. *Диденко В.Н., Кориневский В.Г., Куренков С.А. и др.* Комплекс параллельных даек Южных Мугодзар // История развития Уральского палеоокеана. М.: Институт океанологии АН СССР, 1984. С. 80 - 101.
13. *Заварицкий В.А.* Спильито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блява на Южном Урале. М.: Изд-во АН СССР, 1946. 83 с.
14. *Каретин Ю.С.* Латеральные вариации базальтового магматизма и принципы выделения вулканических формаций на примере Тагильского прогиба // Латеральные ряды магматических формаций. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 54 - 72.
15. *Каретин Ю.С.* Раннегеосинклинали вулканизма и геодинамика палеозойской эвгеосинклинали Урала // Палеовулканологические карты и металлогеническая специализация древнего вулканизма Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. С. 51 - 62.
16. *Колосков А.В., Хабуня С.А.* Об аноксидитовой тенденции в ходе эволюции островных дуг // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. С. 61 - 80.
17. *Костик Г.А.* Магматические формации Прииргизья // Вопросы петрохимии вулканизма Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 3 - 14.
18. *Краснов С.Г., Попов В.Е.* Колчеданные руды на дне океана // Природа. 1988. № 4. С. 12 - 18.
19. *Куренков С.А., Перфильев А.С.* Тектоническая интерпретация комплексов параллельных даек // Геотектоника. 1984. № 3. С. 3 - 14.
20. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Дьяконова-Савельева Е.Н.* Вулканическая группа Карадага в Крыму. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1933. Т. 1. 153 с.
21. Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли / Под ред. Коваленко В.И. М.: Наука, 1987. 438 с.
22. *Масленников В.В.* Проблемы генезиса обломковидных обособлений сульфидов в осадочно-вулканогенных комплексах колчеданных месторождений // Проблемы разрушения гидротермальных построек в колчеданосных районах. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 3 - 28.
23. *Масленников В.В., Зайков В.В.* О процессах придонного разрушения сульфидных построек в палеоокеанических структурах // Проблемы разрушения гидротермальных построек в колчеданосных районах. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 211 - 226.
24. Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканические и рудные формации / Под ред. Моисеенко В.Г. М.: Наука, 1978. 178 с.
25. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. 336 с.
26. *Попов В.Е., Краснов С.Г., Айнемер А.И., Черкашев Г.А.* Современные вулканогенно-осадочные сульфидные руды и их древние аналоги // Записки ВМО. 1985. Ч. СХIV. Вып. 4. С. 410 - 427.
27. *Румянцева Н.А.* Типы базальтоидных ассоциаций Урала и вопросы их петрогенезиса // Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 195 - 209.
28. *Румянцева Н.А., Остроумова А.С.* Сопоставление вулканических ассоциаций континентов и океанов в целях палеодинамических реконструкций // Геотектоника. 1985. № 5. С. 34 - 44.
29. *Серавкин И.Б.* Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.
30. *Смирнов В.И.* Эндогенное рудообразование в геологической истории Земли // Геол. рудных месторожд. 1982. № 4. С. 3 - 20.
31. *Ушаков С.А., Галушкин Ю.Н.* Литосфера Земли по геофизическим данным. М.: ВИНТИ, 1983. Т. 1. 226 с.
32. Формирование земной коры Урала / Под ред. Иванова С.Н. М.: Наука, 1986. 246 с.

33. *Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Геосинклинальный вулканизм на примере восточного склона Южного Урала. М.: Изд-во МГУ, 1977. 246 с.
34. *Фролова Т.И., Митрейкина О.Б., Конова Н.И.* Дифференцированные базитовые включения в базальтах океанических островов и их генезис // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 146 - 160.
35. *Червяковский Г.Ф.* Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М.: Наука, 1972. 256 с.
36. *Шарков Е.В., Цветков А.А.* Магматические серии и геодинамические реконструкции океанов и континентов // Океанический магматизм. Эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986. С. 6 - 25.
37. *Язева Р.Г.* Геохимические критерии для формационного анализа меденосных комплексов Уральской геосинклинали. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 64 с.
38. *Carmichael I.S.E.* The Petrology of Thingmuli, a Tertiary Volcano in Eastern Iceland // Journ. of Petrol. 1964, V. 5. P. 435 - 460.

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

Ore Content of the Early and Middle Paleozoic Volcanism in Different Geodynamic Environments (Ural)

E. A. Belgorodskiy

Differentiation extent of tholeiitic magma reversely proportional to the spreading rate and to the speed of melt supply from the area of magma generation. Pyrite bearing blocks could be selected which differ according to ore content: nonproductive – high speed, underproductive with intermediate speed and highly productive with low speed. Position of ore bearing blocks with different age in the history and structure of the South Ural was analyzed.

УДК 551.248.2(571.56)

*Настоящая работа выполнена при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований (93-05-9523)*

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА СЕЙСМИЧЕСКИХ ПОЯСОВ ЯКУТИИ

© 1994 г. В. С. Имаев*, Л. П. Имаева*, Б. М. Козьмин*, К. Фуджита**

*Якутский институт геологических наук СО РАН, г. Якутск

**Университет штата Мичиган, США

Поступила в редакцию 24.04.92 г.

Рассмотрена система активных разломов Якутии, группирующихся в два протяженных сейсмических пояса – Байкало-Становой на юге и Черского на северо-востоке. Показано, что сейсмогенными в них являются крупные сдвиги, развитые в центральных частях сейсмических поясов и сопряженные с ними надвиги, которые обрамляют неотектонические поднятия. Современная геодинамика определяется взаимодействием Евразийской, Североамериканской, Охотоморской и Амурской плит. При этом сейсмический пояс Черского возник в результате субширотного сближения Евразийской и Североамериканской плит, а Олекмо-Становая сейсмическая зона – вследствие косоугольного смещения Евразийской плиты относительно асейсмичного Станового блока, благодаря чему сейсмические процессы протекают здесь в условиях сжатия.

На территории Якутии выделяются два протяженных сейсмических пояса: Байкало-Становой на юге и Черского на северо-востоке (рис. 1). Они рассматриваются нами в качестве ограничений Евразийской плиты [8, 9, 24].

Субширотная Олекмо-Становая сейсмическая зона (ОСЗ) шириной до 200 км протягивается на 800 - 1000 км от р. Олекмы на западе к Удской губе Охотского моря на востоке. Она представляет собой восточное окончание Байкало-Станового сейсмического пояса и отделяет Евразийскую плиту от Амурской [10]. За 26-летний период инструментальных наблюдений (1964 - 1990 годы) здесь отмечено около 10 тысяч подземных толчков. Среди них более десяти – крупные сейсмические катастрофы с интенсивностью в эпицентре до 7 - 9 баллов (Нюкжинское 1958 г. с магнитудой $M = 6.5$; Олекминское 1958 г. с $M = 6.4$; Тас-Юряхское 1967 г. с $M = 7.0$; Южно-Якутское 1989 г. с $M = 6.6$ и др.).

Сейсмический пояс Черского (СПЧ) в Северо-Восточной Якутии представлен широкой (около 400 км) и протяженной (более 2000 км) полосой эпицентров землетрясений. Он прослеживается от юго-восточного окончания хребта Гаккеля в Северном Ледовитом океане через Северо-Восточную Азию к Командорским островам [8], связывая между собой сейсмические зоны Арктики и Тихого океана. С начала века здесь зарегистрировано около 6 тысяч местных землетрясений. Из них ряд событий относятся к сильным, где воздействия в эпицентре достигали 8 - 9 баллов (Булуцкие 1927 - 1928 гг. с $M = 6.8$; Адычанское 1951 г. с $M = 6.5$; Артыкское (Оймяконское) 1971 г. с $M = 7.1$ и др.) [16, 13].

По сейсмологическим данным (фокальные механизмы землетрясений) устанавливаются ана-

логии в развитии сейсмических процессов, протекающих в названных поясах. Так, растяжение земной коры в Байкальской рифтовой зоне, подтверждаемое сбросовыми подвижками в очагах Байкальских землетрясений [19, 20], сменяется в ОСЗ на границе Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области устойчивым горизонтальным сжатием [16]. Подобная картина наблюдается и для СПЧ, где поле тектонических напряжений растяжения в срединно-океаническом хр. Гаккеля [4, 32], прослеживаемое вплоть до побережья моря Лаптевых, переходит в сжатие на континентальной части Азии и фиксируется до Охотского моря [12, 23, 31].

Анализ тектонических особенностей и проявлений сейсмичности в Якутии указывает на непосредственную связь последних с активными разломами. Системы таких разрывных нарушений выявлены на границах Евразийской, Североамериканской и Амурской литосферных плит на северо-востоке Азии. Для выделения активных разломов среди других новейших разрывных нарушений использовался интервал от позднего плейстоцена до голоцена, так как считается, что в течение данного времени вдоль всей трассы разлома успевают проявиться его активность и может быть определена "постоянная или закономерно изменяющаяся от места к месту в зависимости от тектонических условий средняя скорость движений" [27]. Обширная территория исследований и ее слабая изученность, труднодоступность геологических объектов, фрагментарное распространение четвертичных и голоценовых отложений на северо-востоке Якутии и практическое их отсутствие на юге часто не давали возможности иметь конкретные примеры смещений позднекайнозойских осадков, а также привести более подробную градиацию активных

разломов и установлена их кинематика для каждого из сейсмических поясов в отдельности.

Для пояса Черского выявлено широкое развитие разломов северо-западного простирания, на большей части территории совпадающего с простиранием структур Верхояно-Кольмской складчатой области. При этом доминирующими здесь оказались левые сдвиги. К наиболее значимым из них относятся разломы: Улахан, Догдинский (Чибагалахский), Чималгинский, Чай-Юреинский, Илин-Тасский, Арга-Тасский и др. Их кинематика подтверждается диаграммами фокальных механизмов землетрясений и трещиноватости горных пород (рис. 2).

Разлом Улахан (в переводе с якутского языка – Большой) – сложное тектоническое нарушение, состоящее из серии разрывов. В общей сложности они протягиваются более чем на 1500 км. От Сеймчано-Буондинской впадины на юго-востоке разлом прослеживается к верховьям р. Рассохи и далее на северо-запад, где пересекает долину р. Индигирки, затухая в бассейне р. Яны. Его северо-западное окончание получило самостоятельное название – Догдинский (Чибагалахский) разлом. Характерной особенностью системы разломов Улахан является примыкание к его флангам под острым углом других разрывов: Дарпирского на юго-востоке и Чималгинского на северо-западе, образующих вилку с главным тектоническим швом. Анализируя геометрический рисунок крупных кулисообразно расположенных ветвей системы разрывов Улахан, их пространственное соотношение со складчатостью и поясом гранитоидных интрузий, наличие крупных блоков палеозойских пород (Омулевское, Тасхаяхтахское поднятие), расположенных на расщепляющихся концах этого центрального шва, В.Г. Шахтыров [28] пришел к выводу о том, что разлом Улахан представляет собой крупнейшую сдвиговую систему на северо-востоке Азии, для которой характерен набор признаков, известный для других сдвиговых систем мира. Он отчетливо наблюдается на космических снимках (рис. 3а). Горизонтальная амплитуда смещения по разлому Улахан составляет около 40 - 45 км [18]. На левосдвиговые движения по этому разлому указывают однотипные смещения бортов небольших (10 × 15 км) Верхнелыглыхтахской и Верхнесуддорской впадин, северо-восточные борта которых смещены вдоль плоскости рассекающего их разлома на северо-запад на 3 - 5 км. Это же подтверждает смещение Буордахского массива, который по разлому Улахан разорван и растащен на расстоянии в 30 - 35 км.

Примером более яркого проявления сдвиговых перемещений могут служить деформации на притоках р. Тирехтях (бассейн р. Момы), отмеченные в зоне разлома Улахан, плоскость которого в этом месте разграничивает палеозойские (кембрийские) известняки и мезозойские (верхнеюрские) сланцы (рис. 3б). В плоскости сместителя, которая под углом 70° - 80° падает на юго-запад

(аз. пад. 240° - 250°), широко развиты горизонтальные штрихи и борозды, отчетливо фиксируемые на гладкой плоскости самого разлома. Кроме того, последний уверенно следится в магнитном поле и поле силы тяжести. Он на большей своей части сейсмоактивен, а в зоне его влияния обнаружено несколько крупных сейсмодислокаций.

Разлом Дарпир трассируется в южной части территории СПЧ, отделяя Омулевское поднятие от Ингьяли-Дебинского синклинория, и сочленяется под острым углом с разломом Улахан. Изучением строения этого разлома занимались многие исследователи [5, 6, 28], благодаря чему была установлена его сдвиговая кинематика. Горные породы в зоне разрыва Дарпир подвержены интенсивной складчатости, дроблению, расщеплению и милонитизации. На многих участках разлом сопровождается линейными магнитными аномалиями и резкой гравитационной ступенью. Амплитуда правосдвиговых горизонтальных перемещений по нему сравнительно невелика и варьирует от 2 - 3 км [28] до 8 - 10 км [6]. Замеры трещиноватости горных пород, выполненные нами в плоскости разлома, показывают, что более других развиты системы трещин с крутыми углами падения, которые имеют следующие элементы залегания: аз. пад. 45° ∠ 75°, аз. пад. 110° ∠ 80°, аз. пад. 340° ∠ 65°. Реконструкция полей тектонических напряжений разными методами указывает на сдвиговый тип смещения в плоскости разлома Дарпир, согласный с решениями фокальных механизмов землетрясений, происшедших в зоне его влияния (рис. 3б).

Чай-Юреинский разлом протягивается отдельными отрезками от Ольской впадины на юго-востоке вблизи побережья Охотского моря до р. Индигирки на северо-западе. Отдельные кулисы разлома образуют закономерно смещающийся к северо-западу ряд, характерный для левых сдвигов. При этом в полостях кулис, образованных в результате локального растяжения, возникли впадины (Аркагалинская, Верхненерская и др.), заполненные миоценовыми отложениями.

Чай-Юреинский разлом отчетливо выражен в рельефе, а его левосдвиговый характер смещения подчеркивается однотипными коленообразными изгибами русел рек. Вдоль плоскости этого разлома в результате частых местных землетрясений широко развиты сейсмогравитационные оползни и срывы склоновых отложений. Показательны структурные наблюдения, проведенные нами в зоне влияния этого разлома в районе крупнейшего на Северо-Востоке России Артыкского землетрясения 1971 г. с магнитудой $M = 7.1$. Массовые замеры трещиноватости вблизи плейстоценовой области Артыкского землетрясения показали, что здесь развиты системы крутопадающих трещин с характерной горизонтальной штриховкой, имеющих следующие элементы на плоскостях несущих трещин: аз. пад. 30° ∠ 80° и 200° ∠ 70°, а также 100° ∠ 80° и 280° ∠ 75°.

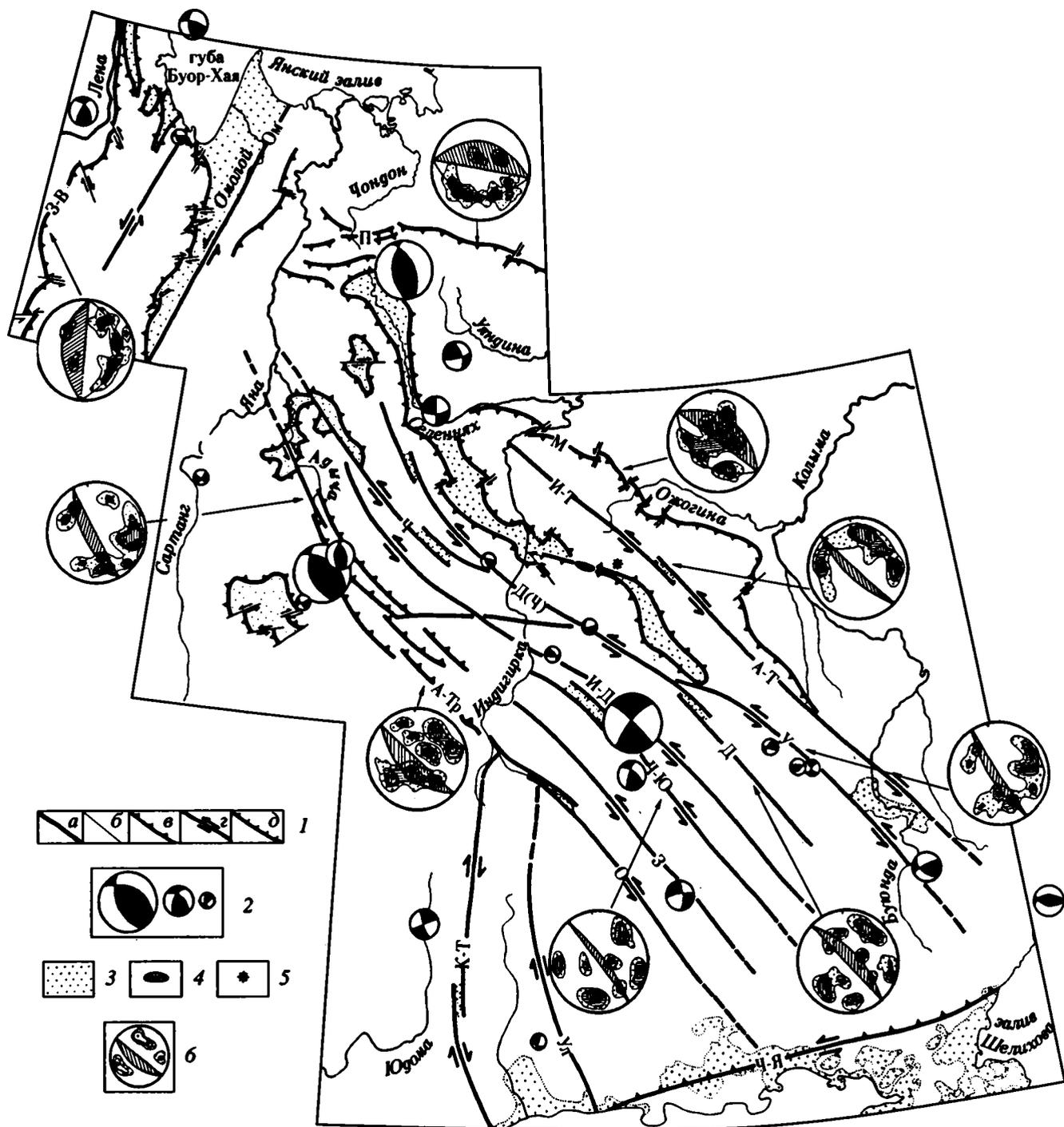


Рис. 2. Схема активных разломов сейсмического пояса Черского.

1 - разломы: а - генеральные, б - локальные, в - надвиги, г - сдвиги, д - сбросы (З-В - Западно-Верхоянский, М - Мятиский, П - Полоусненский, А-Тр - Адыгча-Тарынский, Ч-Я - Челомджа-Ямский, Ом - Омолойский, Ч - Чималгинский, Д(Ч) - Догдинский (Чибгалахский), И-Т - Ильинь-Тасский, А-Т - Арга-Тасский, И-Д - Ингьяль-Дебинский, Ч-Ю - Чай-Юреинский, Д - Дарпир, У - Улахан, Э - Эльгандинский, О - Оймяконский, Ул - Ульбейский, Кт - Кетандинский); 2 - фокальные механизмы землетрясений с магнитудами соответственно ≥ 6.1 ; 5.1 - 6.0; ≤ 5.0 (черные области - растяжение, белые - сжатие); 3 - кайнозойские впадины; 4 - Моиская наледь Улахан-Тарын; 5 - четвертичный вулкан Ба-лаган-Тас; 6 - диаграммы трещиноватости горных пород, внутри которых показаны изолинии плотности трещин, штриховкой выделена активная (главная) плоскость сместителя.

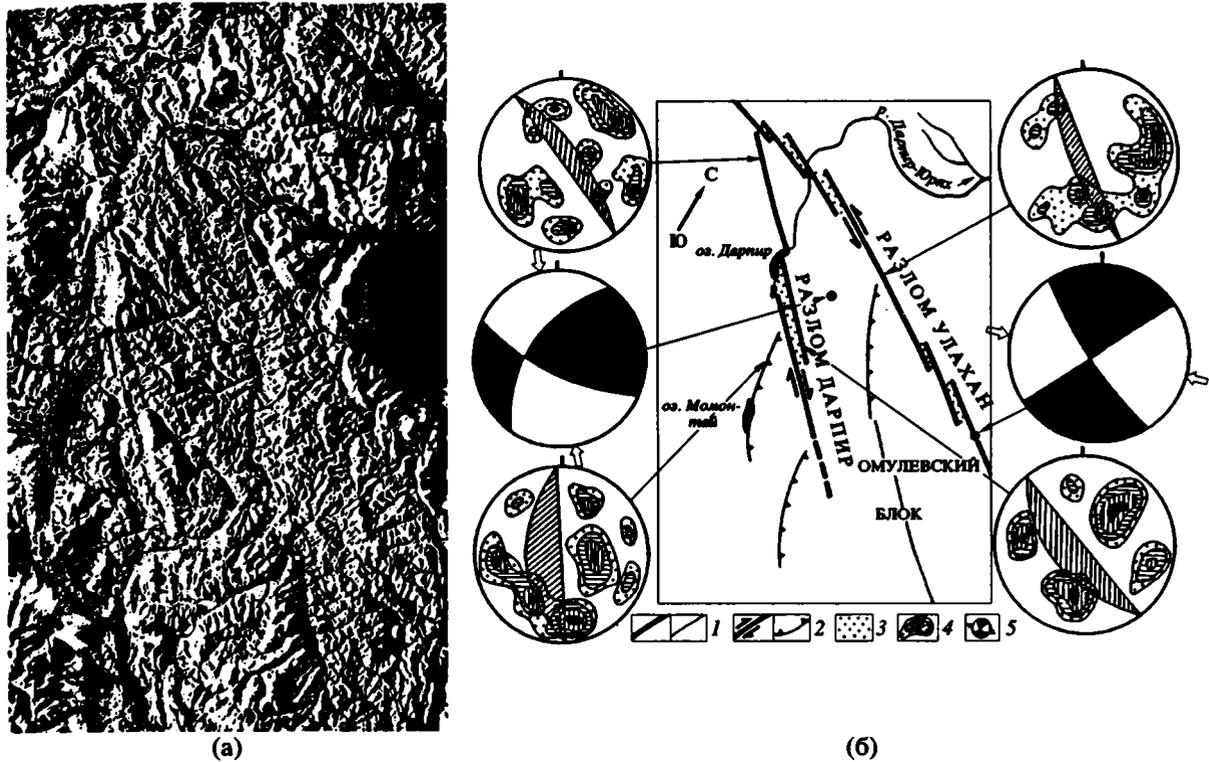


Рис. 3. Космоснимок Омuleвского блока (а) и фрагмент его дешифрирования (б).

1 – разломы: генеральные и локальные; 2 – сдвиги и надвиги; 3 – приразломные кайнозойские впадины типа pull-apart; 4 – диаграммы трещиноватости горных пород, штриховкой показано положение рабочей плоскости разлома; 5 – диаграммы фокальных механизмов землетрясений (черная область – растяжение, белая – сжатие), стрелками показана ориентация вектора сжатия.

Реконструируя поле тектонических напряжений, удалось установить близширотное положение вектора максимального сжатия (σ_3) и субдолготное – вектора растяжения (σ_1). Северо-западная ориентация одной из нодальных плоскостей фокального механизма Артыкского землетрясения хорошо совпадает с результатами трещинного анализа, указывающего на северо-западное простирание Чай-Юреинского разлома [13, 17].

Эльгинский разлом прослеживается от левобережья р. Колымы до р. Индигирки на расстоянии более чем 450 км. Далее к северо-западу от р. Индигирки через верховья р. Адычи до ее устья намечается его продолжение, которое выделяется здесь как Адыча-Тарынская разрывная зона. В зоне Эльгинского разлома отмечаются серии сближенных нарушений и наблюдается резкое изменение состава мощностей юрских и триасовых отложений. Отчетливый прямолинейный рисунок, близвертикальное положение плоскости сместителя и закономерное расположение отдельных кулис могут свидетельствовать о левобочковых перемещениях в зоне влияния данного разлома. Он представлен двумя прямолинейными кулисами левых сдвигов. В магнитном поле к нему тяготеет линейная аномалия, а в гравитационном – малоампли-

тудная ступень [6]. В зоне его влияния фиксируются также эпицентры слабых землетрясений.

Арга-Тасский разлом разграничивает на юго-востоке Момский и Приколымский горст-антиклинории, а на севере Арга-Тасский и Увязкинский блоки Момского горст-антиклинория. В долине р. Рассохи в зоне влияния разлома наблюдаются милониты в виде отдельных линз [3]. В верховьях р. Зырянки по разлому верхнеюрские осадочные толщи соприкасаются с отложениями среднего и верхнего палеозоя, которые интенсивно рассланцованы и катаклазированы в полосе шириной 200 - 300 м. К северо-западу Арга-Тасский разлом через систему кулис, расположенных по типу левого сдвига, переходит в Илнй-Тасский разлом, который рассекает центральную часть Момского хребта в северо-западном направлении вплоть до р. Индигирки. В бассейнах рек Мятись и Бадяриха разлом прослеживается сдвиговой зоной брекчированных пород мощностью до 300 - 400 м, к которой под острым углом примыкают малоамплитудные надвиги. В зоне влияния Арга-Тасского разлома обнаружены одиночные сейсмогравитационные срывы.

Пограничными разломами, контролирующими проявления сейсмичности в СПЧ являются: Адыча-Тарынский на юго-западе, Мятисский на

северо-востоке. Мятисский надвиг трассируется вдоль восточного борта Момского хребта в зоне его сочленения с Индигино-Зырянским прогибом, в пределах которой кайнозойские образования прогиба смяты в складки и нарушены надвигами. Так, например, в обнажениях по рекам Мятись, Элгандя, Кыллах, берущих свое начало в Момском хребте, можно наблюдать, как отложения эоцена, олигоцена, миоцена и плиоцена собраны в пакеты крутых складок и обрезаны надвигом там, где толщи ожогиной свиты нижнего мела, слагающие предгорную ступень, надвинуты на третичные образования. Кроме того, деформациями в плоскости разлома затронуты и верхнеплейстоценовые отложения, плащеобразно перекрывающие нижележащие толщи. Надвиговый тип смещения, помимо наших структурных наблюдений, устанавливается также по характеру распределения гравитационных аномалий (предполагаемая величина горизонтального перемещения оценивается в 8 - 10 км [15]).

Надвиги противоположной, восточной, вергентности устанавливаются на юго-западе СПЧ, где одним из наиболее изученных является Адыча-Тарынский разлом, по плоскости которого горный хребет Черского оказывается надвинутым на систему предгорных впадин: Верхнеадычанской, Молтырканской, Туостахской, Дербекинской [1, 13]. Он представляет собой систему небольших субпараллельных эшелонированных разрывов, дугообразно изогнутых в плане к западу, соединяющихся между собой прямолинейными поперечными сдвигами.

Высокая современная тектоническая активность Адыча-Тарынского разлома определяется наличием сейсмодислокаций, обнаруженных в ходе геологосъемочных работ в бассейне р. Адычи. Здесь песчаники триасового возраста оказались надвинутыми в одном случае на нижнечетвертичные песчаники 80 - 100-метровой Адычанской террасы, а во втором – на песчаниковые образования 3 - 5-метровой голоценовой террасы одного из притоков р. Адычи. В этом районе в 1959 - 1982 гг. отмечено несколько крупных сейсмических событий.

Таким образом, пространственное положение сейсмического пояса Черского обусловлено прежде всего господством в его пределах крупных активных разрывов северо-западного простирания, среди которых преимущественно развиты левые сдвиги и параллельные им надвиги, ограничивающие СПЧ с юго-запада и северо-востока. С севера указанные сдвиги ограничиваются системами надвигов и взбросов широтной ориентации – Полоусненской зоной разломов [6] и системой надвигов, ограничивающих хребет Кулар.

На южном окончании СПЧ развиты близдолготные разломы (Кетандинский и Ульбейский), которые диагностируются на космо- и аэрофотоснимках отрезками прямых линий, нарушающих водораздельные части хребтов. К ним приспособи-

лась современная гидросеть (троговые долины рек Охоты, Кухтуя и Ульбея). Однотипное смещение гранитных интрузий и геологических границ предполагает, что вдоль этих разломов в позднем мезозое происходили правобоковые движения с амплитудами около 20 км [5]. Современную активность названных дизъюнктивов подтверждают “цепочки” эпицентров землетрясений вдоль их трасс.

Кроме них крупным разрывным нарушением является субширотный Челомджа-Ямский разлом, который разграничивает внешнюю и внутреннюю зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в Северном Приохотье. По Челомджа-Ямскому разлому происходит изменение вещественного состава меловых вулканитов, и именно к нему приурочена цепочка межгорных впадин, выполненных отложениями неогена и четвертичных образований [2]. Прямолинейная трасса разлома и существование складчатых надвиговых дислокаций в кайнозойских осадках впадин [14], контролируемых этим разрывным нарушением, позволяют предполагать его надвиговую природу с левобочковой компонентой горизонтального смещения.

В Олекмо-Становой сейсмической зоне комплексом структурно-геологических и геоморфологических исследований установлено преобладающее господство крупных сдвигов субширотного простирания и параллельных им надвигов, по которым древние горные сооружения Станового хребта оказываются надвинутыми на мезозойские предгорные прогибы (Чульманская, Токинская впадины), развитые вдоль границы Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области. На схеме активных разломов ОСЗ (рис. 4) показаны генеральные сдвиги (Верхнеалданский на западе и Авгенкуро-Майский на востоке) и сопряженные с ними надвиги (Южно-Якутский и Южно-Токинский). В центре прослеживается система диагональных разрывных нарушений в виде клина, острый угол которого направлен на север. Клин можно представить как своеобразный “индентор”, по которому центральная часть ОСЗ как бы перемещается к северу в направлении Алданского щита. Кинематика отдельных разрывных нарушений обосновывается диаграммами трещиноватости горных пород и фокальных механизмов землетрясений (рис. 4). Остановимся на характеристике отдельных фрагментов рассматриваемой системы разломов.

Наиболее крупными на восточном фланге ОСЗ являются два прямолинейных разлома субширотного простирания, которые отчетливо устанавливаются на мелкомасштабных космических снимках системы “Метеор”: Атугей-Нуямский на западе и Авгенкуро-Майский на востоке, соединяющихся между собой диагональной перемычкой северо-западной ориентировки (рис. 5а).

Атугей-Нуямский разлом протягивается на 200 - 250 км. На снимках он выражен контрастной полосой фототона, отвечающей резкому

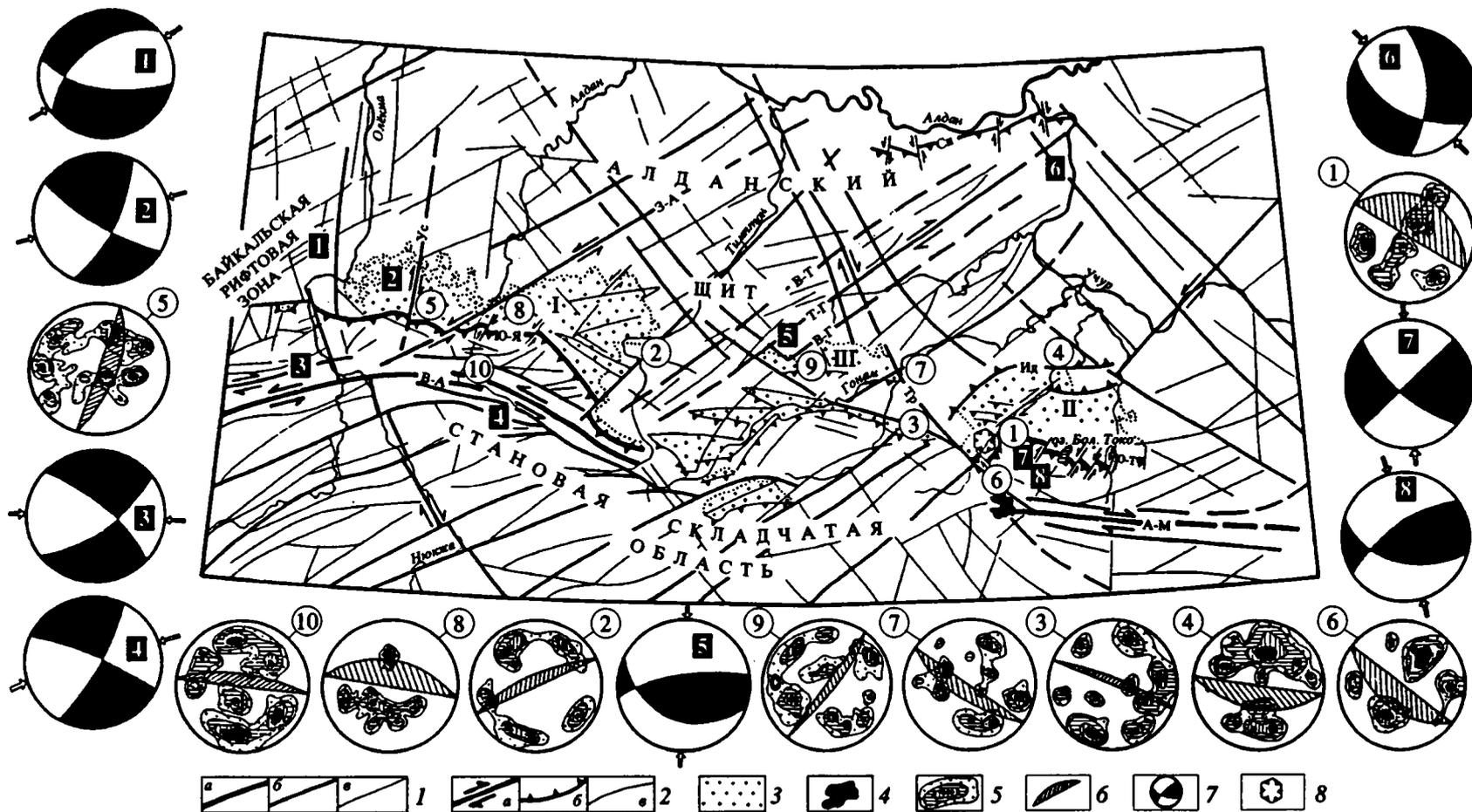


Рис. 4. Схема активных разломов Олекмо-Становой сейсмической зоны.

1 – разломы: а – генеральные, б – региональные, в – локальные; 2 – а – сдвиги: В-А – Верхнеалданский, А-М – Авгенкуро-Майский, З-А – Западно-Алданский, В-Т – Верхнетимгонский, Т-Г – Тимптоно-Гонамский, В-Г – Верхнегонамский, Тр – Тыркандинский, Ус – Усмунский; б – надвиги: Ю-Я – Южно-Якутский, Ю-Т – Южно-Токинский, Ид – Идюмский, Сн – Суннагинский; в – разломы неустановленной кинематики; 3 – мезокайнозойские впадины, 4 – поле кайнозойских базальтов в Токинском Становике, 5 – изолинии плотности трещин в круговых диаграммах трещиноватости горных пород, 6 – положение рабочей плоскости сместителя, 7 – фокальные механизмы землетрясений (черная область – растяжение, белая – сжатие), стрелками показана ориентация вектора сжатия, 8 – останец архейских пород (клиппен).

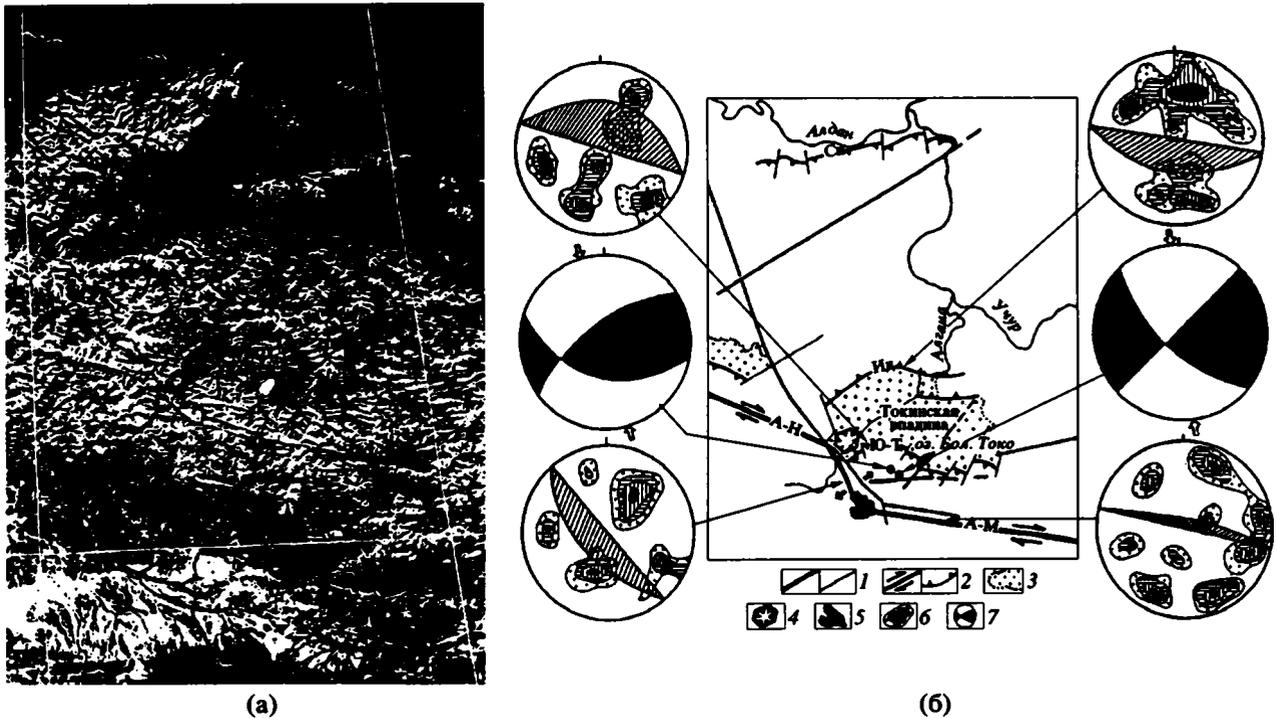


Рис. 5. Космоснимок восточного фрагмента границы Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области (а) и фрагмент его дешифрирования (б).

1 – активные разломы: генеральные и локальные; 2 – сдвиги (А-Н – Атугей-Нуямский, А-М – Авгенкуро-Майский) и надвиги (Ю-Т – Южно-Токинский, Ид – Идомский, Сн – Суннагинский); 3 – мезозойские впадины; 4 – останец архейских пород (клиппен); 5 – поле кайнозойских базальтов; 6 – диаграммы трещиноватости горных пород; 7 – диаграммы фокальных механизмов землетрясений.

уступу в рельефе. Этот разлом прослежен в процессе геологической съемки вдоль северного борта линейной Атугей-Нуямской впадины, выполненной юрскими угленосными отложениями. Авгенкуро-Майский разлом имеет протяженность 300 - 350 км. Он дешифрируется на космоснимках единой линией западно-северо-западного направления, к которому приспособились притоки и изгибы рек. Как единое разрывное нарушение на существующих геологических картах он отсутствует, хотя отдельные его фрагменты показаны и картируются в виде зон катаклаза и милонитизации. По данным В.В. Николаева и его соавторов, разлом несет отчетливые следы активизации в новейшее время [26].

Диагональная перемычка протяженностью 80 - 95 км выражена двумя параллельными линиями (рис. 5б). К ней приурочен узкий клинообразный Туксанинский грабен (3 × 30 км), выполненный песчаниками, алевролитами и аргиллитами среднеюрского возраста. Грабен, по-видимому, является останцом более обширного покрова юрских отложений, сохранившихся от размыва в щелевидной просевшей зоне. Прямолинейность Атугей-Нуямского и Авгенкуро-Майского разломов сохраняется на всем их протяжении и даже при переходе с водоразделов в смежные речные долины при превышениях рельефа 400 - 500 м. Это может

являться свидетельством крутого залегания плоскостей сместителей разломов. Прямолинейность разрывов, крутое залегание и общий структурный рисунок позволяют определить их как правые сдвиги. Разделяющая их диагональная перемычка представляет собой локальную зону растяжения, ограниченную сбросами, которая возникла в месте окончания Майского сдвига. К юго-восточному краю перемычки приурочено единственное в пределах Токинского Становика поле щелочных базальтов плейстоценового возраста. Здесь же отмечаются скальные сейсмогенные оползни [26].

Сдвиговый характер смещения по плоскостям этих разломов устанавливается также из анализа тектонической трещиноватости (рис. 5б). Сколы, развитые в пределах зон влияния указанных разломов, образуют характерный сдвиговый рисунок и при реконструкции поля тектонических напряжений указывают на северо-западную ориентацию максимального сжатия (азимут 300°, угол падения 5° - 10°). Ось растяжения направлена к востоку (азимут 30°, угол наклона к горизонту - 10°).

Севернее установленных сдвигов прослеживаются надвиговые деформации, характерные для Южно-Токинского разлома, который является южным ограничением Токинской впадины и протягивается в субширотном направлении на 200 км.

Сопряженные с данным разломом юрские и нижнемеловые отложения южной окраины впадины интенсивно дислоцированы и представляют собой опрокинутые к северу линейные асимметричные складки. Ширина полосы дислоцированных пород составляет 5 - 7 км. Далее к северу мезозойские отложения залегают весьма полого. В.И. Гольденбергом этот разлом закартирован как взброс. Плоскость сместителя наклонена к югу под углом $60^\circ - 70^\circ$. По нему, в частности, деформирована среднеплейстоценовая надпойменная терраса по р. Гертанде (приток р. Алгамы). Вместе с тем, при пересечении зоны разлома во время маршрута по р. Алгаме в его всячем крыле, сложенном рифейскими песчаниками, были установлены пологие мелкоамплитудные надвиги, а также полого залегающие зоны раздробленных и рассланцованных пород. В 5 км севернее линии надвига р. Алгама пересекает блок архейских пород на протяжении около 15 км. Обычно этот блок рассматривался как выступ фундамента. Согласно нашим наблюдениям – это клипп архейских пород, отделенный почти горизонтальной поверхностью от подстилающих его юрских угленосных отложений [11]. Системой сдвигов северо-восточного простирания Южно-Токинский надвиг подразделяется на несколько сегментов. Северная окраина Токинской впадины осложнена крупной Идюмской системой взбросов, по которым архейские образования надвинуты на юрские и рифейские отложения. Плоскость взбросов наклонена к северу под углом $45^\circ - 55^\circ$. Сюда же тяготеет установленный в долине р. Алгамы сейсмодислокационный обвал. Сведения по тектонической трещиноватости и фокальным механизмам землетрясений подтверждают надвиговый тип движения по Южно-Токинскому и Идюмскому разломам и отчетливо свидетельствуют об ориентации оси максимального сжатия поперек их простирания, при этом углы наклона их сместителя изменяются от 5° до 10° . Вектор оси максимального растяжения всюду субвертикален.

Подобная структурная обстановка с развитием сдвигов и параллельных им надвигов характерна и для западной части ОСЗ. Здесь наиболее крупной является динамопара: Верхне-Алданский сдвиг и Южно-Якутский надвиг. По данным В.В. Николаева и его соавторов, Верхне-Алданский разлом трассируется на 180 км в субширотном направлении [26]. На черно-белых и спектральных космических снимках он фиксируется в виде прямолинейной полосы темных фотоаномалий от устья р. Нюкжа через широтный отрезок верховьев р. Алдан до меридиана пос. Беркаит. Ему соответствует грабен долины р. Талумы и верховьев р. Алдан, сквозные водораздельные седловины и пониженные участки рельефа. Судя по прямолинейности разлома большой протяженности его кинематика соответствует сдвигу.

На это же указывает изучение трещин-сколов, выполненное нами в плоскости этого разлома.

Южно-Якутский надвиг, который является южным ограничением Чульманской впадины, протягивается параллельно Верхне-Алданскому разлому на расстояние более чем 550 км. Он перекрывает складки, образованные юрскими и нижнемеловыми отложениями. Линия надвига рядом поперечных сдвигов смещается в плане на расстояние от десятков метров до первых километров. Мезозойские отложения мощностью 500 - 1000 м, залегающие непосредственно под надвигом, там, где их удалось наблюдать, всюду интенсивно рассланцованы и милонитизированы. Ранее на основании гравиметрических данных и материалов ВЭЗ было показано, что наклон плоскости надвига с глубиной резко возрастает [25]. Амплитуда его горизонтальных смещений в пределах Чульманской впадины варьирует от 5 до 15 км [7]. Зона влияния надвига сопровождается сгущением значительного числа местных землетрясений с $M \geq 2$. При последнем Южно-Якутском землетрясении 1989 г. с $M = 6.6$ произошло подновление отдельных участков его трассы в долине р. Тунгурчи (правый приток р. Олекмы) в виде каменных выколов и сейсмогравитационных срывов.

Центральная часть ОСЗ помимо целого ряда субширотных надвигов, ограничивающих южные борта сравнительно небольших (60×10 км) мезозойских впадин (Гюскангская, Гувилгринская, Ытымджинская), осложняется системой крупных диагональных разломов северо-восточного и северо-западного простираний (рис. 4). Последняя включает в себя большое количество прямолинейных субвертикальных нарушений протяженностью в десятки километров, которые кулисообразно, часто подставляя друг друга, протягиваются сближенными субпараллельными группами на сотни километров. Пересекаясь друг с другом, они образуют характерные ромбические разновеликие блоки, которые хорошо видны на всех геологических картах Алданского щита. К этим разломам приурочены зоны милонитизации, низкотемпературного диафореза, брекчирования мощностью до нескольких сотен метров. Северо-восточные и северо-западные разломы являются сопряженными соответственно левыми и правыми сдвигами, связанными с общим сжатием в долготном направлении. Амплитуды латеральных смещений по ним на геологических картах оцениваются от сотен метров до нескольких километров [7].

Самыми крупными из этих разломов на Алданском щите являются Верхне-Тимптонский, Тимптоно-Гонамский, Верхне-Гонамский и Тыркандинский. Южнее они пересекают систему Южно-Алданских мезозойских впадин, отчетливо смещая ограничивающие их взбросы и надвиги, и продолжают в пределы Становой области, где смещают также мезозойские батолиты. Формирование

системы диагональных разломов связывается с заключительными этапами коллизии Бурейского массива и Алдано-Станового блока [22].

Весьма вероятно, что в позднекайнозойское время эти разломы играли роль своеобразного клина – “индентора”, по которому центральная часть Олекмо-Становой зоны как бы внедрялась на север в тело Алданского щита. Следует отметить, что это внедрение на север по системе диагональных разломов находит свое подтверждение в развитии к западу от него левых субширотных сдвигов, к востоку – правых сдвигов, а во фронтальной части – надвигов (Суннагинский разлом, рис. 4). На острие “клина” наблюдается максимум сейсмической активности.

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА

Байкало-Становой сейсмический пояс и сейсмический пояс Черского разграничивают континентальные блоки, принадлежащие крупным литосферным плитам. Этим определяется специфика протекающих здесь сейсмических процессов и формирование активных разломов в пределах вышеуказанных сейсмических поясов.

Зона взаимодействия континентальных участков территории охватывает широкую полосу (до нескольких сотен километров), в пределах которой происходит формирование субпараллельных активных разломов и проявляется высокая сейсмичность. При этом обособляются отдельные асейсмичные блоки различного ранга, имеющие небольшие скорости относительных перемещений.

Сейсмичность Олекмо-Становой зоны определяется движениями Станового блока (800 × 200 км), как бы зажато между Евразийской и Амурской плитами. Под воздействием сжатия, вызванного сближением Амурской и Евразийской плит в северо-восточном направлении, Становой блок должен смещаться к западу [7]. При подобном движении можно ожидать во фронтальной (западной) части блока появления структур сжатия, а в его тылу (на востоке) – растяжения. Они действительно имеют место: структуры сжатия – в междуречье Олекмы и Амура (горный узел хребтов Чернышева, Янкан, Китем-Юникал и др.) и растяжения – в Северном Приамурье (Тугуро-Амгунская группа впадин) (рис. 6). На северной границе Станового блока движение перемещающегося материала по диагональным сдвигам приводит к внедрению в тело Алданского щита “клина” и формирует к западу и востоку от него крупные субширотные сдвиги и сопровождающие их параллельные надвиги, причем в западной части территории развиты левые, а в восточной – правые сдвиги, что находится в согласии с кинематикой этих диагональных сдвигов. Южной границей Станового блока являются левые сдвиги и взбросо-сдвиги с падением плоскостей сместителей на север, развитые в Монголо-Охот-

ской зоне [21]. Формирование таких систем разломов также может быть объяснено косым смещением Евразийской плиты относительно Станового блока, вследствие чего сейсмический процесс в Олекмо-Становой зоне протекает в условиях сжатия в отличие от обстановки растяжения, господствующей в Байкальской рифтовой зоне.

Сейсмическая и тектоническая активность в поясе Черского также обусловлена сжатием, которое вызвано сближением Евразийской и Североамериканской плит в субширотном направлении. Смена поля тектонических напряжений растяжения, характерных для срединно-океанического хребта Гаккеля и шельфа моря Лаптевых [30], на сжатие происходит вблизи губы Буор-Хая моря Лаптевых [23, 33], где, по-видимому, находится полюс вращения Евразийской и Североамериканской плит.

Расположение к юго-востоку от указанного полюса вращения сейсмического пояса Черского предопределено крупными неоднородностями в земной коре и верхней мантии и примерно совпадает с зоной мезозойской коллизии [34]. В связи с этим СПЧ под тупым углом сопрягается с областью растяжения, продолжающей хребет Гаккеля на шельф моря Лаптевых. При таких геометрических соотношениях сближение Евразийской и Североамериканской плит, происходящее к югу от полюса их вращения, должно приводить к развитию левосторонних сдвиговых, а также взбросовых смещений, что подтверждается кинематикой активных разломов СПЧ. Левые северо-западные сдвиги: Улахан, Чай-Юреинский, Арга-Тасский и др. и субпараллельные им надвиги и взбросы – Адыча-Тарынский и Мятиский. При этом в строгом структурном соответствии с левобокowymi движениями в системе генеральных разрывов пояса на его окончаниях возникают надвиговые структуры: на северо-западе – хребты Кулар и Полоусный, а на юго-востоке – Колымское нагорье и Балыгычанское поднятие.

Область сгущения эпицентров землетрясений между верховьями р. Индигирки и северным побережьем Охотского моря позволяет предполагать здесь наличие тройного сочленения Евразийской, Североамериканской и Охотоморской плит [29] (см. рис. 1, 6).

На основе комплекса геолого-геофизических материалов и представлений глобальной тектоники литосферных плит составлена схема современной геодинамики Северо-Восточной Азии (рис. 6). Границы Евразийской, Североамериканской, Охотоморской и других плит и блоков отчетливо выявляются по расположению полос эпицентров местных землетрясений, системам активизированных разломов, проявлениям позднекайнозойского вулканизма и теплового потока. Фокальные механизмы землетрясений надежно определяют кинематику рассматриваемой

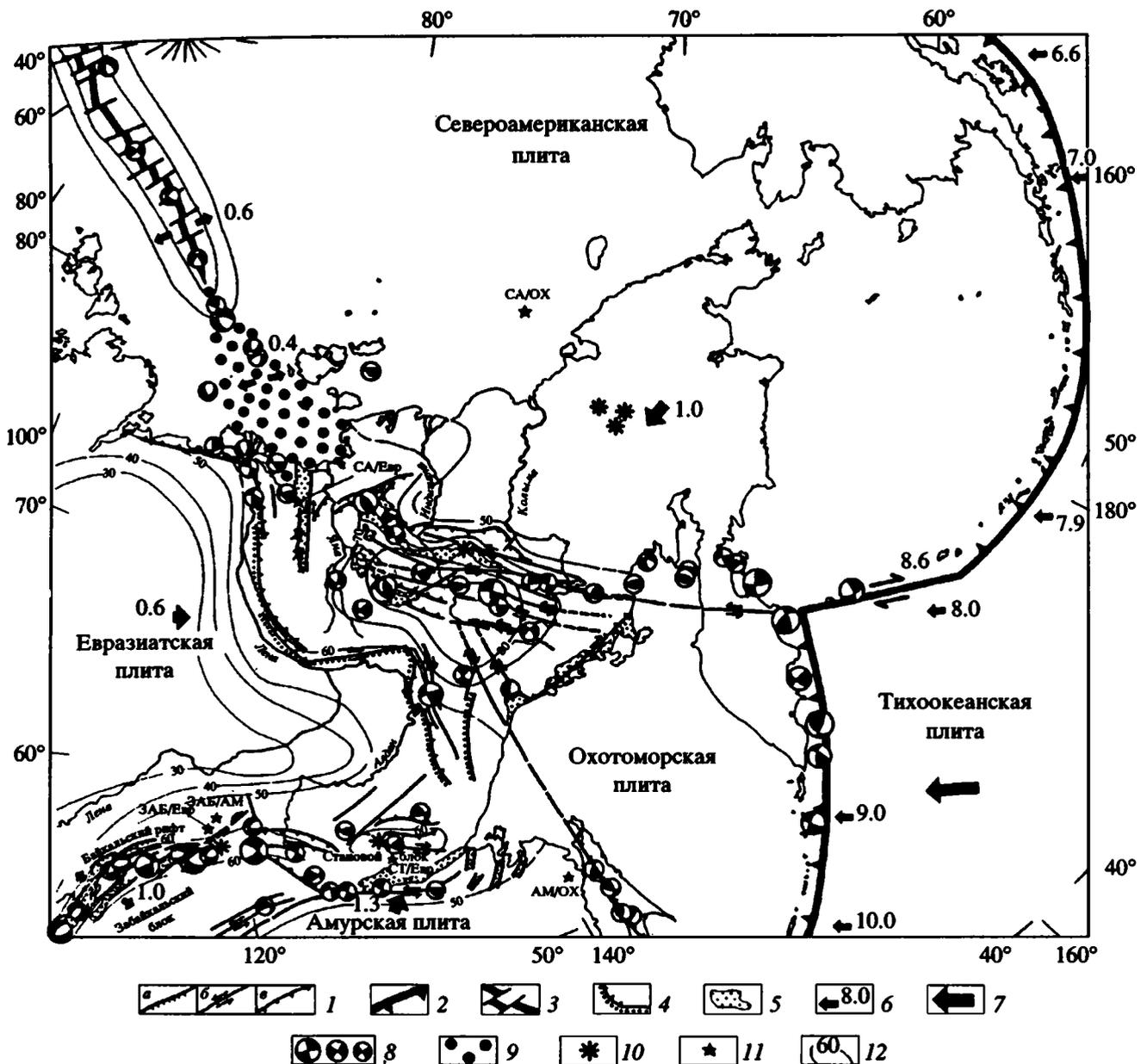


Рис. 6. Схема современной геодинамики сейсмических поясов Якутии.

1 - активные разломы: а - сбросы, б - сдвиги, в - надвиги; 2 - границы литосферных плит; 3 - спрединговый характер хр. Гаккеля; 4 - пассивные разломы; 5 - кайнозойские впадины; 6 - направление и скорость движения отдельных блоков, см/год; 7 - направление и скорость движения литосферных плит, см/год; 8 - фокальные механизмы землетрясений с $M \geq 7.0$; 9 - область рассеянной сейсмичности; 10 - кайнозойские вулканы; 11 - полюса вращения плит и блоков: ЗАБ - забайкальский блок, АМ - амурская плита, СТ - Становой блок, Евр - Евразийская плита, ОХ - Охотоморская плита, СА - Североамериканская плита; 12 - тепловой поток, мВт/м².

мозаики литосферных плит и блоков. Их скорости движения также приведены на рис. 6.

Отчетливо видно, как крупная холодная Евразийская плита (тепловой поток менее 50 мВт/м²), медленно смещающаяся к востоку (скорость около 0.2 см/год), взаимодействует с другими более "быстрыми" плитами-гигантами: Североамериканской (скорость около 1 см/год) и Амурской

(скорость около 1.3 см/год) - и как бы раскалывается по периферии на отдельные небольшие блоки. Последние испытывают сложные движения (проворачивание, наползание друг на друга и др.), напоминающие сталкивание мелких льдин при ледоходе. В местах взаимодействия плит и блоков фиксируется разогрев земной коры, выражающийся в повышении величины теплового потока до 60 - 80 мВт/м² и более.

Таким образом, представленная схема кинематики ансамбля плит и блоков на северо-востоке Азиатского континента (рис. 6) раскрывает возможные причины высокой тектонической и сейсмической активности этой территории, которые существенно зависят от скоростей перемещения плит-гигантов: Тихоокеанской, Евразийской, Североамериканской и др.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архипов Ю.В., Волкодав И.Г., Камалетдинов В.А., Ян-Жин-Шин В.А.* Надвиги западной части Верхояно-Чукотской складчатой области // *Геотектоника*. 1981. № 2. С. 81 - 98.
2. *Белый В.Ф.* Главные типы вулканических поясов в областях мезозойского тектогенеза Восточной Азии // *Мезозойский тектогенез*. Магадан, 1971. С. 168 - 177.
3. *Богданов Н.А.* Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 178 с.
4. *Грачев А.Ф., Деменицкая Р.М., Карасик А.М.* Проблемы связи Момского континентального рифта со структурой срединно-океанического хребта Гаккеля // *Геофизические методы разведки в Арктике*. Л.: НИИГА, 1971. Вып. 6. С. 42 - 50.
5. *Гусев Г.С.* Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойского периода. М.: Наука, 1979. 207 с.
6. *Гусев Г.С., Веклич В.С., Третьяков Ф.Ф.* Морфотектоническая характеристика разломов Верхояно-Чукотской складчатой области // *Разломная тектоника Якутской АССР*. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1976. С. 150 - 159.
7. Геодинамика Олекмо-Становой сейсмической зоны / *Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Имаев В.С.* и др. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. 136 с.
8. Геодинамические модели сейсмических поясов Якутии / *Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Гриненко О.В.* и др. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 46 с.
9. *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
10. *Зоненшайн Л.П., Натанов Л.М., Савостин Л.А., Ставский А.П.* Современная тектоника плит Северо-Восточной Азии в связи с раскрытием Северной Атлантики и Арктического бассейна // *Океанология*. 1978. № 5. С. 38 - 47.
11. *Имаев В.С.* Тектонические критерии сейсмичности Южной Якутии. М.: Наука, 1986. 126 с.
12. *Имаев В.С., Козьмин Б.М., Парфенов Л.М.* Неотектоника и сейсмичность хребта Черского // *Докл. АН СССР*. 1988. Т. 299. № 1. С. 182 - 185.
13. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Активные разломы и сейсмическая тектоника Северо-Восточной Якутии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. 139 с.
14. *Кистерова И.Б., Анкудинов Л.А.* Новые данные по стратиграфии кайнозойских отложений Кавинско-Тауйской впадины // *Третичные континентальные толщи Северо-Востока Азии*. Новосибирск, 1979. С. 100 - 109.
15. *Ковалев В.К., Оксман С.С.* Тектоническое строение северо-западной части Индигиро-Зырянского прогиба по геофизическим данным в связи с вопросом его нефтегазоносности // *Тектоника и нефтегазоносность Якутии*. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. С. 87 - 92.
16. *Козьмин Б.М.* Сейсмические пояса Якутии и механизм очагов их землетрясений. М.: Наука, 1984. 125 с.
17. *Курушин Р.А., Демьянович М.Г., Кочетков В.М.* Макросейсмические последствия Оймяконского землетрясения // *Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока*. Владивосток: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 50 - 60.
18. *Мальков Б.И.* Схема развития юго-восточной части Яно-Колымской геосинклинали системы // *Мезозойский тектогенез*. Материалы VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ СО АН СССР, 1971. С. 17 - 19.
19. *Мишарина Л.А.* Напряженное состояние земной коры в районах БАМ по данным о механизме очагов землетрясений // *Геологические и сейсмические условия района БАМ*. Новосибирск, 1978. С. 150 - 161.
20. *Моги К.* Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1988. 378 с.
21. *Николаев В.В., Семенов Р.М., Солоненко В.П.* Сейсмогеология Монголо-Охотского линейного пояса. Новосибирск: Наука, 1979. 112 с.
22. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойского периода Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 191 с.
23. *Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Гриненко О.В. и др.* Сейсмичность и геодинамика Восточной Сибири // *Современная тектоническая активность Земли и проблемы сейсмичности*. М.: Изд-во МГУ, 1986. С. 26 - 27.
24. *Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Гриненко О.В. и др.* Геодинамика сейсмического пояса Черского // *Вулканология и сейсмология*. 1988. № 1. С. 75 - 89.
25. *Павлов Ю.А., Парфенов Л.М.* Глубинное строение Восточно-Саянского и Южно-Алданского ограниченных Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1973. 11 с.
26. Сейсмическая тектоника, вулканы и сейсмическое районирование хребта Становой / *Николаев В.В., Семенов Р.М., Семенова В.Г., Солоненко В.П.* Новосибирск: Наука, 1982. 150 с.
27. *Трифонов В.Г.* Особенности развития активных разломов // *Геотектоника*. 1985. С. 16 - 26.
28. *Шахтыров В.Г.* Разломные и сдвиговые морфоструктуры Северо-Востока СССР // *Морфоструктурные исследования*. Теория и практика. М.: Наука, 1985. С. 190 - 194.

29. *Den N., Hotta H.* Seismic refraction and reflection evidence supporting plate tectonics in Hokkaido // *Pap. Meteor. Geophys.* 1973. V. 24. P. 31 - 51.
30. *Savostin L.A., Karasik A.M.* Recent plate tectonics of the Arctic Basin and the northeastern Asia // *Tectonophysics.* 1981. V. 74. P. 111 - 145.
31. *Fujita K., Cambrey F.M., Velbel M.A.* Tectonics of the Laptev sea and Moma rift systems, Northeastern USSR // *Marine Geology.* 1990. V. 98. P. 95 - 118.
32. *Sykes L.R.* The seismicity of the Arctic // *Bull. of Seismol. Soc. of America.* 1967. V. 55. P. 501 - 518.
33. *Cook D.B., Fujita K., McMullen C.A.* Present-day plate uninteractions in Northeast Asia: North American, Eurasian and Okhotsk plates // *Journ. of Geodynamics.* 1986. V. 6. P. 33 - 51.
34. *Churkin M.* Western boundary of the North American continental plate in Asia // *Bull. Geol. Soc. America.* 1972. V. 83. № 4. P. 1027 - 1036.

Рецензент: В.Г. Трифонов

Active Faults and Modern Geodynamic of the Yakutiya Seismic Belts

V. S. Imaev, L. P. Imaeva, B. M. Koz'min, K. Fudzhita

Yakutiya active fault systems that group into two continuous seismic belts – Baykal-Stanovoy to the south and Cherskiy to the north-east are considered. It is shown that seismically active are big strike slip faults, distributed in central parts of seismic belts and thrusts that are connected with them, which frame neotectonic uplifts. Modern geodynamic is determined by the interaction of Eurasia, North American, Okhotomorsk and Amur plates. Cherskiy seismic belt appeared as a result of sublatitudinal rapprochement of Eurasia and North American plates, and Olekmo-Stanovoy seismic zone as a result of oblique shift of Eurasia plate relative to aseismic Stanovoy block, due to which seismic processes go here in the compressional conditions.

УДК 551.242(85)

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ БРЕКЧИИ И НАДВИГОВАЯ ТЕКТОНИКА В ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРО-ЗАПАДА ПЕРУ

© 1994 г. В. А. Буш, Л. Д. Виноградов, А. И. Титов

Всесоюзный научно-исследовательский институт геологии зарубежных стран, Москва

Поступила в редакцию 18.12.91 г.

Описаны своеобразные толщи брекчий в среднеэоценовых, верхнеэоценовых и миоценовых отложениях континентальной окраины Северо-Запада Перу. Ранее они были известны лишь в среднем эоцене и считались внутриформационными подводно-оползновыми образованиями. Результаты геологического картирования показали многокомпонентный состав и тектоническое происхождение этих брекчий и позволили связать их образование с чешуйчато-надвиговыми и покровными структурами третичной осадочной террасы. Надвиги перемещались с северо-запада, со стороны океана, на континент неоднократно на протяжении третичного периода и развивались по обдуктивной, а не по субдуктивной схеме, как этого можно было бы ожидать. Предложен гипотетический механизм, объясняющий формирование надвигов, покровов и тектонических брекчий.

Третичные нефтегазоносные отложения Северо-Запада Перу образуют периконтинентальную осадочную террасу между глубоководным Перуанским желобом и краем горного сооружения Анд. В конце 30-х годов в них, в среднеэоценовых отложениях формации Талара, были описаны своеобразные глинистые брекчии [1], происхождение которых связывалось либо с очень пологими (первые градусы) сбросовыми дислокациями [2], либо с подводно-оползновыми явлениями [3]. В 1990 - 1991 гг. при проведении фотогеологического картирования масштаба 1 : 20000 в нефтегазоносном районе Манкора-Зорритос нам удалось получить новые данные по этим образованиям и наблюдать их в верхнеэоценовых и миоценовых отложениях. Полученные материалы позволили установить связь этих брекчий с впервые обнаруженными нами тектоническими покровами и системами чешуйчатых надвигов и поинному объяснить происхождение брекчий.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Район Манкора-Зорритос располагается в прибрежной части Перу на крайнем северо-западе страны недалеко от границы с Эквадором (рис. 1). Стратиграфию третичных отложений изучали А. Иддингс, А.А. Ольссон, Г. Петерсен, В. Санс. По их данным, на домезозойском складчато-метаморфическом фундаменте здесь залегает нижнеэоценовая группа Салина, состоящая из формаций Тригаль e_1st (базальные конгломераты и песчаники), Сан Кристоаль e_1sc (преимущественно зеленые глины), Могольон e_1sm (серые песчаники и конгломераты) и Остреа e_1so (чередующиеся пачки зеленых и бурых глин и песчаников). Выше с размывом лежит песчано-глинистая ранне-среднеэоценовая формация Экиноциамус $e_1.2es$, в по-

дошве которой залегает горизонт глин Клавель e_1cl , содержащий характерный комплекс раннеэоценовых фораминифер, а в кровле - маркирующий горизонт бело-розовых песчаников Кабо Бланко. Формацию Экиноциамус с угловым несогласием перекрывает среднеэоценовая группа Талара e_2tl , представленная преимущественно флишеподобными зеленоцветными глинистыми толщами с отдельными пачками песчаников. Верхний эоцен (группа Чира) ложится также с угловым несогласием и представлен формациями Вердун e_3v (серые песчаники и конгломераты), Чира e_3ch (зеленые флишеподобные глины), Мирадор e_3cm (желтые песчаники и конгломераты, местами выпадающие из разреза) и Карпитас e_3cc (бурые глины). Вышележащая серия пород располагается с несогласием на среднем и верхнем эоцене и принадлежит к верхнему олигоцену - нижнему миоцену. Она состоит из песчано-конгломератовой формации Манкора $o_3 - m_1m$ (базальный ее горизонт представлен характерными розовыми песчаниками слоев Платеритос $o_3 - m_1mp$) и глинистой формации Хит m_1h . Верхний миоцен представлен формацией Зорритос m_2z (желтые песчаники и конгломераты, с размывом лежащие на глинах Хит), формациями Кардалитос m_2c (зеленые и серые глины) и Тумбес m_2t (серые песчаники). Сводная мощность третичной серии достигает 5000 - 6000 м.

Глинистые осадки третичных отложений накапливались на шельфе; флишеподобные глинистые толщи, возможно, откладывались на континентальном склоне и в турбидитных каналах на шельфе. Песчано-конгломератовые толщи представлены литоральными, частично - флювиальными фракциями. Таким образом, древняя береговая линия располагалась вблизи от современной, испытывая смещения то к западу, то к востоку.

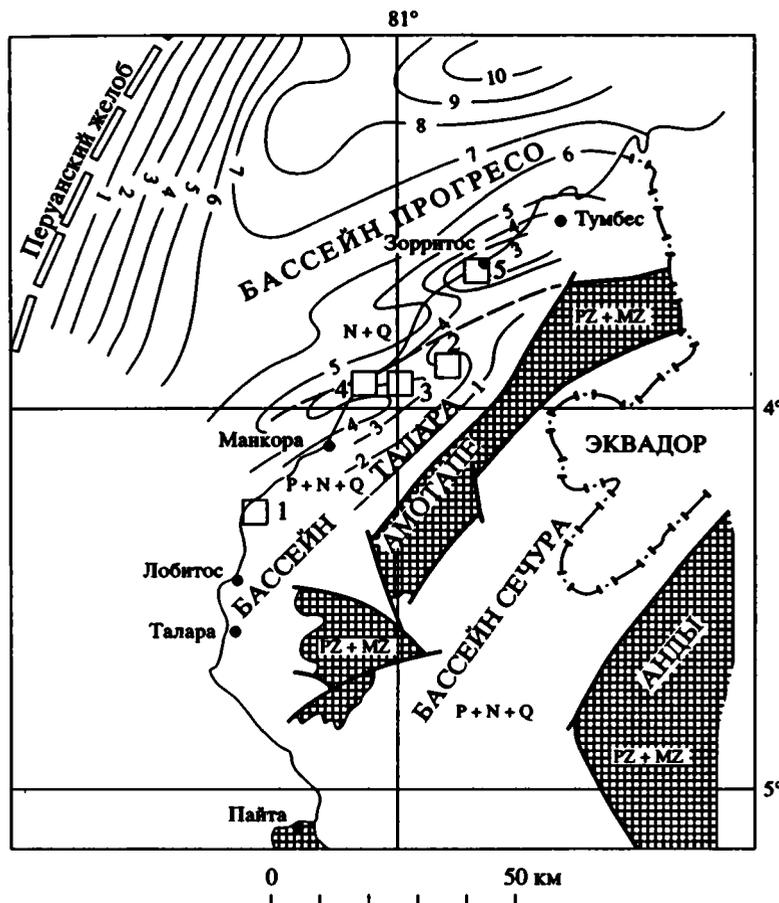


Рис. 1. Континентальная окраина Северо-Западного Перу.

Выходы дотретичного основания заштрихованы. Стратоиозогипсы подошвы осадочных третичных отложений – в километрах. Расположение описанных в статье участков: 1 – Лобитос–Лос-Органос, 2 – Каноас–Кулебра, 3 – Кончудо, 4 – Пунта Саль, 5 – Зорритос. Штриховой линией показана моноκлираль Пунта Саль–Канкас.

Третичная осадочная терраса расчленена поднятиями палеозойского фундамента на отдельные прогибы (“бассейны”) северо-восточного простирания (см. рис. 1). Между Андами и горстом Амотапе лежит бассейн Сечура, западнее горста Амотапе – эоценовый бассейн Талара. В северной части района располагается миоцен-плиоценовый бассейн Прогресо, уходящий в залив Гуаякиль в Эквадоре. Общий стиль структуры третичных отложений вблизи выходов палеозоя моноκлиально-блоковый с наклоном слоев от 5° - 7° до 15° - 20° . Как установлено исследованиями последних лет [6], а также и нами, в направлении на северо-запад, т.е. от континента к океану, общее погружение палеозойского основания сопровождается резким осложнением тектоники третичных отложений: складки становятся более крутыми (до 30° - 40°), среди разрывных структур появляются надвиги и тектонические покровы.

БРЕКЧИИ В СРЕДНЕМ ЭОЦЕНЕ

Среднеэоценовые “брекчии Талара” описаны Р.А. Балдри [1], Дж.М. Доррином [3], М. Серрано

и др. в южной части района в окрестностях городов Талара, Лобитос и Лос-Органос. По последним данным М. Серрано, в этом районе брекчии располагаются в лежачем боку разлома Хабонильяль, полого падающего к океану. Мощность толщи брекчий составляет 100 - 150 м в обнажениях и до 300 м в скважинах. Брекчии состоят из блоков песчаников не совсем ясной стратиграфической принадлежности (либо из группы Талара, либо из формаций Остреа или Экиноциамус) размером 5 - 10 × 15 - 30 м. Отдельные блоки достигают 70 - 80 м в длину при толщине до 20 - 25 м. Обычно эти блоки залегают субпараллельно подошве и кровле, вмещающей их толщи. Блоки имеют угловатую форму и погружены в глинистую массу с “плавающими” в ней хорошо окатанными гальками палеозойских кварцитов и сланцев, а также белого кварца.

Первоначально брекчии Талара считались осадочными отложениями, но с этой точки зрения многие их особенности (в основном присутствие в глинах прекрасно окатанной гальки палеозойских пород) не могли быть объяснены. М. Серрано в 1987 г. [6] пришел к выводу о том, что брекчии

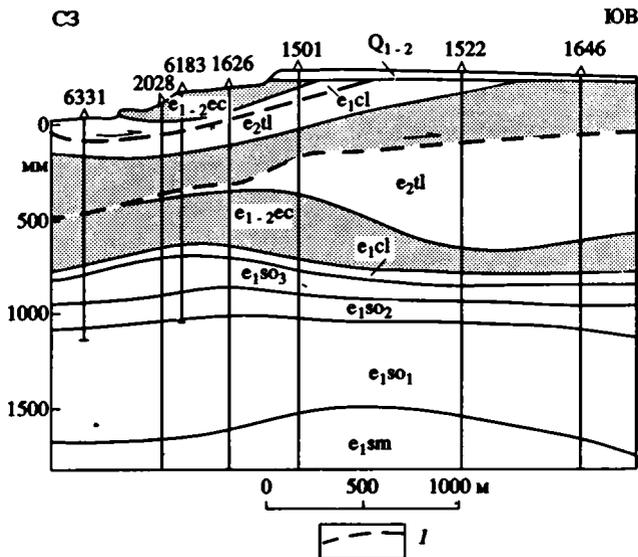


Рис. 2. Геологический разрез участка Лос-Органос (по [6], см. рис. 1).

1 – надвиг. Индексы геологических формаций: e_1sm – Могольон, $e_{1,so1-3}$ – Остреа, e_{1cl} – Клавель, e_{1-zec} – Экиноциамус, e_{2ll} – Талара, Q_{1-2} – покровные четвертичные конгломераты. 1501 и т.д. – номера скважин.

Талара представляют собой олистостромовую толщу и имеют тектоническое происхождение. В районе Талара они связаны с надвигом Хабонильяль.

Далее к северу в районах Лобитос и Лос-Органос брекчии Талара ассоциируют с системами горизонтальных тектонических покровов, вскрытых скважинами нефтяного бурения, в которых наблюдается трехкратное повторение в разрезе формации Экиноциамус с характерными маркирующими бело-розовыми песчаниками Кабо Бланко в верхах (рис. 2).

Нами брекчии Талара были изучены в бассейнах рек Каноас, Платеритос и Кулебра. Они слагают здесь субгоризонтально залегающую толщу мощностью до 70 - 100 м, распространяющую на площади более 20 км² и тяготеющую к повышенным элементам рельефа. Толща брекчий однородна по литологическому составу и не содержит внутри горизонтов нормально напластованных пород. Подошва верхнего эоцена (формация Вердун) несогласно перекрывает брекчии, переходя с них как на вышележащие, так и на нижележащие части разреза группы Талара.

Для брекчий Талара, по нашим наблюдениям, характерно присутствие литифицированных горных пород из отложений нижнеэоценовой группы Салина. Наиболее ярко выделяются крупные глыбы среднегалечных конгломератов из формации Могольон, глыбы зелено-серых слюдистых песчаников с прослоями характерных красно-бурых глин из формации Остреа, глыбы часто чередующихся мелкозернистых зеленых песчаников

и глин из формаций Экиноциамус или Сан Кристо-баль. Размеры глыб достигают 20 × 7 - 10 м, форма глыб обычно уплощенно-угловатая. Кроме того, встречаются округленные глыбы зелено-бурых глин группы Талара, отличающихся несколько меньшими размерами (до 5 - 10 м в поперечнике).

В долине Кулебра в брекчиях Талара присутствуют также отторженцы экзотических горных пород, представленные хорошо окатанными валунами белых двуслюдяных гранитов, аналогичных юрским гранитам Хигуерон, а также светлых слоистых известняков, вероятно, мелового возраста. Размеры валунов достигают 2 - 5 м в поперечнике, что исключает возможность транспортировки их водными потоками. Меловые известняки в близлежащих районах не обнажаются, а граниты Хигуерон вскрыты скважинами под миоценовыми отложениями севернее, в районе Зорритос.

Глыбы перечисленных горных пород располагаются в брекчиях беспорядочно, без преимущественной ориентировки их длинных осей. Во многих случаях глыбы "стоят на головах" почти перпендикулярно напластованию вмещающей толщи, что не отмечалось в окрестностях г. Талара. Глыбы обычно занимают до 20 - 30% объема брекчий.

Матрикс брекчий Талара сложен зелено-бурыми и бурыми неслоистыми глинами группы Талара, часто образующими шарообразные обособления диаметром до 2 - 3 м. Для таких обособлений характерна внутренняя скорлуповатая отдельность, что свидетельствует о том, что это закатанные глыбы глины в глине же. Здесь же располагаются относительно мелкие (до 1 - 1.5 м) слабо округленные обломки песчаников из формации Могольон и Остреа, а также большое количество (до 10 - 15% объема) хорошо окатанной гальки молочно-белого кварца, серых палеозойских кварцитов и черных кремнистых сланцев, высвобожденной из цемента при разрушении крупных глыб и обломков конгломератов формации Могольон и рассеянной в глинистом матриксе.

Подводно-оползневые брекчии, наблюдавшиеся нами в верхнемиоценовой формации Зорритос, отличаются от брекчий Талара следующими признаками:

а) глыбы в брекчиях принадлежат породам той же формации, что и вмещающие их породы (брекчии внутриформационные);

б) глыбы имеют уплощенную форму и располагаются во вмещающих породах субпараллельно напластованию;

в) мощность горизонтов с глыбами не превышает 15 - 20 м, и эти горизонты разделены прослоями и линзами нормально напластованных отложений;

г) обломки, образовавшиеся за счет разрушения глыб, концентрируются под их подошвой и у краев и никогда не наблюдаются непосредственно над глыбами;

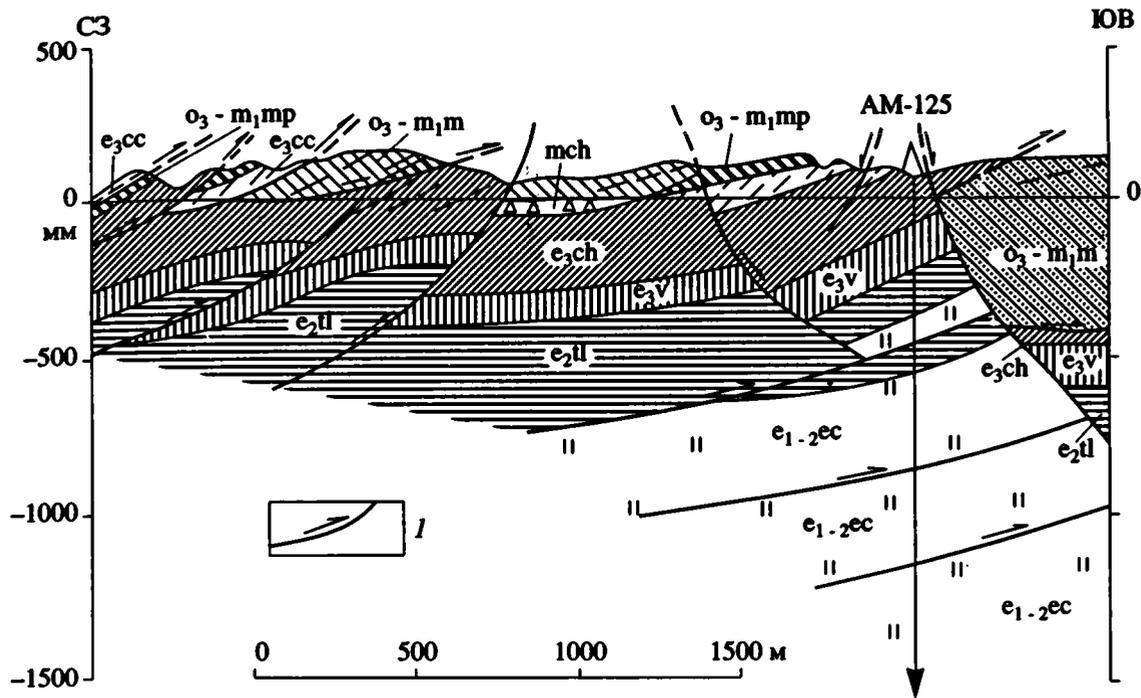


Рис. 3. Геологический разрез участка Пунта Саль Гранде (см. рис. 1).

Индексы геологических формаций: e_{1-2ec} – Экиноциамус, e_{2tl} – Талара, e_{3v} – Вердун, e_{3ch} – Чира, e_{3cc} – Карпятас, $o_3 - m_1m$ – Манкора, $o_3 - m_1mp$ – слой Платеритос, mch – брекчии Манчира. Формация Манкора в аллохтоне Сантос Мартинец в правой части разреза покрыта точками. 1 – надвиги. AM-125 – скважина.

д) кроме того, поскольку подводно-оползевым деформациям подвергаются неконсолидированные осадки, присутствие в брекчиях глыб, сложенных глинами, не отмечается.

С другой стороны, предположение о тектоническом происхождении брекчий Талара позволяет гораздо более полно объяснить основные черты их строения:

а) однородное внутреннее строение толщи брекчий с отсутствием нормально напластованных линз и прослоев;

б) крутое, вплоть до вертикального, залегание уплощенных глыб в пачке брекчий;

в) присутствие глыб экзотических горных пород (гранитов, известняков), выходы которых отсутствуют в предполагаемой области сноса;

г) наличие глыб литифицированных глин, заключенных в глинистом же матриксе;

д) присутствие в матриксе большого количества высвобожденной из конгломератов гальки прочных докембрийских пород, не образующей струй или прослоев, а равномерно рассеянной в глине.

Исходя из этих оснований следует полагать, что брекчии Талара в районе Каноас–Платеритос–Кулебра имеют тектоническую природу. Возможно, что они, как и в районе Талара, представляют собой олистострому, отлагавшуюся в водной среде при продвижении аллохтона по поверхности подводного рельефа, но не исключено, что это чисто тектонические образования, сформировавшиеся на глубине под поверхностями на-

двигов. Данных для решения этого вопроса пока недостаточно.

Состав и особенности структуры брекчий Талара позволяют предполагать, что они образовались при перемещении тектонических покровов, сложенных формациями группы Салина (вероятно, с участием отдельных чешуй, сложенных гранитами фундамента и меловыми известняками). Продвижение покровов, вероятнее всего, происходило по времени между средним и поздним эоценом в направлении с северо-запада на юго-восток (поскольку выходы гранитов юго-восточнее изученного нами района отсутствуют) по автохтону, сложенному глинами группы Талара, верхняя часть которого мощностью от нескольких десятков до сотни метров была брекчирована и превращена в тектонический меланж. Перед началом позднего эоцена тектонические покровы в изученном нами районе, в отличие от района Талара, были полностью уничтожены эрозией и формация Вердун легла с размывом непосредственно на брекчии, переходя с них на недеформированный автохтон.

Существование тектонических покровов и чешуй внутри нижне-среднеэоценовых отложений рассматриваемого района было установлено в скв. AM-125 на участке Пунта Саль (рис. 3). Эта скважина под верхним эоценом пересекла три налегающие одна на другую тектонические чешуи, в которых отмечается трехкратное повторение маркирующего фораминиферового горизонта Клавель основания формации Экиноциамус. Под

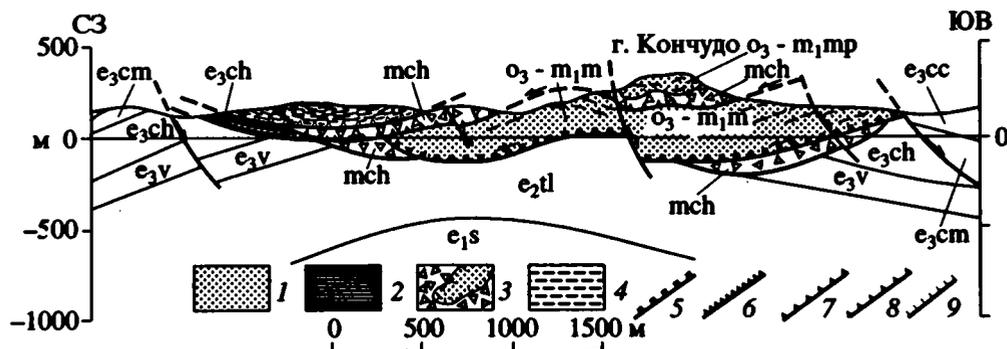


Рис. 4. Поперечный разрез покрова Кончудо (см. рис. 1).

Геологические формации автохтона: e_1s – группа Салина, e_2tl – группа Талара, e_3v – Вердун, e_3ch – Чира, e_3cm – Мирандор, e_3cc – Карпитас. 1 – 4 – аллохтонные структуры: 1 – аллохтон Сантос Мартинец (формация Манкора $o_3 - m_1ml$), 2 – 4 – тектонические пластины покрова Кончудо: 2 – нижняя (формация Чира e_3ch), 3 – средняя (брекчия Манчира mch с отторженцами слоев Платеритос $o_3 - m_1ml$), 4 – верхняя (формация Карпитас e_3cc); 5 – 8 – тектонические контакты в основании: 5 – покрова Сантос Мартинец, 6 – нижней, 7 – средней и 8 – верхней тектонических пластин покрова Кончудо; 9 – ограничения крупных отторженцев.

этими чешуями в стволе скважины, видимо, в автохтоне, залегают отложения группы Талара, а еще ниже – группы Салина. Обращает внимание полная аналогия надвиговых структур района Лобитос (см. рис. 2) и района Пунта Саль (см. рис. 3).

БРЕКЧИИ В ВЕРХНЕМ ЭОЦЕНЕ

Эти брекчии состоят из обломков песчаников и конгломератов формации Манкора (поздний олигоцен – ранний миоцен), заключенных в матриксе из глин верхнеэоценовой группы Чира (формации Чира и Карпитас). Поэтому они названы нами “брекчии Манчира”. Они располагаются в основании двух тектонических покровов – Кончудо и Сантос Мартинец, а также в системе чешуйчатых надвигов Пунта Саль–Канкас.

Бескорневой тектонический покров Кончудо (рис. 4) занимает восточную часть гор Серрос Кончудо. Его размеры достигают 4×10 км, мощность – 300 – 500 м. Покров располагается на формациях Чира и Вердун, частично – на аллохтоне покрова Сантос Мартинец, а также на глинах и брекчиях Талара. Почти повсеместно покров Кончудо состоит из трех тектонических пластин, или “дигитаций”, образующих очень пологую синформную складку.

Нижняя тектоническая пластина сложена переродбленными и брекчированными, местами смятыми в мелкие складки зеленовато-бурыми глинами формации Чира с тонкими прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов. Глины Чира в нижней пластине интенсивно перемежаты, не сохраняют следов первичной слоистости, а тонкие (2 – 3 см) прослои песчаников и алевролитов раздроблены на беспорядочно ориентированные пластинки длиной по 10 – 15 см. Включений чужеродных пород в брекчированных глинах Чира не отмечалось. Мощность нижней пластины покрова Кончудо составляет около 100 м.

Средняя пластина покрова Кончудо срезает нижнюю и во многих случаях переходит с нее на автохтон или параавтохтон покрова Сантос Мартинец. Она присутствует на всем протяжении покрова и повсеместно сложена брекчиями Манчира. На юго-западе покрова в горах Кончудо брекчии Манчира содержат крупные (от 20×50 до 100×300 м) с закругленными углами глыбы желто-серых песчаников и конгломератов формации Манкора, а также белых и розовых конгломератов и песчаников Платеритос. Глыбы различно ориентированы, часто под крутыми (до $60^\circ - 70^\circ$) углами “воткнуты” в матрикс. Здесь же обнаружено три гигантских (до 600 – 1000 м в поперечнике) отторженца, залегающих в брекчиях субгоризонтально. Они сложены в основании белыми и розовыми кварцевыми конгломератами и пудинговыми песчаниками слоев Платеритос, которые стратиграфически сменяются кверху желто-серыми песчаниками Манкора. Толщина этих отторженцев достигает 200 – 250 м. Матрикс меланжа Манчира в горах Кончудо представлен мелкоглыбовой брекчией, состоящей из обломков конгломератов и песчаников Платеритос и Манкора размером до 1 – 2 м в поперечнике, залегающих в бурой глинистой массе, занимающей до 30% объема и обычно содержащей беспорядочно рассеянную, хорошо окатанную гальку кварца и пород палеозоя, высвобожденную из конгломератов. Аналогия этих брекчий с брекчиями Талара совершенно очевидна.

Далее к северо-востоку крупных глыб и отторженцев в брекчиях Манчира не содержится. Там в них заключены лишь небольшие (до 0.5 – 1 м) слабо округленные глыбы пород автохтона – зеленых песчаников, реже конгломератов из группы Салина, попавшие в меланж из брекчий Талара, а также глыбы желтовато-серых песчаников формации Вердун. Кроме того, здесь присутствуют характерные оранжево-бурые мергелистые и мергелисто-гипсовые конкреции диаметром до 30 см и

мелкие обломки (до 0,5 м) розово-серых органогенно-обломочных известняков формации Карпитас, образующей верхнюю пластину покрова Кончудо. Матрикс – темно-серые и бурые комковатые глины без малейших следов первичной слоистости. Мощность средней пластины покрова Кончудо достигает 300 м.

Верхняя пластина покрова Кончудо залегает на средней, переходя с нее на автохтон, сложенный глинами и брекчиями Талара. Эта пластина сложена бурыми глинами формации Карпитас, содержащими характерные для нее оранжево-бурые мергелисто-гипсовые конкреции, а также линзы и прослои до 5 - 7 м мощностью литоральных розово-серых и серых органогенно-обломочных известняков, характерных только для прибрежных фаций этой формации в горах Корраль де Овехас в 8 - 10 км юго-восточнее. Мощность верхней пластины покрова Кончудо достигает 100 - 120 м.

Мы предполагаем, что аллохтон Кончудо представляет собой гравитационно-тектонический покров, переместившийся в современное положение с юго-востока. Об этом позволяют судить литоральные фации формации Карпитас в верхней пластине покрова, отлагавшиеся, вероятно, на продолжении полосы Корраль де Овехас в 8 - 10 км к юго-востоку от гор Кончудо. Видимо, к этой же полосе принадлежали и на редкость грубые по составу литорально-флювиальные конгломераты слоев Платеритос, наблюдавшиеся в отторженцах в горах Кончудо и нигде не встреченные в автохтонном положении. Время формирования покрова Кончудо остается точно не определенным. Он образовался после накопления формации Манкора, т.е. в конце миоцена - плиоцене.

Второй ареал распространения брекчий Манчира связан с системой чешуйчатых надвигов моноклинали Пунта Саль-Канкас, протягивающейся в северо-восточном направлении диагонально к берегу океана, постепенно уходя в глубь континента. Эта моноклираль формирует юго-восточное крыло бассейна Прогресо (см. рис. 1). Падение слоев в моноклинали на северо-запад под углами от 20° до 35°, моноклираль сложена формациями позднего эоцена (Чири, Мирандор, Карпитас) и раннего миоцена (Манкора, Хит). Вдоль моноклинали прослеживаются многочисленные чешуйчатые надвиги, субпараллельные простиранию слоев, которые образуют системы налегающих одна на другую тектонических чешуй, падающих в сторону океана под углами от 15° до 45°.

На юго-западе моноклинали в районе Пунта Саль (см. рис. 3) в этих чешуях песчаники формации Манкора перемещались по глинам формаций Чири или Карпитас на юго-восток, что обуславливает трех-четырёхкратное повторение в разрезе формации Манкора в обрывах мыса Пунта Саль Гранде. Глины группы Чири под надвигами, как правило, брекчированы, перемешаны с глы-

бами песчаников формации Манкора и превращены в тектонический меланж типа Манчира. Мощность брекчий Манчира здесь составляет несколько десятков метров, в них заключены различного размера обломки и крупные (до 15 - 20 м в поперечнике) глыбы песчаников и конгломератов формации Манкора, залегающие в матриксе перемятых бурых глин формации Карпитас или зеленых глин формации Чири (в зависимости от состава подстилающей чешуи). Наиболее продвинутой к юго-востоку тектонической чешуей является, видимо, изолированный тектонический покров Сантос Мартинец, налегающий на группу Чири и подстилающий местами тектонический покров Кончудо. В основании этого покрова также присутствуют тектонические брекчи Манчира, которые хорошо представлены на участке нефтяного месторождения Карпитас Западный, а также вдоль Панамериканского шоссе.

С удалением от берега океана к северо-востоку величина горизонтальных тектонических перемещений в пределах моноклинали Канкас постепенно снижается. В районе пос. Канкас тектонические чешуи падают на северо-запад в сторону океана под углами около 30° и обуславливают трех-четырёхкратное повторение в разрезе белых и розовых кварцевых песчаников пачки Платеритос. Тектонические срывы происходят в кровле глинистых пачек формаций Чири или Карпитас и сопровождаются брекчиями Манчира мощностью до 20 - 30 м. Еще далее к северо-востоку в горах Алюбраль моноклираль, сложенная формациями Манкора и Хит, рассечена крутыми (до 60°) взбросами с поднятыми северо-западными крыльями, а базальная пачка формации Манкора (слои Платеритос) стратиграфически налегает на все более и более древние отложения: формации Мирандор, Чири, Вердун, а на правобережье долины Кулебра – на группу Талара. Брекчий Манчира в связи с упомянутыми взбросами не отмечается.

Таким образом, структура моноклинали Пунта Саль-Канкас демонстрирует постепенное ослабление тектонической напряженности по мере продвижения от океана к континенту и соответствующее же уменьшение размеров и значения горизонтальных тектонических перекрытий. Сомнений в тектонической природе позднего миоценовых брекчий Манчира не возникает, поскольку в них обломки более молодых пород (формации Манкора) заключены в более древние образования (формации Чири и Карпитас).

БРЕКЧИИ В МИОЦЕНЕ

Миоценовые тектонические брекчи характерны для бассейна Прогресо, где они связаны с тектоническими покровами, сложенными песчаниками позднего миоценовой формации Зорритос, перемещавшимися по глинам раннемиоценовой формации Хит (так называемые “брекчи Зорритос”), и с покровами, сложенными песчаниками

позднемиоценовой формации Тумбес, перемещавшимися по глинам формации Хит или по глинам формации Кардалитос того же возраста (“брекчии Кардалитос”).

Брекчии Зорритос наблюдались в основании тектонических покровов Кардалитос, Зорритос, Гиганталь и некоторых других. Тектонический покров Зорритос изучен нами в окрестностях одноименного нефтяного месторождения. Покров располагается на холмах над берегом океана и сложен полого залегающими песчаниками и конгломератами формации Зорритос, надвинутыми на автохтон глинистой формации Хит (рис. 5). Поверхность надвига местами подвернута и опрокинута, что подтверждается данными бурения на месторождении. Тело покрова в процессе его перемещения местами подверглось грубому дроблению и представляет собой агрегат крупных (до 100 - 150 м и более) глыб, смещенных и повернутых одна относительно другой (рис. 6). Углы наклона глыб колеблются от 0° до 90°, глыбы беспорядочно ориентированы в пространстве. Они практически “притерты” одна к другой, промежутки между ними лишь местами достигают 2 - 5 м и заполнены мелкоглыбовой (размер обломков до 0.5 м) брекчией в красно-бурой глинистой массе. Такие своеобразные дислокации названы “пьяными горками” (“drunken hills”) и, видимо, представляют собой раннюю стадию образования тектонических брекчий. “Пьяные

горки” отмечены также в покровах Гиганталь и Хуакура южнее пос. Зорритос.

В основании тектонического покрова Зорритос прослеживается горизонт одноименных брекчий, имеющий мощность от 0 до 50 - 70 м. В брекчии выделяются округленные глыбы размером от 1 до 5 м в поперечнике, сложенные желтыми и желто-серыми песчаниками и мелкогалечными конгломератами формации Зорритос с присутствием мелких (до 0.5 м) округлых обломков прослоев розово-серых мергелистых известняков из формации Хит. Матрикс брекчий образован перемьятыми бурыми и желто-бурыми глинами формации Хит, насыщенными беспорядочно расположенными мелкими мергельно-гипсовыми и ангидритовыми конкрециями из формации Хит и рассеянной хорошо окатанной галькой, высвобожденной из конгломератов Зорритос. В меланже во многих местах заключены крупные (до 100 - 150 м в поперечнике) изолированные глыбы – отторженцы песчаников формации Зорритос, аналогичные глыбам в “пьяных горках”. Иногда такие отторженцы вдавлены в автохтонные глины формации Хит.

Брекчия Кардалитос была обнаружена только в районе нефтяного месторождения Зорритос (см. рис. 5). Здесь вдоль берега океана протягивается наклоненная на северо-запад под углами около 30° тектоническая пластина надвига Позо, сложенная светло-серыми конгломератами и песчаниками формации Тумбес (поздний миоцен). По данным полевых наблюдений Дж. Петерсена [5] и

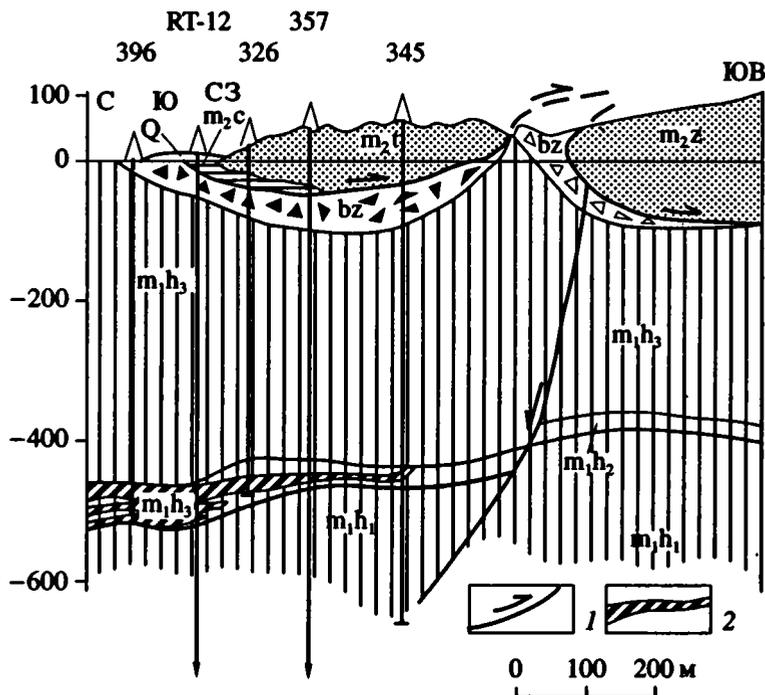


Рис. 5. Геологический разрез южной части месторождения Зорритос (см. рис. 1).

1 – надвиг; 2 – нефтяные залежи. Индексы геологических формаций: m_1h_1 – Хит, нижняя толща, m_1h_2 – Хит, средняя толща (нефтеносный горизонт), m_1h_3 – Хит, верхняя толща, m_2z – Зорритос, m_2c – Кардалитос, m_2t – Тумбес; брекчии: bz – Зорритос, bc – Кардалитос; Q – четвертичные отложения; RT-12 – номера скважин.

нашим, в основании пластины у устья ручья Позо залегают зеленые и светло-серые глины формации Кардалитос. Тектоническая пластина надвига Позо надвинута на автохтон глин формации Хит, а в северо-восточной части месторождения – на аллохтон тектонического покрова Зорритос. В основании надвига Позо прослеживается тектоническая брекчия Кардалитос, содержащая различного размера (от 0,5 до 2 - 3 м) обломки желтых песчаников и конгломератов Зорритос, серых песчаников и конгломератов Тумбес, а также округленные глыбы-закатыши зелено-серых глин формации Кардалитос размером до 5 м. В брекчиных местах заключены отторженцы песчаников и конгломератов формации Тумбес поперечником до 50 м и более. Матрикс брекчии Кардалитос представлен перемьятыми бурыми глинами (вероятно, перемешанными глинами формаций Хит и Кардалитос). Тектоническая природа брекчии Кардалитос не вызывает сомнений благодаря их многокомпонентному составу и присутствию обломков более молодых пород (песчаники Тумбес), включенных в древние образования (глины Хит).

Время образования тектонических брекчии в миоценовых отложениях остается точно не определенным. Ясно, что оно послемiocеновое, но данных для более полного суждения у нас не имеется. Можно только установить две фазы образования надвигов и брекчии: в течение первой фазы произошло надвигание песчаников Зорритос на формацию Хит (покровы Кардалитос, Зорритос, Гиганталь и др.) и были сформированы брекчии Зорритос. Во вторую фазу образовался надвиг Позо, сложенный песчаниками Тумбес и частично перекрывший более древний покров Зорритос. Благодаря движениям второй фазы и возникли брекчии Кардалитос. Нельзя исключить возможности, что одной из этих фаз или обеим отвечает также и время формирования чешуйчатых структур Пунта Саль-Канкас и брекчии Манчира, описанных в предыдущем разделе.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В распространении тектонических брекчии в третичных отложениях континентальной окраины Северо-Запада Перу могут быть намечены следующие закономерности.

1. Тектонические брекчии на Северо-Западе Перу развиты на нескольких стратиграфических уровнях, а не на единственном, как считалось ранее. Они обнаружены в среднеэоценовой группе Талара (брекчии Талара), в верхнеэоценовой группе Чира (брекчии Манчира) и в верхнем миоцене (брекчии Зорритос и Кардалитос). Образование надвигов, покровов и тектонических брекчии происходило на Северо-Западе Перу, вероятнее всего, неоднократно, по меньшей мере, перед началом позднего эоцена, в плиоцене, возможно, и в течение миоцена.

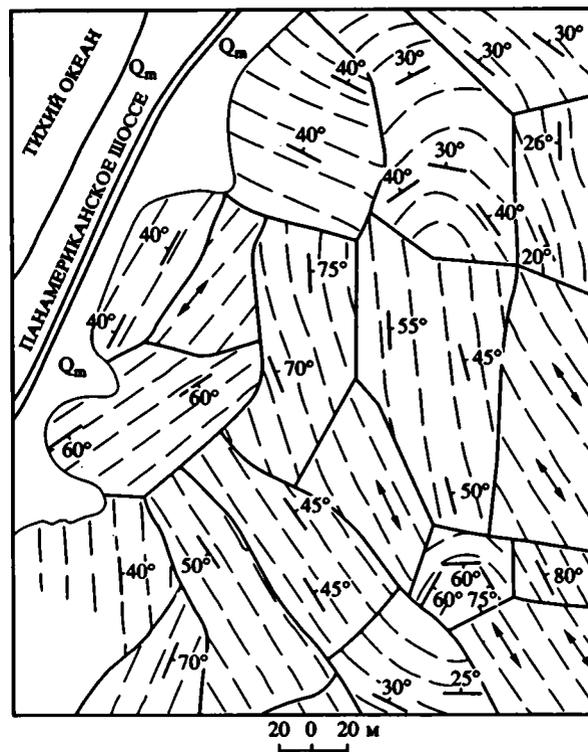


Рис. 6. Раздробленный аллохтон покрыва Гиганталь ("пьяные горки").

Залегание песчаников формации Зорритос в отдельных блоках показано штриховыми линиями и значками. Жирные линии отображают границы между блоками. Q_m – современные прибрежные отложения.

2. Образование тектонических брекчии происходило в связи с формированием чешуйчато-надвиговых и покровных тектонических структур. В одном случае (покров Кончудо) брекчии связаны, видимо, с гравитационно-тектоническим покровом. Предполагавшаяся ранее связь горизонтов брекчии с подводно-оползневыми дислокациями [1 - 3] не получила подтверждения. Брекчии располагаются, как правило, в основании тектонических пластин, представленных толщами песчано-конгломератового состава (формации Остреа, Экиноциамус, Манкора, Зорритос, Тумбес), перемещавшихся по автохтону, сложенному непосредственно подстилающими их глинистыми толщами (Талара, Чира, Карпитас, Хит, Кардалитос).

3. Ареал распространения надвигов, покровов и тектонических брекчии ограничен современной прибрежной полосой третичной осадочной террасы видимой шириной не более 10 км. По направлению к континенту напряженность тектонических движений резко падает, покровы, надвиги и связанные с ними тектонические брекчии исчезают и тектоника сжатия сменяется тектоникой растяжения. Существовавшие ранее представления о безусловном господстве в третичных отложениях Северо-Запада Перу тектоники растяжения результатами наших исследований не подтверждаются.

Полученные нами результаты находятся в хорошем соответствии с последними геологическими данными по тектонике третичных отложений Перу. Ж. Машар и др. [4], изучавшие трещинную тектонику третичных бассейнов континентальной окраины Перу, показали наличие тектонических напряжений сжатия и соответствующих им трещинных структур в бассейнах Сечура, Писко, Мокекуа южнее изученного нами района. Преимущественная ориентировка напряжений сжатия – субширотная, перпендикулярная простиранию береговой линии и зоны субдукции Перуанского желоба. Особенно важные данные опубликованы М. Серраном [6] по бассейну Талара. Изучая там брекчии Талара, он пришел к заключению об их тектоническом олистостромовом, а не подводно-оползневом происхождении и о связи их с тектоническими перекрытиями покровного типа, охарактеризованными выше (см. рис. 2).

Из сопоставления данных, полученных нами, Ж. Машаром, М. Серраном и другими, становится ясным, что надвиги и покровы, сопровождаемые тектоническими брекчиями, являются характерным членом ансамбля тектонических структур третичной континентальной окраины Перу. Их формирование протекало на протяжении всего третичного периода, но было ограничено в пространстве прибрежной полосой геологического прошлого (а также и современности). Направление движения масс – от океана к континенту.

Примечательно, что структуры тектонического сжатия в третичном осадочном комплексе континентальной окраины Перу развиваются не по субдуктивной схеме, как этого можно было бы ожидать (т.е. с активным пододвиганием проксимальных, ближайших к зоне субдукции блоков под дистальные, лежащие ближе к континенту), но по обдуктивной схеме (с активным надвиганием проксимальных блоков на дистальные). Это обстоятельство является несколько неожиданным и свидетельствует о том, что условия образования тектонических структур сжатия в зоне континентальной окраины гораздо более сложные, чем это кажется на первый взгляд. Если происхождение структур сжатия, развивающихся по субдуктивной схеме, легко объясняется по принципу аналогии, то происхождение структур обдуктивного типа требует существенного усложнения традиционной схемы. Первую, видимо, во многом несовершенную из-за ограниченности фактического материала попытку такого объяснения мы и рискуем предложить ниже.

Структура третичного осадочного комплекса континентальной окраины Перу сформировалась в процессе субдукции океанической литосферной плиты Наска под континентальную кору Южно-Американской литосферной плиты. С континента в сторону океана постоянно направляется мощный поток обломочного материала, образующий на шельфе и континентальном склоне глубоководного желоба осадочный клин, выклинивающийся к

западу с удалением от источников обломочного материала. Погружающаяся под континент океаническая плита формирует на приконтинентальном склоне глубоководного желоба аккреционный комплекс, в котором, видимо, господствуют напряжения тектонического сжатия и сколового тектоника, характерные для пододвигания по субдуктивной схеме. Одновременно за счет некоторой остаточной плавучести океанической плиты ее погружение способствует тектоническому поднятию края континента и формированию структур тектонического растяжения в приконтинентальной части осадочной террасы. Таким образом, внутри осадочного клина в проксимальных к зоне субдукции частях господствуют напряжения сжатия, а в дистальных – растяжения.

Кроме того, внутри осадочного клина по мере его погружения генерируются и внутренние напряжения. Клин состоит в основном из глинистых осадков, в которые со стороны континента на отдельных уровнях вторгаются песчаные формации, выклинивающиеся к западу с удалением от источников сноса. Накапливающиеся осадки погребают под собой глинистые толщи, и с глубин 1000 м и более глинистые минералы этих толщ трансформируясь, начинают отдавать кристаллизационную воду. Это создает в глинистых толщах аномально высокие пластовые давления, концентрирующиеся у подошвы песчаных тел, принимающих высвобождающуюся воду, и облегчающие тектонические срывы песчаников по кровле глин. С другой стороны, относительное увеличение содержания глин в осадочном клине на удалении от континента создает определенный градиент внутренних напряжений в осадочной толще и обуславливает “выдавливание” из нее песчаных тел в сторону континента, т.е. в сторону падения пластовых давлений.

В прибрежной зоне “головы” выдавливаемых из осадочного клина песчаных пластов задираются, выходят из зоны аномальных давлений, “обсыхают”, заклиниваются и прекращают перемещение. Следующие поверхности срыва формируются в тыловых частях заклинившихся пластин ближе к океану, что при повторении процесса обуславливает образование систем многоэтажных чешуйчатых надвигов. С накоплением новых песчаных тел этот процесс может повторяться вновь (рис. 7), смещаясь все выше и выше по стратиграфической колонке и порождая, таким образом, мультипликацию осадочных разрезов.

Предложенный механизм позволяет пока хотя бы на качественном уровне объяснить подчеркнутые выше важнейшие черты распространения покровно-надвиговых структур в эоцене - миоцене континентальной окраины Перу: а) существование тектонических срывов в подошве практически каждой песчаной формации, б) неоднократное повторение образования надвигов во времени и в) присутствие надвигов только в прибрежной полосе (как отмечено выше, древние

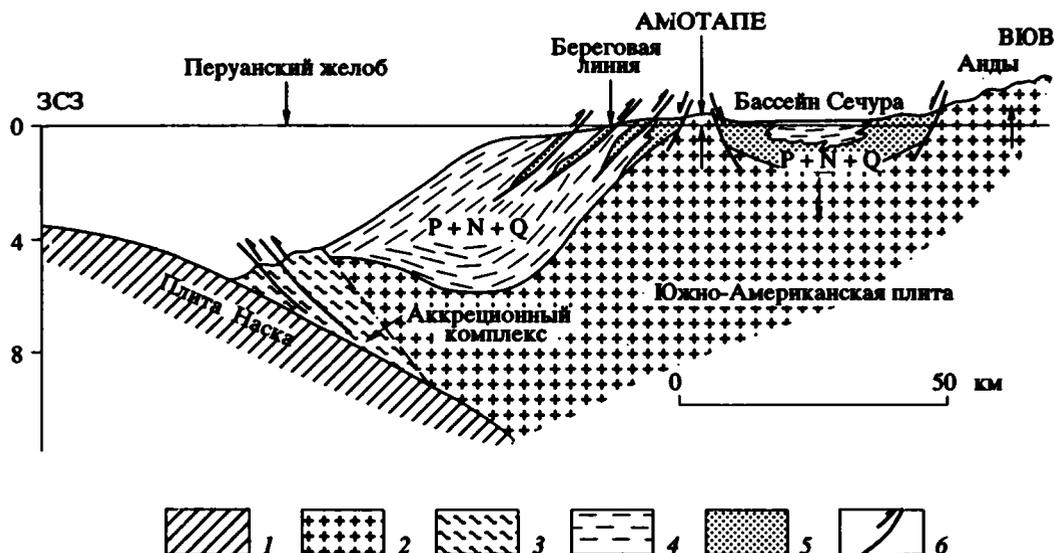


Рис. 7. Принципиальная схема строения третичной континентальной окраины Северо-Запада Перу.

1 – океаническая плита; 2 – фундамент континентальной плиты; 3 – аккреционный комплекс; 4, 5 – третичные толщи преимущественно: 4 – глинистые, 5 – песчаные; 6 – надвиги.

береговые линии в районе Талара–Зорритос располагались вблизи современной, испытывая лишь небольшие перемещения к востоку или западу).

Изложенная выше концепция о характере и процессе формирования структур третичного комплекса континентальной окраины Северо-Западного Перу заставляет пересмотреть традиционные взгляды на структуры третичного комплекса континентальной окраины Эквадора, где в районе Анкон также известны среднеэоценовые тектонические брекчии [2], а также на структуры некоторых прибрежных потенциально нефтегазоносных площадей. Наличие тектонических покровов и надвигов позволяет прогнозировать нефтяные ловушки тектонически экранированного типа, пока в этих районах не установленные. Наконец, жесткие барические условия в осадочном комплексе, сопровождающие формирование надвигов и покровов, существенным образом изменяют принятые ныне в Перу и Эквадоре представления об условиях миграции, аккумуляции и консервации углеводородов.

Следует также отметить, что предложенный выше механизм не специфичен лишь для условий периконтинентальных осадочных террас. Подобные системы надвигов “по обдуктивной схеме”

могут формироваться также по периферии иных глубоких седиментационных бассейнов, на бортах которых есть выклинивающиеся песчаные толщи. Обычно геологи их не ищут, “загипнотизированные” правилом Леукса о движении надвигов только от поднятий во впадины.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Baldry R.A. Slip-planes and Breccia Zones in the Tertiary Rocks of Peru // Quart. Journ. of the Geol. Soc. 1938. V. 94. Pt. 3. P. 347 - 358.
2. Barrington Brown C. On a Theory of Gravitational Sliding applied to the Tertiary of Ancon, Ecuador // Quart. Journ. of the Geol. Soc. 1938. V. 94. Pt. 3. P. 359 - 371.
3. Dorreen J.M. Rubble Bedding and Graded Bedding in Talara Formation of Northwestern Peru // Bull. of the Amer. Ass. of Petr. Geol. 1951. V. 35. № 8. P. 1829 - 1849.
4. Machare J., Sebrier M., Huaman D., Mercier J.L. Tectonica cenozoica de la margen continental Peruana // Bol. Soc. Geol. del Peru. 1986. V. 76. P. 45 - 77.
5. Petesen G. Sobre la geologia de la region de Zorritos (Peru) // Bol. Soc. Geol. del Peru. 1936. T. VIII. F. 2. 136 p.
6. Serranne M. Evolution tectono-sedimentaire du Bassin de Talara (nord-ouest du Perou) // Bull. Inst. Fr. et And. 1987. V. XVI. № 3/4. P. 103 - 125.

Tectonic Breccias and Thrust Tectonics in Tertiary Strata of NW Peru

V. A. Bush, L. D. Vinogradov, A. I. Titov

Peculiar breccia beds are described from Middle Eocene, Upper Eocene and Miocene strata of the NW Peru continental Margin. Formerly known only in the Middle Eocene, they have been viewed as intraformational, formed due to subaqueous landsliding. Recent geological mapping supplied evidence on their polygenic composition and tectonic origin due to imbricate thrusting and nappes in the Tertiary sedimentary prism. The thrusts advanced from the northwest, i.e., from ocean landwise, more than once following an obduction pattern, instead of subduction as one might expect. A hypothetical mechanism to account for the formation of thrusts, nappes and breccia beds is advanced.

УДК 552.4 (571.651)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ БАССЕЙНА Р. ТАЛОВКИ (ПЕНЖИНСКИЙ РАЙОН, СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

© 1994 г. С. А. Силантьев, С. Д. Соколов, Г. В. Полунина

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 22.07.92 г.

Метаморфические породы (зеленые и глаукофановые сланцы) ильпенейской свиты слагают две самостоятельные тектонические пластины – Ильпенейскую и Мьялкасынскую. Они образовались по базальтам, карбонатным и кремнистым породам. По геохимическим и минералогическим особенностям среди метабазальтов различаются продукты субщелочного (внутриплитного) и толентового (*N-MORB*) магматизма. Подобная ассоциация свойственна как собственно океаническим образованиям, так и современным внутридуговым бассейнам активных зон перехода океан–континент. В структурном отношении они входят в состав деформированной древней аккреционной призмы, сформировавшейся во фронтальной части Кони-Тайгоносской островной дуги.

Метаморфические комплексы Корякского региона до сих пор остаются слабо изученными объектами, и в современных тектонических региональных моделях им уделяется незаслуженно мало внимания. Одним из наиболее исследованных объектов принято считать глаукофан-зеленосланцевые толщи Пенжинского кряжа и Таловских гор [4, 5, 7, 9 и др.]. Тем не менее после этих публикаций прошло много времени, но какой-либо важной, новой информации почти не поступало. К сожалению, имеющихся сведений о составе и происхождении метаморфитов уже недостаточно для их геодинамической интерпретации. Данная статья ставит своей целью в какой-то степени ликвидировать этот пробел и привлечь внимание специалистов к необходимости возобновить целенаправленные исследования метаморфических комплексов зон перехода океан–континент.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Рассматриваемые в статье метаморфические комплексы обычно включаются в состав Таловско-Майнской, или Таловско-Пекульнейской, зоны [1, 8 и мн. др.]. Однако в пределах Пенжинского сегмента этой зоны имеются существенные различия в геологическом строении, которые требуют выделения по крайней мере двух самостоятельных структурных элементов [10]. На севере выделяется Понтонейский блок, представляющий собой древнюю палеозойскую континентальную окраину, а на юге – Куюльская система покровов, сформированная аккреционными процессами в конце раннего мела. С позиции террейнового анализа здесь можно выделить Ганыча-

ланский составной (composite) террейн, Упупкинский, Айнынский и Куюльский террейны (рис. 1).

Метаморфические толщи обнажаются в виде трех самостоятельных полос, имеющих разное структурное положение (рис. 1). Западная полоса выходов (M_1) относится к Ганычаланскому террейну, который имеет асимметричное покровно-чешуйчатое строение [5]. Метаморфическая ильпенейская свита [7] слагает одноименную тектоническую пластину, сжатую в опрокинутую на юго-восток антиформную складку с пологим северо-западным и подвернутым крутым юго-восточным крылом, осложненным молодым надвигом. По надвигу метаморфические образования контактируют с терригенными и карбонатными породами палеозоя, триаса и нижнего мела Упупкинского террейна. На северо-западном крыле ильпенейская свита перекрыта пластинами серпентинитового меланжа, габбро, габбро-амфиболитов и офиолитов.

Ильпенейская свита сложена в различной степени метаморфизованными вулканитами, пирокластическими образованиями, кремнистыми и карбонатными породами. По степени метаморфизма различаются глаукофан-сланцевая, хлор-меланитовая, зеленосланцевая и пренил-пумпеллитовая зоны [9]. В разрезах юго-восточного крыла антиформы отмечается увеличение метаморфизма снизу вверх. Глаукофановые сланцы приурочены в основном к подошве офиолитового аллохтона, граница которого тем не менее сечет метаморфическую зональность.

Н.Л. Добрецов и Л.Г. Пономарева в составе ильпенейской свиты выделили три толщи. Нижняя толща представлена базальтами, диопсидовыми

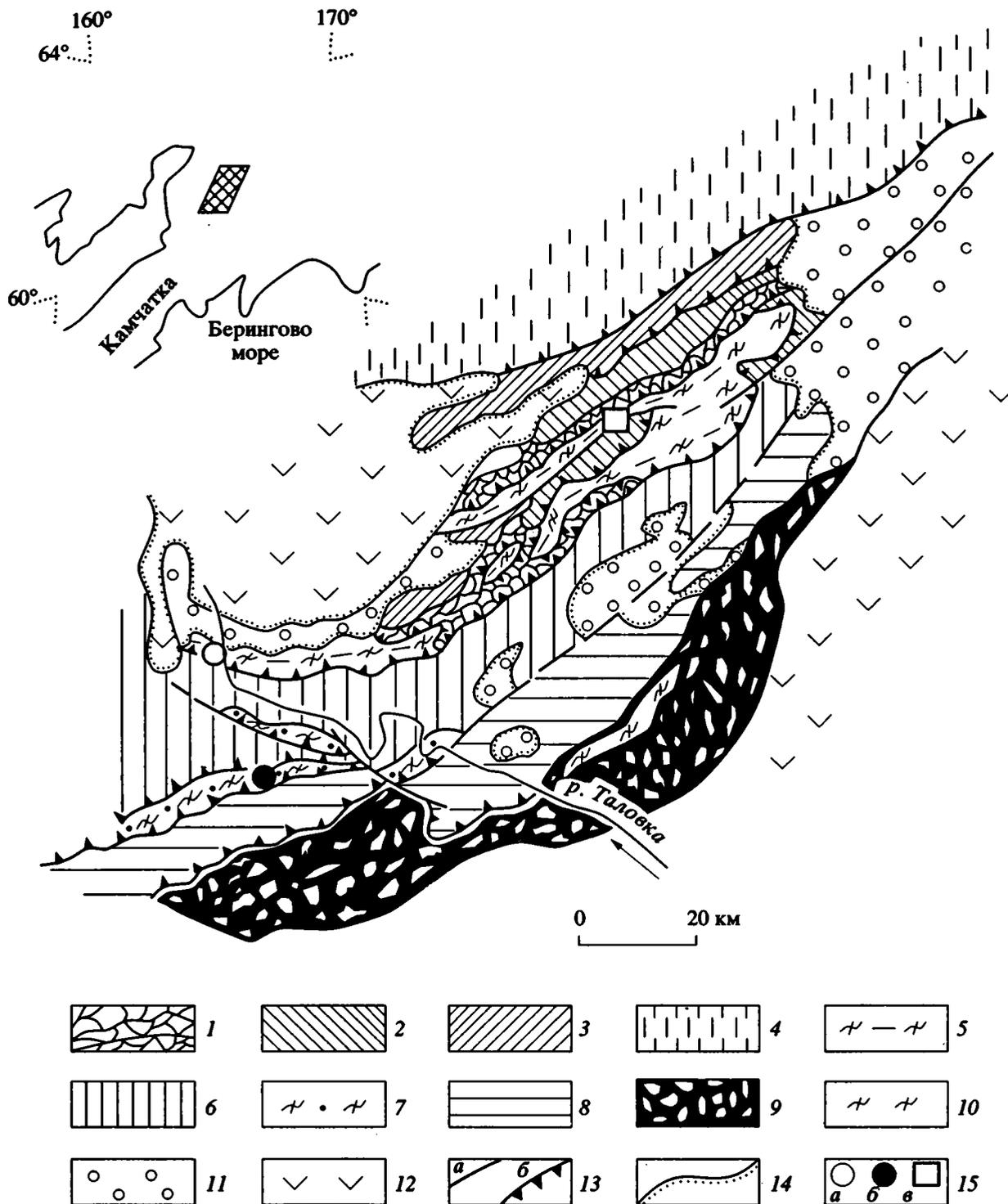


Рис. 1. Схема основных структурных элементов бассейна р. Таловки (составлена по [8] с изменениями).

1 - 5 - Ганьгчаланский террейн: 1 - серпентинитовый меланж, 2 - ультрабазит-габбровый комплекс, 3 - эльгеваямская серия (базальты, известняки, кремни, терригенные породы ордовика - силура), 4 - вулканогенно-осадочные отложения верхнего палеозоя, 5 - ильпенейская свита (M_1 и M_1^1); 6, 7 - Упупкинский террейн: 6 - палеозойские, триасовые и юрско-нижнемеловые отложения, 7 - метаморфические породы Мялекасынской пластины (M_2); 8 - Айныйский террейн (терригенные отложения верхней юры - нижнего мела); 9 - Кулюльский террейн; 10 - метаморфические породы (M_3); 11 - маметчинская свита (верхний альб - турон); 12 - палеоген-неогеновые отложения; 13 - тектонические нарушения (а - разломы, б - надвиги); 14 - несогласные стратиграфические контакты; 15 - точки опробования (а - M_1 , б - M_2 , в - M_1^1).

порфиритами, авгититами, их пирокластическими разностями, серыми, зелеными, красными кварцитами и белыми кристаллическими известняками. Средняя толща сложена метаморфизованными основными эффузивами, туфами, вариолитами, шаровыми лавами, лавсонит-глаукофановыми, хлорит-альбит-актинолитовыми, лавсонит-эпидот-карбонат-хлоритовыми сланцами, кварцитами, кристаллическими известняками. Верхняя толща представлена глаукофанизированными эффузивами и глаукофансодержащими сланцами.

Вулканиты ильпенейской свиты соответствуют щелочным оливиновым базальтам. Метаморфизм был изохимическим при подвижности CO_2 и O_2 . Температурный интервал метаморфизма оценивается в 300 - 450°C, а давление - в 10 - 11 кбар [4, 9].

Более юго-восточная полоса (M_2) метаморфических пород обнажается в устье р. Ганычалан, откуда она прослеживается в юго-западном направлении до устья р. Лекасын и далее по левому борту р. Мялекасын. Мялекасынская пластина метаморфических пород, по составу сходных с ильпенейской свитой, располагается структурно ниже или в основании Упупкинского террейна и по крутому разлому надвинута на верхнеюрско-нижнемеловые терригенные отложения Айнынского террейна. В отличие от Ильпенейской пластины, степень метаморфизма в ней нарастает сверху вниз, и наименее метаморфизованные породы сосредоточены в кровле пластины. В случае, если выяснится единство этих пластин, подобное расположение метаморфических фаций может свидетельствовать о существовании крупных лежащих складок.

Толща сложена метаморфизованными в различной степени габброидами, вулканитами, пирокластическими образованиями, кремнистыми и карбонатными породами. Метаморфизм в целом не превышает хлормеланитовую и зеленосланцевую фации. В нижней части отмечаются габброиды и габбро-диабазы, метаморфизованные в зеленосланцевой фации. Толща в целом более однообразна по сравнению с собственно ильпенейской свитой. Закономерности в изменении степени метаморфизма практически отсутствуют. Средняя часть толщи сложена довольно монотонными аповулканитовыми и апотуфовыми зелеными сланцами с редкими горизонтами кварцито-кремней. В верхних частях толщи отмечается пачка тонкослоистых альбит-кварц-хлоритовых сланцев, не встреченных в ильпенейской свите. Толща неметаморфизованных вулканитов и пирокластических образований имеет более резкий контакт с метаморфитами и в целом более пестрый состав и меньшую степень метаморфизма, чем нижняя (неметаморфизованная) толща ильпенейской свиты. Переход от метаморфитов к вулканической толще осуществляется через

пачку метаморфизованных известняков и розовых кварцито-кремней.

Третья полоса метаморфических пород (M_3) непосредственно контактирует с Куюльским серпентинитовым меланжем. В бассейне р. Таловки они располагаются вдоль северо-западного крыла Куюльского меланжа, отделяя Куюльский офиолитовый террейн от пород Айнынского террейна. Плохая обнаженность не позволяет определить природу тектонического контакта. В некоторых местах метаморфические породы в виде блоков включены в состав серпентинитового меланжа. В междуречье Большого Упупкина-Таловки, по данным В.В. Голозубова и И.М. Сысолина (устное сообщение), на поверхности серпентинитового меланжа сохранился останец тектонического покрова метаморфических пород.

Относительно возраста метаморфических пород существуют разные точки зрения. А.Ф. Михайлов [7] ильпенейскую свиту западной полосы датировал девонем на основании находок фауны в известняках. Однако фауна девона содержится в известняках, которые трассируются в виде клипов в составе Упупкинского террейна и пространственно связаны с терригенными, а не метаморфическими породами [5, 9]. В многочисленных выходах кристаллических известняков и мраморов ильпенейской свиты фауна не обнаружена. Отдельные прослои красных метакремней содержат перекристаллизованные, деформированные и поэтому неопределимые радиолярии. Большинство исследователей считают ильпенейскую свиту палеозойской [5, 7, 8], что подтверждается K/Ar изотопными датировками (295 - 351 млн. лет) [4] и находками обломков метаморфитов в нижнемеловых отложениях Айнынского и Упупкинского террейнов. На последних крупномасштабных геологических картах ильпенейская свита датируется протерозоем (Ю.Ф. Найденков и др., 1983 г.; А.И. Перунов и др., 1984 г.; и др.).

Надежных данных о возрасте метаморфических пород бассейна р. Таловки вблизи и в полосе Куюльского меланжа (M_3) практически нет. Глаукофансодержащие сланцы из Куюльского меланжа имеют K/Ar изотопный возраст 105 [1] и 82 ± 10 млн. лет (Ю.Ф. Найденков и др., 1983 г.). На основании этих датировок, по набору первичных пород ильпенейской и кингвиевской свит и наличию остатков радиолярий в метакремнях метаморфизованные породы всех трех полос р. Таловки на Государственной геологической карте (лист Р-58, 59) масштаба 1 : 1000000 вслед за Н.В. Валединской, Э.С. Алексеевым были отнесены к раннему мелу [3]. Авторы данной статьи полагают, что мы имеем здесь дело все же с разновозрастными образованиями и несколькими этапами метаморфизма.

**МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД**

Как указывалось выше, петрохимические и минералогические особенности пород ильпенеи-ской свиты были детально изучены Н.Л. Добрецовым и Л.Г. Пономаревой [4, 9]. Однако до настоящего времени отсутствовали данные по геохимии метаизверженных образований, составляющих значительную часть объема ильпенеи-ской свиты, что в значительной степени затрудняло интерпретацию возможного генезиса этих пород. Большую ценность имеют также новые данные по составам породообразующих минералов, относящихся как к магматическому этапу образования пород протолита, так и связанных с процессами метаморфической перекристаллизации исходных пород.

В 1990 г. для характеристики состава метаморфических пород были взяты три группы образцов (рис. 1): в долине р. Таловки (M_1), в верховьях р. Харитоня (M_1^1) и в левом борту р. Мялекасын (M_2). M_1 и M_1^1 представляют собственно ильпенеи-скую свиту Ганычаланского террейна, а M_2 – метаморфические породы Мялекасынской пластины, отнесение которых к ильпенеи-ской свите требует подтверждения.

Первая группа образцов отобрана в левом борту р. Таловки в том месте, где долина прорезает Ганычаланский террейн (рис. 2, рис. 1). Здесь пластина метаморфических пород по надвигу перекрывает терригенные отложения, содержащие

Aucellina aff. aptiensis Orb. апт-альбского возраста (находка В.В. Голозубова). Породы, выделенные индексом M_1 , относятся к нижней подсвите ильпенеи-ской свиты по данным [4, 8], которая сложена основными эффузивами, метапорфиритами, а также карбонатными и кремнисто-карбонатными метаосадками и кварцитами.

Метаморфические породы, изученные нами, подразделяются на три группы. Первая группа – разнообразные метаосадки, представленные метакарбонатными породами (карбонат ± хлорит ± ± актинолит), метакремнистыми, возможно, меташмоидными криптокристаллическими породами (кварц ± гематит ± хлорит), метакварцитами (кварц ± биотит ± хлорит) и, возможно, метавулканогенно-осадочными породами, к которым относятся роговообманковые сланцы (хлорит + актинолит + кварц ± альбит).

Вторая группа – метаэффузивные породы с сохранившимися признаками первичномагматических структур (метапорфириты), матрица которых обычно замещена амфибол-хлоритовым агрегатом, эпидотом и карбонатом, а крупные вкрапленники оливина – магнезиальным амфиболом; в этих породах сохранились реликтовые клинопироксен и шпинель.

Третья группа – метабазиты, развитые или по эффузивам, или по субвулканическим породам (судя по неясным реликтам субофитовой структуры) и сложенные щелочным амфиболом, эггирином, омфацитом и цоизитом.

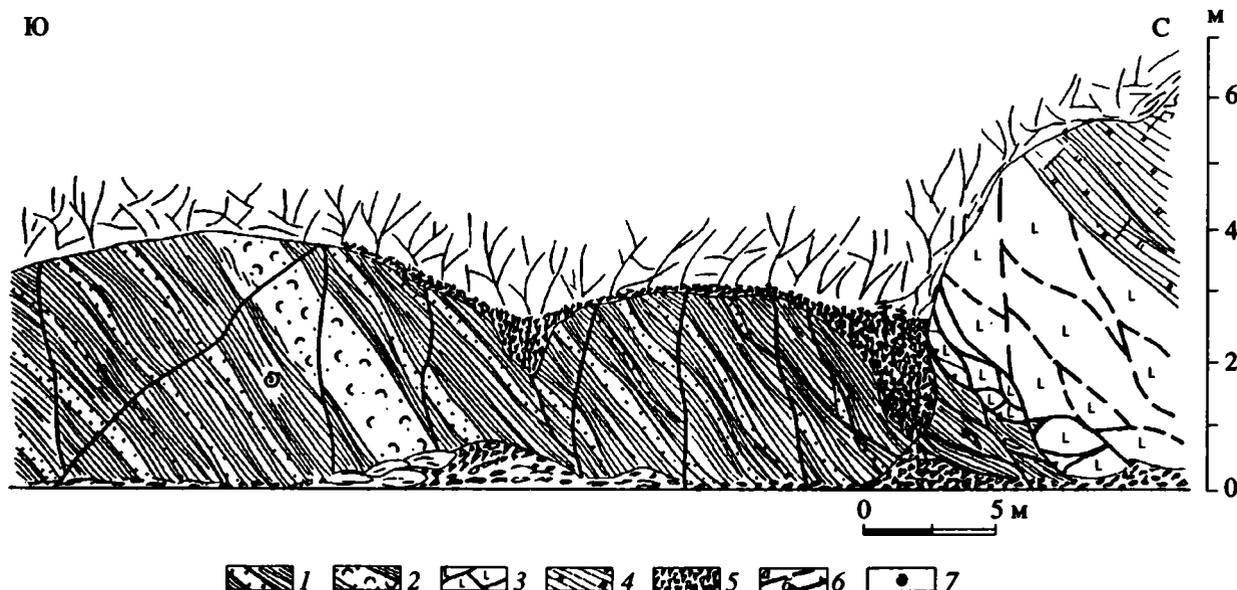


Рис. 2. Взаимоотношения метаморфических пород ильпенеи-ской свиты и терригенных пород мела в левом борту р. Таловки.

1, 2 – туфотерригенные отложения нижнего мела: 1 – терригенные породы, 2 – туфы; 3, 4 – метаморфические породы ильпенеи-ской свиты: 3 – апотуфовые и аповулканогенные сланцы, 4 – кремнекварциты; 5 – осыпи; 6 – разрывные нарушения: а – сбросы, взбросы, б – надвиги; 7 – места находок фауны.

Состав минералов, слагающих породы первой группы, не анализировался, однако характерная фазовая ассоциация (хлорит–актинолит–альбит) свидетельствует о формировании этих пород при температурах, соответствующих зеленосланцевой фации метаморфизма (300 - 400°C).

В метаморфитах, относящихся ко второй группе метаморфитов M_1 , определены составы сосуществующих амфибола ($F = 14$) и хлорита

($F = 22$). Характер распределения железа между этими фазами, возможно, отражает температуру метаморфизма верхов зеленосланцевой фации (около 450°C). В тех же породах удалось проанализировать составы реликтовых клинопироксенов (табл. 1), что, имея в виду индикаторную роль состава пироксена для идентификации формационной принадлежности эффузивов, существенно облегчило авторам интерпретацию природы

Таблица 1. Состав породообразующих минералов в метаморфических породах ильпенейской свиты и Мялекаринской пластины

Компоненты	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl
1	56.09	0.02	1.43	15.46	0.36	14.43	11.86	0.74	0.07	0
2	55.76	0.03	1.36	14.54	0.38	14.02	10.94	1.13	0.07	0
3	55.28	0.07	1.90	15.18	0.34	13.80	10.29	1.51	0.14	0
4	58.39	0.11	0.22	6.04	0.15	20.64	12.45	0.56	0.10	0
5	55.41	0.08	1.98	13.72	0.24	13.76	10.05	1.82	0.11	0
6	53.29	1.27	3.28	12.76	0.14	9.57	15.20	4.28	0.01	0.02
7	55.23	0.66	6.16	20.83	0.06	2.57	3.06	11.96	0	0.02
8	54.16	0.26	2.02	18.33	0.17	6.21	9.55	8.79	0	0
9	66.23	0	21.51	0.10	0	0	0.46	9.88	0.31	—
10	68.08	0	20.35	0.23	0	0	0.11	11.19	0.07	—
11	68.14	0	20.31	0.34	0	0	0.17	11.06	0.10	—
12	70.08	0	20.45	0.20	0	0.10	0.08	11.88	0.08	—
13	66.59	0	21.31	0.19	0	0.07	0.69	10.15	0.50	—
14	67.16	0	20.18	0.07	0	0	0.52	11.42	0.12	—
15	63.25	0	19.09	0.17	0	0	0.04	0.18	16.88	—
16	50.24	0.05	18.82	4.56	0.03	5.98	0.03	0.05	9.37	—
17	41.44	0.06	24.12	10.40	0.14	0.15	23.48	0.11	0.01	—
18	41.06	0.06	26.09	3.61	0.22	2.94	21.78	0.26	0	—
19	41.18	0.02	28.02	1.35	0.29	2.03	21.47	0.21	0.06	—
20	40.60	0	21.43	13.63	0.21	0.04	22.99	0.08	0.02	—
21	40.77	0.08	22.33	12.57	0.57	0.09	22.18	0.08	0.01	—
22	41.15	0.30	30.35	2.10	0.06	0.32	16.08	0.05	0.02	—
23	40.64	0.06	23.58	10.83	0.16	0.14	23.30	0.04	0	—
24	41.11	0.17	25.25	8.16	0.03	0.03	23.63	0.11	0.03	—
25	46.88	0.14	24.69	5.64	0.09	0.07	21.29	0.08	0	—
26	33.68	38.06	1.23	0.84	0.05	0.14	28.50	0.09	0	—
27	33.42	39.33	0.93	0.80	0.04	0.15	28.44	0.06	0	—
28	31.37	0	16.65	32.14	0.66	11.28	0.11	0.12	0.04	—
29	31.82	0.31	18.56	23.29	0.13	16.28	0.08	0.10	0.21	—
30	26.84	0.05	17.95	31.15	0.60	10.77	0.04	0.07	0.01	—
31	29.59	0.10	19.48	27.77	0.52	12.21	0.11	0.15	0.08	—
32	35.40	0.01	12.69	13.17	0.15	25.80	0.25	0	0.02	—
33	52.16	1.42	2.24	12.22	0.35	13.74	18.79	0.26	0	—
34	47.92	2.38	9.61	8.56	0.18	11.37	21.73	0.44	0	—
35	47.86	2.96	10.85	6.89	0.12	11.62	22.15	0.34	0	—
36	45.64	2.72	8.81	6.77	0.10	12.80	21.81	0.36	0	—
37	53.92	1.27	3.28	12.76	0.14	9.57	15.20	4.28	0.01	—

Примечания. Составы минералов определены на микрозондовом анализаторе САМЕВАХ Н.Н. Кононковой в ГЕОХИ РАН; все железо – в форме FeO, кроме 23 - 32, где железо пересчитано на Fe₂O₃; прочерк – компонент не определялся; 1 - 8 – амфиболы: 1(МХ69-2), 2, 3(2085/1), 4(2099/6), 5(М63-2), 6 - 8(2091); 9 - 14 – плагиоклазы: 9(МХ-65-1), 10(МХ69-2), 11(2085/1), 12(М-63/2), 13(2082/4), 14(2082); калишпат – 15(2082); биотит – 16(МХ69-1); 17 - 25 – эпидоты: 17, 18(МХ69-2), 19(МХ72-1), 20, 21(2085/1), 22(2091), 23(М-63/2), 24, 25(2082); 26, 27 – сфены: 26(МХ69-2), 27(М-63/2); 28 - 32 – хлориты: 28(МХ-65/1), 29, 30(МХ-69/1), 31(2082/2), 32(2099/6); 33 - 37 – клинопироксены: 33 - 36(2099/6), 37(2091); в скобках указаны номера образцов.

протолита этих пород. По параметрам состава клинопироксены изученных метапорфиритов относятся к авгитам и салитам, причем реликты последних более многочисленны. Салитовый клинопироксен в этих породах отличается исключительно высоким содержанием глинозема и высоким содержанием титана ($SiO_2 = 45.64$; $TiO_2 = 2.72$; $Al_2O_3 = 8.81$; $FeO^* = 6.77$; $MnO = 0.10$; $MgO = 12.80$; $CaO = 21.81$; $Na_2O = 0.36$; содержания окислов даны в мас. %). Салиты такого состава характерны для внутриплитных щелочных эффузивов [11] и кристаллизуются из расплава на больших глубинах. Геохимические особенности метапорфиритов M_1 роднят их с пикритовыми внутриплитными эффузивами (рис. 3 и 4, табл. 2) и хорошо согласуются с приведенными выше данными по составу реликтового пироксена из этих пород.

В метабазах третьей группы семейства M_1 , в отличие от метаэффузивов второй группы, присутствуют щелочной амфибол (глаукофан), эгирин ($SiO_2 = 55.23 - 54.16$; $TiO_2 = 0.66 - 0.26$; $Al_2O_3 = 3.28 - 2.02$; $FeO^* = 20.83 - 18.33$; $MnO = 0.06 - 0.17$; $MgO = 2.57 - 6.21$; $CaO = 3.06 - 9.55$; $Na_2O = 11.96 - 8.79$; все содержания в мас. %), омфацит ($SiO_2 = 53.92$; $TiO_2 = 1.27$; $Al_2O_3 = 3.28$; $FeO^* = 12.76$; $MnO = 0.14$; $MgO = 9.57$; $CaO = 15.20$; $Na_2O = 4.28$; $K_2O = 0.01$; все – мас. %) и цоизит. Отсутствие альбита в метавулканитах третьей группы наряду с характерной ассоциацией омфацита с щелочным амфиболом, согласно данным, приведенным в [2], свидетельствует о высоких давлениях, сопутствующих метаморфизму (около 9 кбар), и температурах порядка 350 - 400°C (голубые сланцы низкой ступени по [12]). Присутствие в метабазах эгирина, возможно, связано с замещением авгита при привносе в породу или перераспределением в ней натрия. По данным [4, 9] глаукофанизация некоторых составных частей протолита ильпенейской свиты происходила при локальном перераспределении Ca и Na – “метаморфической дифференциации” вещества. Наши данные в целом не противоречат этой точке зрения, однако следует заметить, что уровень содержания в метабазах M_1 Na_2O (так же, как P_2O_5) коррелирует со степенью обогащенности легкими РЗЭ – $(La/Yb)_n$ этих пород. Вероятно, вариации содержания главных элементов в изученных породах могут отражать в равной степени как привнос–вынос вещества при метаморфизме, так и первичные геохимические особенности протолита. По геохимическим параметрам метавулканиты третьей группы (табл. 2), так же как породы второй группы, соответствуют продуктам внутриплитного магматизма.

Породы, выделенные нами в группу M_1^1 , также относятся к ильпенейской свите, но отбирались они в верхних притоках р. Харитоня (рис.1) в северной полосе метаморфических пород, обнажающихся структурно ниже ультрабазит-габбровой пластины. Выходы ильпенейской свиты M_1 и M_1^1

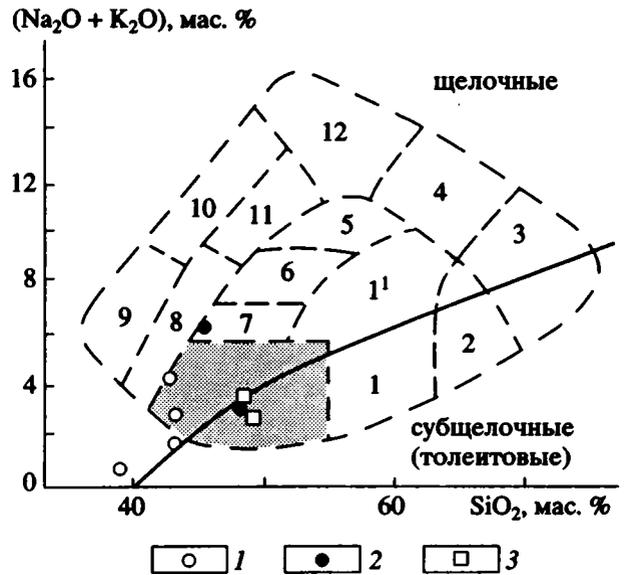


Рис. 3. Петрохимические параметры метаморфических пород ильпенейской свиты и Мялекасыйнской пластины на диаграмме $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ по [6].
1 - 3 – образцы: 1 – M_1 , 2 – M_2 , 3 – M_1^1 (см. рис. 1).
1 - 12 – породы: 1 – андезиты, 1¹ – трахандезиты, 2 – дациты, 3 – риолиты, 4 – трахиты, 5 – бенмориты, 6 – муджириты, 7 – гавайиты, 8 – базаниты и тефриты, 9 – нефелиниты, 10 – фонолитовые нефелиниты, 11 – фонолитовые тефриты, 12 – фонолиты. Крапом показано поле базальтоидов.

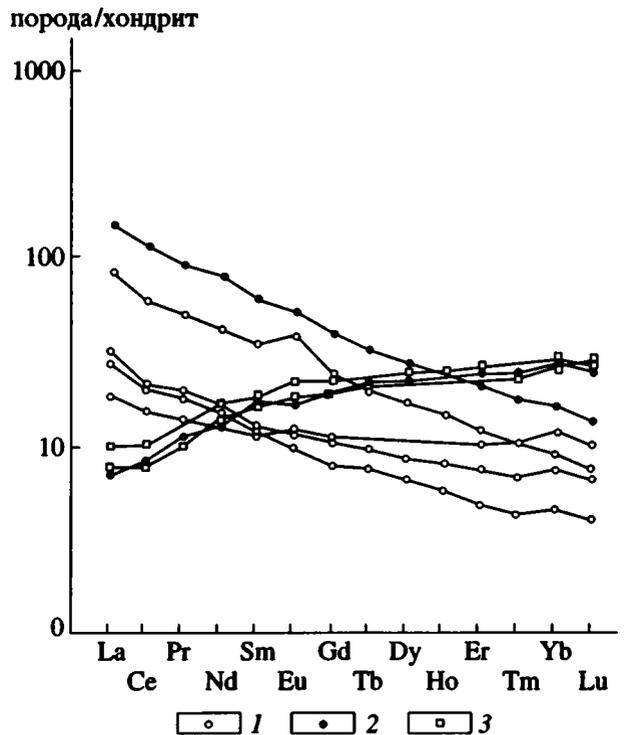


Рис. 4. Спектры содержаний РЗЭ в метаморфических породах ильпенейской свиты и Мялекасыйнской пластины.
1 - 3 – образцы: 1 – M_1 , 2 – M_2 , 3 – M_1^1 .

Таблица 2. Содержания редкоземельных элементов в метазверженных породах ильпенецкой свиты и Мялека сынской пластины

Элемент, г/г	1	2	3	4	5	6	7	8
La	2.30	3.00	45.00	2.20	9.20	5.50	25.00	8.50
Ce	7.20	9.20	98.00	7.10	18.00	13.00	50.00	17.00
Pr	1.40	1.60	11.00	1.30	2.40	1.70	6.00	2.20
Nd	8.20	9.60	47.00	8.00	10.00	8.00	25.00	9.00
Sm	3.70	3.80	13.00	3.60	2.80	2.50	7.50	2.50
Eu	1.40	1.70	4.00	1.30	0.90	0.90	3.00	0.75
Gd	6.50	7.80	13.00	6.40	3.80	3.80	8.00	2.70
Tb	1.12	1.30	1.70	1.10	0.52	0.60	1.10	0.40
Dy	7.40	8.00	9.00	7.20	2.80	9.78	5.50	2.20
Ho	1.80	1.90	1.80	1.60	0.62	0.48	1.18	0.46
Er	5.80	5.70	4.80	5.60	1.70	2.38	2.70	1.10
Tm	0.90	0.88	0.62	0.87	0.25	0.38	0.38	0.16
Yb	5.20	5.40	3.10	5.10	1.40	2.30	1.70	0.86
Lu	0.95	0.90	0.48	0.90	0.23	0.35	0.26	0.14
(La/Sm) _n	0.44	0.55	2.42	0.43	2.31	1.54	2.33	2.38
(La/Yb) _n	0.25	0.31	8.24	0.24	3.72	1.36	8.33	5.60

Примечания. Анализы выполнены нейтронно-активационным методом Г.М. Колесовым в ГЕОХИ РАН. 1, 2 – роговообманковые сланцы (M_1^1); 3, 4 – метаэффузивы (M_2); 5 – 8 – метаэффузивы (8 – метапорфирит) (M_1).

соединяются в единое поле в верховьях р. Малый Упупкин, где, по данным Г.Е. Некрасова [8], находится замок антиформной складки.

В отличие от пород группы M_1 , среди метаморфитов группы M_1^1 отсутствуют метакремнистые сланцы и кварциты, а наряду с метабазами и метакarbonатными породами присутствуют милонитизированные метагранитоидные породы, развитые, скорее всего, по плагиогранитам. Метабазиты первичномагматического происхождения

представлены обычно сланцевыми породами, сложенными альбитом, актинолитом (содержание Al_2O_3 не выше 2 мас. %), эпидотом ($Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al) = 0.22 - 0.23$), сфеном, цоизитом, хлоритом, кальцитом и биотитом. Подобная минеральная ассоциация характерна для низкотемпературной области зеленосланцевой фации (не более $400^\circ C$). Характерной особенностью изученных пород является отсутствие в них фаз высокобарического метаморфизма. По содержанию главных и редкоземельных элементов метабазиты группы M_1^1 (табл. 2) являются метаморфическими аналогами толентовых базальтов, близких к N -типу MORB. Характер распределения содержаний в этих породах натрия и кальция свидетельствует о возможных привносе Na_2O и выносе CaO из них при метаморфизме.

Третья группа образцов (M_2) взята в нижнем течении р. Мялекасн в ее левом борту (левый приток р. Таловки). Здесь метаморфические породы надвинуты на терригенные нижнемеловые отложения тылакрьельской свиты (готерив). В основании пластины (рис. 5) расположен серпентинитовый меланж (мощностью 20 - 50 м) с блоками гипербазитов, габбро, метаморфических сланцев и песчаников раннемелового облика. Вдоль контакта в меланже и внутри метаморфических пород встречены горизонты со следами хрупких деформаций. Отдельные блоки сланцев характеризуются своими собственными структурными элементами.

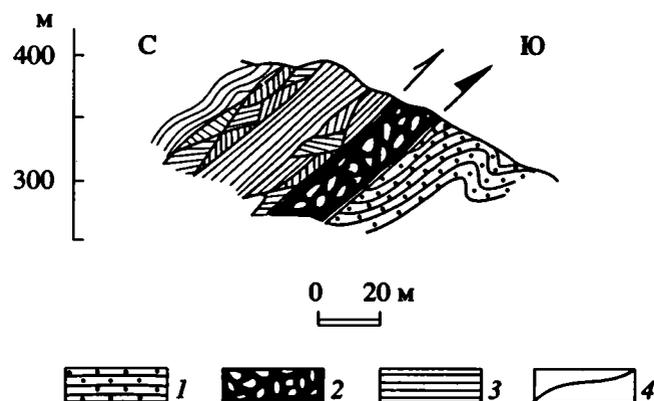


Рис. 5. Взаимоотношение метаморфических пород Мялекасннской пластины (M_2) и тылакрьельской свиты (левый борт долины р. Мялекасн).

1 – терригенные породы тылакрьельской свиты; 2 – серпентиниты и серпентинитовый меланж; 3 – метаморфические породы; 4 – тектонические контакты.

Метаморфические породы группы M_2 (устье р. Ганычалан) в литологическом отношении напоминают породы ильпенейской свиты (группа M_1): они представлены разнообразными метаосадками (кремнистыми, кремнисто-карбонатными и карбонатными) и метаэффузивами (или нацело хлоритизированными, или состоящими из актинолита ($Al_2O_3 = 1.3 - 1.9$ мас. %), альбита, хлорита, эпидота ($Fe^3/(Fe^3 + Al) = 0.26 - 0.29$); в некоторых разностях пород присутствует калишпат, вероятно, реликтовый). По условиям метаморфизма породы группы M_2 близки к породам группы M_1^1 ильпенейской свиты и так же, как и они, лишены минералогических признаков высокобарического метаморфизма. В геохимическом отношении изученные метаэффузивные породы группы M_2 подразделяются на два типа (рис. 3, 4): связанный с протолитом отчетливо внутриплитного происхождения и относящийся по характеру распределения РЗЭ к толеитам N -типа $MORB$ (геохимическим аналогом пород этого типа являются метаэффузивы M_1^1). Таким образом, для метаморфических пород центральной полосы (M_2) характерна тесная пространственная ассоциация метаморфических производных продуктов субщелочного (внутриплитного) и толеитового (N - $MORB$) магматизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные новые данные по геохимии метаморфических пород бассейна р. Таловки, будучи сопоставленными с существующими определениями возраста и условиями метаморфизма, позволяют предложить следующие предварительные выводы.

Выходы пород ильпенейской свиты Ганычаланского террейна (M_1 и M_1^1) сложены метаморфизованными аналогами двух различных в геохимическом отношении магматических протолитов: внутриплитным и характерным для нормальных сегментов зон спрединга (N - $MORB$). Подобная ассоциация пород свойственна как собственно океаническим образованиям, так и современным внутридуговым бассейнам активных зон перехода океан-континент (например, Северо-Фиджийский [13]). Определенные аналогии имеются с офиолитовыми комплексами (например, офиолиты Малого Кавказа [11]). Пространственная разобщенность комплексов пород групп M_1 и M_1^1 , возможно, свидетельствует о латеральных различиях в стиле магматизма океанического или задугового палеобассейна, на что также указывает появление в группе M_1^1 милонитизированных плагиогранитов. Кроме того, метаосадки, входящие в группы M_1 и M_1^1 , характеризуются литологическими различиями, заключающимися в отсутствии метакремни-

стых пород и кварцитов в группе M_1^1 . По-видимому, подобные различия (если это не недостаток опробования) могут контролироваться разными режимами осадконакопления, при которых происходило накопление толщи осадочного протолита в двух изученных районах проявления ильпенейской свиты. Различия в условиях метаморфизма между группой M_1 и M_1^1 могут обозначать, что метаморфиты группы M_1^1 формировались в более глубоких условиях при возможном участии щелочных флюидов. Тектонический режим, сопутствующий этому метаморфизму, вероятно, соответствовал надвиговым перемещениям крупных коровых масс. Безусловно, для более надежных оценок геодинамической обстановки и термодинамических условий метаморфизма необходимы дополнительные геолого-петрологические исследования.

Комплекс метаморфических пород группы M_2 включает, так же как и в случае ильпенейской свиты, производные магматических протолитов внутриплитной и N - $MORB$ -спрединговой природы. Таким образом, появляется возможность предполагать выдержанность условий магмогенерации в рассматриваемой палеоструктуре на протяжении временного интервала M_1 , M_1^1 и M_2 . При этом условия метаморфизма пород протолита в том же временном интервале также не обнаруживают существенных различий. Изотопный Rb/Sr возраст в 320 млн. лет для пород M_1 (В.И. Виноградов – устное сообщение) хорошо согласуется с возрастом андезитобазальтового вулканизма, продукты которого известны среди каменноугольных отложений нижнего течения р. Харитоня (рис. 1, 4).

Имеющийся материал не позволяет дать однозначный ответ, имеем ли мы дело с фрагментом океанической коры Панталассы или его периокеаническими комплексами. В структурном плане они входят в состав сложной, деформированной древней аккреционной призмы, формировавшейся во фронтальной части Кони-Тайгоносской островной дуги [5]. В данном районе к фрагментам этой дуги, маркировавшей позднепалеозойскую конвергентную границу палеоконтинента и океана Панталассы, относятся помимо упоминавшихся выше продуктов андезитобазальтового вулканизма пермские и триасовые предостроводужные комплексы Упупкинского террейна.

В заключение подчеркнем, что представленные материалы носят предварительный характер. В дальнейших исследованиях главное внимание должно быть уделено более полной и детальной характеристике всех метаморфических толщ, особенно их возрасту, генезису. Необходимо также искать объяснения гетерогенности метаморфических комплексов, что может быть и следствием аккреционного процесса.

Авторы признательны за полезную дискуссию А.В. Соболеву, Г.С. Закариадзе и С.К. Злобину, а также М.В. Лучицкой, любезно предоставившей образцы группы M_1^1 .

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Э.С. Куюльский серпентинитовый меланж и строение Таловско-Майнинской зоны // Геотектоника. 1981. № 1. С. 105 - 120.
2. Браун Э.Г. Фазовые соотношения Na-пироксенов в голубых сланцах и эклогитах францисканской формации Калифорнии (США) // Проблемы физико-химической петрологии (метаморфизм, магматизм). Т. 1. М.: Наука, 1979. С. 7 - 20.
3. Геологическая карта СССР. Лист Р-58, 59. Каменское. Масштаб 1 : 1000000 (объяснительная записка). Л.: ВСЕГЕИ, 1985. 183 с.
4. Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 412 с.
5. Заборовская Н.Б., Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм зоны перехода от мезозонд Северо-Востока СССР к Корякско-Камчатской складчатой области на примере Охотоморского региона // Геотектоника. 1977. № 1. С. 14 - 23.
6. Кокс К.Г., Белл Дж. Д., Панкхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982. 414 с.
7. Михайлов А.Ф. Каменноугольные и пермские отложения Пенжинского хребта // Информационный бюллетень Института геологии Арктики. Л., 1959. № 15. С. 20 - 32.
8. Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. 220 с.
9. Пономарева Л.Г., Добрецов Н.Л. Новые данные по стратиграфии палеозоя Пенжинского хребта (Северо-Западная Камчатка) // Геология и геофизика. 1966. № 4. С. 90 - 98.
10. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса: Автореф. дис. ... доктора геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1988. 35 с.
11. Цамерян О.П., Соболев А.В., Закариадзе Г.С. Применение данных по минералогии вкрапленников для типизации офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа // Геохимия. 1991. № 11. С. 1561 - 1572.
12. Coleman R.G., Lee D.E. Glaucophane-bearing metamorphic rocks types of the Cazadero Area, California // J. Petrol. 1963. V. 4. № 2. P. 260 - 301.
13. Johnson K.T.M., Sinton J.M. Petrology, tectonic setting, and the formation of back-arc basin basalts in the North Fiji Basin // Geologische Jrb. 1990. H. 92. P. 517 - 545.

Рецензент: Н.В. Короновский

New Data on the Composition of Metamorphic Units in the Talovka River Basin (Penzhin, Northeastern Russia)

S. A. Silantiev, S. D. Sokolov, G. V. Polunin

Metamorphic rocks (green and glaucophane schists) of the Ipenei suite make up two independent tectonic sheets: Ipenei and Myalekasyn. They have formed after basalts, carbonate and siliceous rocks. In terms of their geochemistry and mineralogy, metabasalts can be differentiated into products of subalkaline (intraplate) and tholeiitic (*N-MORB*) magmatism. Such an association is typical both of oceanic rocks proper and of modern intra-arc basins of active ocean/continent transition zones. Structurally, they belong to the deformed ancient accretionary prism that emerged at the front of the Koni-Taigonos island arc.

К ЮБИЛЕЮ МАРИНЫ СЕРГЕЕВНЫ НАГИБИНОЙ



Доктор геолого-минералогических наук, лауреат премии РАН имени В.А. Обручева, Марина Сергеевна Нагибина принадлежит к числу ярких представителей широко известной тектонической школы Геологического института Российской Академии наук, созданной академиками А.Д. Архангельским и Н.С. Шатским. Учителем Марины Сергеевны был В.А. Обручев, прививший ей драгоценное качество увлеченности наукой и пристрастие к изучению геологии Азии. Научную деятельность М.С. Нагибиной характеризует неисчерпаемая творческая энергия, трудолюбие, широта подхода к изучаемой проблеме и умение найти оригинальное ее решение.

Марина Сергеевна родилась в Москве 15 апреля 1914 г. в семье ботаников Сергея Федоровича и Марии Павловны Нагибиных. В 1936 г. она с отличием окончила Московский геолого-разведочный институт, была оставлена в аспирантуре при кафедре исторической геологии Н.С. Шатского и одновременно направлена в Геологический институт Академии наук в отдел тектоники, где в те годы активно работала большая группа талантливой молодежи под непосредственным руководством Н.С. Шатского. Здесь царила атмосфера свободного научного поиска в решении сложнейших геологических проблем, дух доброжелательства, происходили плодотворные дискуссии.

Первые свои шаги на геологическом поприще, начатые еще в студенческие годы, М.С. Нагибина сделала совместно с И.В. Лучицким, проводя геологическое картирование в Восточном Забайкалье, где "скрестились шпаги" в решении принципиальных тектонических проблем двух крупнейших

геологов того времени – М.М. Тетяева и В.А. Обручева, что создавало особую атмосферу увлеченности и заинтересованности. Во время Великой Отечественной войны М.С. Нагибина проводила геологическое картирование и поиски марганцевых месторождений в окрестностях Байкала и занималась геологией оловянных и вольфрамовых месторождений Забайкалья в группе О.Д. Левицкого и Е.А. Радкевич, руководимой академиком С.С. Смирновым. В 1944 г. ею была закончена и защищена в качестве кандидатской диссертации монография "Тектоника верхнемезозойских впадин Забайкалья", оппонированная В.А. Обручевым.

В дальнейшем в течение многих лет она проводила полевые геологические исследования в малоизученных районах Монголо-Охотского пояса от Прибайкалья и Монголии до Тихого океана, а также на прилегающих территориях Приамурья, Сихотэ-Алиня, Якутии и Китая – на Большом Хингане, в Яньшане и других местах. Нередко М.С. Нагибина являлась первопроходцем в труднодоступных горнотаежных районах, публикуя ценные геологические материалы и обобщающие работы по стратиграфии, тектонике, магматизму и металлогении. Ее известные монографии "Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса" (1962), "Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса" (1969), "Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии" (1975) являются настольными книгами для геологов востока Сибири, Бурятии, Монголии и др. Характерным для ее работ является гармоничное сочетание тектонического и магматического направлений, позволившее ей сделать ряд принципиально новых обобщений в области теоретической тектоники.

Монография "Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса" была первым в России опытом анализа взаимосвязи тектонических и магматических процессов, проведенного с единых позиций и одним автором. В этой работе была предложена новая концепция тектоники Монголо-Охотского пояса, выделен новый тип мезозойских структур ревивации (оживления ранее созданного гранитного основания), которые по формациям, морфологии и геолого-историческому положению отличаются от платформенных и геосинклинальных. Было предложено и обосновано понятие о внегеосинклинальных гранитоидах. Эта монография в 1961 г. была защищена М.С. Нагибиной в качестве докторской диссертации. Дальнейшие исследования М.С. Нагибиной позволили рассмотреть глобальные закономерности развития структур ревивации и магматизма (пояса активных

континентальных окраин в современном понимании), особенно широко проявившихся в мезозое. В работах М.С. Нагибиной показана латеральная изменчивость состава вулканоплутонических формаций внегеосинклинальных гранитоидов и их синхронное развитие с одновозрастными геосинклинальными системами в зоне сочленения континент-океан. Ею обоснована новая концепция структурных связей месторождений олова и вольфрама. На востоке Азии в периферической зоне мезозойского Тихоокеанского кольца она обособила Монголо-Охотский, Яньшанский и Катазиатский структурно-металлогенические пояса, к которым приурочены крупнейшие оловянные и вольфрамовые месторождения Азии.

В 1970 - 1980 гг. на базе региональных исследований Восточной Азии в содружестве с коллективом авторов М.С. Нагибина разрабатывает одну из фундаментальных проблем геологии – о прерывности или непрерывности тектонических движений и проявлений магматизма. Итогом этих исследований явилась коллективная монография “Мезозойская тектоника и магматизм Восточной Азии”, написанная под руководством М.С. Нагибиной. В этой работе было показано, что тектонические движения протекают непрерывно и проявляются неравномерно во времени и в пространстве. Относительно более продолжительные этапы спокойного развития конседиментационных структур сменяются кратковременными импульсами интенсивных движений и фазами складчатости, шарьирования и т.д. При этом фазы сжатия, складкообразования и скупивания в одних зонах синхронны развитию структур растяжения

и прогибания в других. Одним из принципиальных новых выводов этого исследования явилось также установление известково-щелочного магматизма за пределами островодужных систем во внутриконтинентальных условиях.

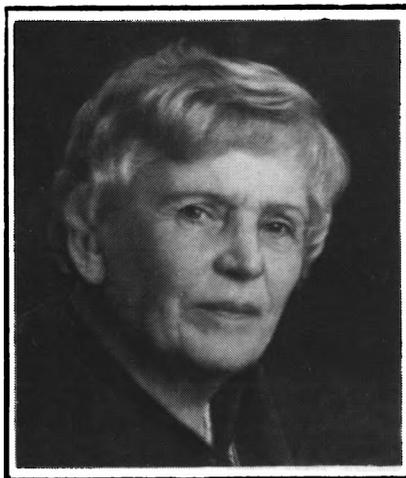
На протяжении многих лет М.С. Нагибина активно исследует эволюцию формирования тектонических структур и магматизма. В 1968 г. в статье об эволюции тектонических условий проявления гранитоидного магматизма были показаны существенные различия структурных позиций гранитоидного магматизма в палеозойских и мезозойских складчатых системах. Позднее была установлена эволюция магматизма, связанного с образованием орогенных структур байкальского, каледонского, герцинского и альпийского этапов.

Особое место в работах М.С. Нагибиной занимает тектоническое картографирование. Ею были составлены тектонические карты Монголо-Охотского, Яньшанского и Катазиатского поясов, карта мезозойской и кайнозойской тектоники Монголии и др.

Всего М.С. Нагибиной опубликовано более 150 научных работ. Кроме премии им. В.А. Обручева ей присуждены престижные научные премии Президиума АН СССР и Московского общества испытателей природы. Среди учеников М.С. Нагибиной – десятки кандидатов и доктора геологических наук.

Свой юбилей М.С. Нагибина встречает полная творческой активности. Ее друзья, коллеги и ученики от всей души желают ей доброго здоровья, благополучия и успехов во всех ее делах и начинаниях.

ПАМЯТИ АНТОНИНЫ СПИРИДОНОВНЫ НОВИКОВОЙ (1918 - 1993 гг.)



Геологический институт РАН, российская геологическая наука понесли невосполнимую утрату. 10 ноября 1993 г. ушла из жизни Антонина Спиридоновна Новикова – замечательный геолог и прекрасный человек. Более 50-ти лет ее жизнь была связана с Геологическим институтом, и сейчас трудно сознавать, что ее нет больше с нами.

Антонина Спиридоновна родилась 5 марта 1918 г. в Томске. По окончании с отличием средней школы она поступила в Московский геологоразведочный институт им С. Орджоникидзе, который окончила в 1941 г. Ее работа началась в тяжелейшее время Великой Отечественной войны. С 1941 по 1943 г. она работала в Башкирской нефтяной экспедиции СОПСА АН СССР, где занималась геологической съемкой пермских красочных отложений южной части Ишимбаевского Приуралья. В этот период А.С. Новикова совместно с А.А. Богдановым, П.Е. Оффманом, А.И. Мушенко, Б.М. Келлером и А.И. Левенко составила сводные геологическую и тектоническую карты южной части Башкирского Приуралья, ставшие основой для поисков и разведки известных ныне нефтяных и газовых месторождений.

Незаурядные научные способности А.С. Новиковой сразу были замечены, и, несмотря на трудные годы войны, ей было рекомендовано продолжить свое образование в аспирантуре. В декабре 1943 г. она поступила в аспирантуру Института геологических наук АН СССР, в Отдел тектоники, которым руководил Н.С. Шатский. Ее работа над диссертацией была направлена на познание сложных и малоизвестных проблем, связанных с исследованием систематической трещиноватости горных пород платформенного чехла. На эту те-

му была написана монография, которая была представлена в качестве диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. После успешной защиты в 1947 г. А.С. Новикова была зачислена на постоянную работу в Геологический институт АН СССР.

Дальнейшие исследования А.С. Новиковой с 1948 по 1954 г. связаны с детальным изучением на Сибирской платформе трубок взрыва, имеющих большое значение для выяснения закономерностей алмазоносности Сибири.

На основе опыта полевых работ в 1955 - 1957 гг. Антонина Спиридоновна разработала теоретические основы построения геологических профилей – предмета, столь необходимого в практической деятельности геологов. В этом руководстве были по новому освещены не только вопросы методики, но и произведен всесторонний анализ различных типов профилей и дана их исчерпывающая классификация. До сих пор это руководство представляет собой ценное пособие для геологов-съемщиков и поисковиков.

С 1958 по 1966 г. А.С. Новикова занималась изучением теории происхождения и развития платформенных структур. К этому времени в полной мере раскрылся ее большой талант ученого. Она внесла большой вклад в разработку учения об авлакогенах, находясь у его истоков.

С середины 60-х годов Антонина Спиридоновна приступает к исследованиям в новой для себя области – тектонике раннего докембрия. Она считала, что, хотя и существовал к этому времени большой пласт работ по геологии докембрия, данный предмет с точки зрения тектоники был все же terra incognita. Поскольку одним из ее замечательных

качеств было стремление пытаться решать, может быть, самые сложные задачи тектоники, этому выбору она посвятила себя до конца своих дней. Уже первые работы А.С. Новиковой в этом направлении, посвященные особенностям строения фундамента Восточно-Европейской платформы, обозначили новые нестандартные подходы к прочтению древнейшей каменной летописи Земли. Одна из первых, она сделала попытку осмыслить роль океанической коры в континентальном структурообразовании раннего докембрия. Детальный анализ строения многих метабазитовых зон фундамента платформы, известных в настоящее время как зеленокаменные пояса, позволил ей показать, что многие из подобных структур принадлежат к чешуйчатым моноклиналям, а не синклиналям, как это предполагалось многими исследователями. Структурообразование таких поясов определялось преимущественно сдвиговыми и надвиговыми дислокациями, которые, как правило, предшествовали развитию гранитоидного магматизма. Таким образом, было показано, что среди древнейших докембрийских структур широко развиты структуры, предшествовавшие формированию зрелой континентальной коры. Эти выводы, защищенные А.С. Новиковой в ее докторской диссертации в 1975 г., были на то время вне всякого сомнения новаторские, особенно если вспомнить, что длительное время среди отечественных и зарубежных исследователей резко превалировала точка зрения о зеленокаменных поясах как структурах исключительно рифтогенного интраконтинентального типа. И лишь относительно недавно, в конце 80-х - начале 90-х годов, развитие исследований во многих зеленокаменных поясах Мира привело большинство ученых к аналогичным выводам.

В последние годы А.С. Новикову особенно интересовали теоретические проблемы тектоники наиболее ранних стадий развития Земли. Прекрасное знание состояния проблем в этой области в совокупности с громадным опытом полевых наблюдений докембрийских структур не только в пределах бывшего СССР, но и в Канаде, Австралии и в Скандинавии позволяло ей формулировать новые вопросы и решать их со своими учениками и коллегами. Одним из таких вопросов, постоянно приковывавшим ее внимание, был вопрос о возможной природе и структуре архейской океанической коры. Ясно осознавая, что прямые аналогии с современными офиолитовыми ассоциациями для докембрия вряд ли возможны, Антонина Спиридоновна, как ей это было свойственно всегда, пыталась найти необычное новое решение. Первые шаги в данном направлении отражены в ряде последних ее публикаций и выступлениях на совещаниях, и эта работа продолжалась до самых последних дней...

Несомненно, Антонина Спиридоновна по праву принадлежит к той славной плеяде российских геологов-тектонистов, которые формировали школу Геологического института, оказывая громадное влияние на развитие современной геологии. Являясь ученицей А.А. Богданова и Н.С. Шатского, работая много лет в творческом контакте с виднейшим геологом Н.А. Штрейсом, она щедро делилась своим опытом и знаниями со своими коллегами и учениками. Антонине Спиридоновне была свойственна необыкновенная доброжелательность, и поэтому к ней приходили со своими проблемами и вопросами геологи не только ГИНа, но и многих других геологических организаций бывшего СССР. Светлая память об этом удивительно душевном человеке и крупном ученом сохранится в сердцах всех знавших ее людей.

ГЕОРГИЙ СЕРГЕЕВИЧ ПОРШНЯКОВ (1918 - 1993 гг.)



11 июня 1993 г. после непродолжительной тяжелой болезни умер доктор геолого-минералогических наук Санкт-Петербургского университета Георгий Сергеевич Поршняков, широко известный отечественным геологам как первооткрыватель тектонических покровов Тянь-Шаня.

Г.С. Поршняков родился в 1918 г. в г. Боровичи в семье учителя. Его отец Сергей Николаевич отличался широким интересом к природе, создал в родном городе прекрасный краеведческий музей, ныне названный его именем, и его влияние определило дальнейшие устремления сына. Совершенно естественно, что в 1936 г. Георгий Сергеевич поступил в Ленинградский университет на геолого-географический факультет. Однако окончить его смог лишь в 1947 г., так как зимой 1940 г. ушел добровольцем на финскую войну, а весной 1941 г. выехал на производственную практику в Фергану, где и пробыл до конца Великой Отечественной войны. Эти годы определили дальнейший путь Г.С. Поршнякова. Он понял, что только тогда поиски месторождений полезных ископаемых будут успешными, когда они будут базироваться на фундаментальных знаниях геологического строения региона. Успехам молодого геолога способствовало его "членство" в школе тектонистов Ленинградского университета, созданной выдающимся исследователем и организатором работ в Средней Азии профессором Н.М. Сеницыным, которую Георгий Сергеевич возглавил после трагической гибели Николая Михайловича.

После войны Г.С. Поршняков не покидал родной факультет и не прекращал исследований в Средней Азии. В 1952 г. он успешно защитил кандидатскую, а в 1968 г. докторскую диссертации.

Научная деятельность Г.С. Поршнякова неразрывно связана с Южным Тянь-Шанем. Иссле-

дования стратиграфии и тектоники Южного Тянь-Шаня начаты Г.С. Поршняковым в 1951 г. совместно с А.Д. Миклухо-Маклаем. Результаты работ способствовали значительным успехам в разведке этих месторождений, заострив внимание на локализации оруденения под экраном надвинутых силурийских и девонских сланцевых толщ.

С 1956 г. Г.С. Поршняковым выполнялись региональные исследования стратиграфии и тектоники палеозоя Южного Тянь-Шаня. Полученные сведения об изменчивости разрезов палеозойских образований позволили Г.С. Поршнякову выделить ряд типов разрезов среднего палеозоя, соотношения между которыми оказались повсеместно тектоническими по согласным доскладчатым надвигам-шарьяжам.

В верховьях р. Исфайрам ему удалось обнаружить и изучить уникальный Тегермачский останец шарьяжа площадью около 250 км². Среди поля развития силурийских пород были обнаружены тектонические окна, сложенные каменноугольными известняками. Хорошо документирована плоскость сместителя находками силурийских граптолитов в нескольких метрах выше нее и среднекаменноугольных фораминифер непосредственно ниже. Получены принципиально новые данные о времени и очередности формирования шарьяжей.

Дальнейшие работы были продолжены в Восточном Алае в Баубашатинском горном районе и Ферганском хребте, Атбаши-Кокшальском и Туркестано-Нуратинском районах. Результаты этих исследований отражены в книгах: "Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня" (1973), "Герциниды Ферганского хребта и смежных районов Южного Тянь-Шаня" (1982), "Герциниды Атбаши-Кокшальского района Южного Тянь-Шаня" (1985) и во многих статьях Г.С. Поршнякова.

Характерной особенностью работ Г.С. Поршнякова является высокая документальность и подчеркнутая "эмпиричность". С большой детальностью им исследовались и описывались различные структурные формы, в том числе и сравнительно редко наблюдаемые; горизонтальные деформации вертикальных складок, сформированных на более ранних этапах, тонкие чешуи в зоне шарьяжей, свидетельствующие об их расщеплении, системы структур синклинирного (синформного) типа, часто косо или даже поперечно расположенных к простиранию складчатой системы.

Г.С. Поршнякову удалось показать существование на месте складчатой системы Южного Тянь-Шаня океанической структуры с характерными комплексами толеитовых базальтов, кремнистыми глубоководными конденсированными разрезами, карбонатными и вулканогенно-карбонатными комплексами островодужного типа и терригенными или карбонатными шельфовыми комплексами. Была доказана длительность эпохи шарьирования от начала среднего карбона до ранней перми.

Изучение синформных структур (антивергентных синклинориев) на всем протяжении складчатой системы от Кызылкумов до Хантенгри позволило Г.С. Поршнякову отбросить свой более ранний двусторонний вариант образования шарьяжей за счет раздавливания вулканогенных прогибов в пользу одностороннего шарьирования с образованием великой моноклинали покровов Южного Тянь-Шаня. В традиционные тектонические построения вошли этапы шарьирования и формирования горизонтальных складок, позволившие расшифровать сложные структуры складчатой области.

Никогда не ослабевали связи Г.С. Поршнякова с геологами, ведущими детальные исследования на рудных полях. С целью поисков новых рудных тел и изучения структур месторождений и истории их формирования Г.С. Поршняков проводил в последнее время детальные работы на Кадамжайском и Чаувайском месторождениях.

Более 40 лет Георгий Сергеевич был преподавателем геологического факультета Санкт-Петербургского университета, 17 из них (1971 - 1988 гг.) заведовал кафедрой исторической геологии. Читая разнообразные курсы и обязательно руководя учебными полевыми практиками, Г.С. Поршняков умел самые сложные проблемы геологии изложить доступным, понятным студентам языком и пробудить у них интерес к изучаемому предмету. Его лекции своей обоснованностью, убежденностью и ясностью создали ему славу одного из лучших лекторов факультета. Георгий Сергеевич обладал в полной мере качествами, обязательными для настоящего педагога: высокая нравственность, кристальная честность, принципиальность, влюбленность в свое дело. Педагогический талант выразился и в большом количестве учеников, которые преданно учились у него, а потом развивали идеи учителя.

Г.С. Поршняков ушел от нас полный сил. Огромный опыт, прекрасное знание литературного материала и постоянный труд позволяли ему все время расширять свои научные интересы. Он глубоко проник в специфику строения докембрийских структур, созданных сильно метаморфизованными породами, и видел в их формировании много общего с палеозоидами. В последние годы его интересовали больше всего общие закономерности и механизм создания складчатых областей.

Мы потеряли прекрасного человека и большого ученого. Память о Георгии Сергеевиче Поршнякове останется в его научных трудах и в сердцах его учеников, коллег, сотрудников, выпускников геологического факультета университета Санкт-Петербурга.

Ю.С. Бискэ, И.В. Булдаков, В.С. Буртман, С.Е. Зубцов, В.Л. Клишевич, В.И. Котельников, С.А. Куренков, Г.И. Макарычев, Н.А. Никифоров, В.Н. Огнев, А.С. Перфильев, В.А. Прозоровский, Ю.А. Талашманов, В.П. Федорчук, А.В. Яговкин, Г.А. Ярушевский

Сдано в набор 03.12.93 г.

Подписано к печати 31.01.94 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 10,7 тыс.

Уч.-изд. л. 12.3

Бум. л. 6.0

Тираж 674

экз. Зак. 858

Цена 100 руб.

13-72

100 р.
Индекс 70228

ВНИМАНИЕ ПОДПИСЧИКОВ!

Подписка на второе полугодие 1994 года
предполагается в марте месяце.

Журналы Российской Академии наук
включены в каталог "ИЗВЕСТИЙ" Роспечати.