

**Номер 2**

ISSN 0016-853X

**Март - Апрель 1995**

*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 1995 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), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский,  
А.С. Перфильев, В.Е. Хаин, 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, информация о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов.

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

Yu.M. Pushcharovsky – *Editor*

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

## Editorial board

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

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

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

*Зав. редакцией* М.Н. Шуплецова

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

*Адрес редакции:* 109017, Москва, Пыжжевский пер., 7. Геологический институт РАН  
Телефон: 230-81-77; Telex: 411 648 GIN SU; Телетайп: 114092 ТЕТИС

Москва  
Международная академическая  
издательская компания "Наука"

© Российская академия наук.  
Отделение геологии, геофизики,  
геохимии и горных наук.  
Геологический институт, 1995 г.

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 2, 1995

---

---

Метаморфические следствия тектонических движений на уровне нижней коры: протерозойские коллизионные зоны и террейны Анабарского щита <i>О. М. Розен</i>	3
Метаморфизм в истории офиолитов <i>Г. Н. Савельева, А. А. Савельев, А. Н. Перцев</i>	15
Пластическая деформация и метаморфизм <i>М. Г. Леонов, С. Ю. Колодяжный, А. Ю. Соловьев</i>	29
Деформационно-химические парагенезы и структурно-метаморфическая зональность <i>М. А. Гончаров, В. Г. Талицкий, В. А. Галкин, Н. С. Фролова</i>	49
Тектоно-термальная переработка – характерный эндогенный режим докембрия <i>Н. А. Божко</i>	61
Структурное положение метаморфического комплекса Малого Нарына и проблема границы Северного и Среднего Тянь-Шаня <i>А. В. Миколайчук, В. В. Котов, С. И. Кузиков</i>	75
О горизонтальных деформациях Восточного Кавказа на основе высокоточных геодезических измерений <i>Н. А. Касьянова, М. Е. Абрамова, И. Г. Гайрабеков</i>	86
Морфоструктурные параметры и напряженно-деформационное состояние среды сейсмичных зон Тянь-Шаня <i>М. Омуралиев, А. М. Корженков</i>	91

---

## ДИСКУССИИ

О взаимосвязи процессов, происходящих на границах литосферных плит <i>В. Е. Хаин</i>	99
Тектоническое положение базит-гипербазитового комплекса Тальша (по поводу статьи Т.Аб. Гасанова “Послезоценовые тектонические покровы Тальшской зоны Малого Кавказа”) <i>А. Д. Исмаил-Заде, М. М. Велиев, М. Н. Мамедов, А. Э. Багиров</i>	103

---

## ХРОНИКА

Научная сессия секций Межведомственного тектонического комитета <i>А. В. Лукьянов</i>	107
<span style="border: 1px solid black; padding: 2px;">Михаил Евгеньевич Артемьев</span>	109
<span style="border: 1px solid black; padding: 2px;">Соломон Маркович Тильман</span>	111

---

---

---

---

# CONTENTS

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

---

---

Number 2, 1995

---

---

Metamorphic Effects of Tectonic Movements at the Lower Crust Level: Zones of the Proterozoic Collision and Terranes of the Anabar Shield <i>O. M. Rozen</i>	3
Metamorphism in the Ophiolite History <i>G. N. Savelieva, A. A. Saveliev, A. N. Pertsev</i>	15
Ductile Deformation and Metamorphism <i>M. G. Leonov, S. Yu. Kolodyazhny, A. Yu. Solov'ev</i>	29
Deformation-Chemical Parageneses and Structural Metamorphic Zonation <i>M. A. Goncharov, V. G. Talitskii, V. A. Galkin, N. S. Frolova</i>	49
Tectonothermal Reworking – the Endogenic Regime Peculiar of the Precambrian <i>N. A. Bozhko</i>	61
Structural Position of the Malyi Naryn Metamorphic Complex as Related to the Problem of Boundary between the North and Median Tien Shan <i>A. V. Mikolaichuk, V. V. Kotov, S. I. Kuzikov</i>	75
Horizontal Deformations in East Caucasus Based on High Accuracy Geodesic Measurements <i>N. A. Kas'yanova, M. E. Abramova, I. G. Gayrabekov</i>	86
Morphostructural Parameters and Stress-Deformation State of Matter in Seismic Zones of the Tien Shan <i>M. Omuraliev, A. M. Korzhenkov</i>	91

---

## DISCUSSIONS

On Relationship of Processes Occured in the Litosphere Plates Boundaries <i>V. E. Khain</i>	99
Tectonic Position of Basic-Ultrabasic Talysh Complex (on the Ocassion of the paper by Gasanov T.Ab. "Post-Eocene Tectonic Nappes of the Talysh Zone of Zesser Caucasus") <i>A. D. Ismail-Zade, M. M. Veliev, M. N. Mamedov, A. E. Bagirov</i>	103

---

## CHRONICLE

Scientific Session of the Interdepartment Tectonic Commitee Sections <i>A. V. Lukyanov</i>	107
<span style="border: 1px solid black; padding: 2px;">Michael E. Artemyev</span>	109
<span style="border: 1px solid black; padding: 2px;">Solomon M. Til'man</span>	111

---

---



## ТЕКТОНИКА И МЕТАМОРФИЗМ

В № 4 нашего журнала за 1994 год уже сообщалось о проведенном Межведомственным тектоническим комитетом в феврале 1994 года совещании по проблеме "Тектоника и метаморфизм". Ниже публикуется блок докладов, прочитанных на этом совещании. Это доклады О.М. Розена, Г.Н. Савельевой с соавторами, М.Г. Леонова с соавторами, М.А. Гончарова с соавторами, Н.А. Божко. Редакция сообщает, что часть материалов публикуется также в журнале "Петрология".

От редактора

УДК 551.242.5.055/551.251(571.5)

## МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ НА УРОВНЕ НИЖНЕЙ КОРЫ: ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КОЛЛИЗИОННЫЕ ЗОНЫ И ТЕРРЕЙНЫ АНАБАРСКОГО ЩИТА

© 1995 г. О. М. Розен

*Институт литосферы РАН, Москва*

Поступила в редакцию 13.04.94 г.

Рассмотрены предпосылки выделения раннедокембрийских комплексов нижней коры в пределах Анабарского щита и их расчленения на тектонически пассивные элементы (террейны) и активные (коллизийные зоны) на основе концепции тектонической расслоенности литосферы. Показано, что результатом протерозойской коллизии явилось утолщение коры, субгоризонтальное тектоническое расслоение гранулитовых террейнов, проникновение водного флюида и повышение температуры до гранитного ликвидуса за счет термальной релаксации в надвинутых пластинах. Эти явления привели: (1) к ретроградному метаморфизму амфиболитовой фации; (2) к выплавлению гранитов в пологих зонах срыва (деколлента); (3) к выжиманию гранитного расплава вверх по листрическому надвигом, сопряженным с зонами коллизии. Выжатая таким образом масса гранитного материала, вероятно, внедрилась в верхнюю кору протерозойского времени и позднее была практически полностью эродирована. Гранитоиды рассмотренных коллизийных зон представляют собой реликты внутринадвиговых резервуаров гранитообразования.

### ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Геофизическое понимание термина нижняя кора подразумевает современную картину физических полей тех пород, которые на поверхности не обнажены, тогда как геохимическое его понимание определяется специфическим составом пород и параметрами их метаморфизма независимо от времени формирования и в таком случае поддается непосредственной проверке в достаточно глубоко эродированных складчатых областях. В данной работе речь идет об этом втором варианте понимания термина нижняя кора, который, в частности, открывает путь к исследованию геологических и петрологических следствий коллизийных процессов в глубоких горизонтах коры.

Глубоко эродированные области древних щитов позволяют изучать породы, сформировавшиеся на глубинах 20 - 40 км. Их многоэтапная тектоническая эволюция отражена в метаморфических преобразованиях, изучение которых позволяет оценить последовательность и *PT*-параметры процессов погружения и подъема нижней коры, завер-

шающихся – в определенных тектонических обстановках – эксгумацией и выходом на современный эрозионный уровень. При рассмотрении глубинной структуры коры наиболее приемлемой оказывается концепция тектонической расслоенности литосферы [7, 18]. Расслоение коры в период ее формирования в тектонически активных областях при повышенных тепловых потоках (например, [20]) или при повышении температуры во время тектонического сжатия (до 700 - 900°C, [24]) является реализацией изменения реологических свойств с глубиной при тектонических напряжениях, а также частичного плавления на определенных уровнях и поступления гранитов в верхнюю кору. Однако и в современной структуре древних щитов при температуре 300 - 500°C на поверхности мантии расслоенность нижней коры выражена не менее отчетливо (например, [12, 23]). Можно предположить, что в этом случае расслоенность коры является унаследованной от нескольких предыдущих этапов интенсификации тектонических

## Модельный разрез земной коры континентов и Анабарского щита

Континентальная земная кора							Земная кора Анабарского щита			
Геохимическая модель [19]		Геофизическая модель [25]			Комплексная модель [6]		[14]			
Мощность	A	Мощность	$V_p$	$\rho$	$V_p$	A	Мощность	$V_p$	$\rho$	A
Верхняя кора										
10	1.75 <sup>1</sup>	10	6.06	2.75	6.0 - 6.3	1.33	-	-	-	-
Нижняя кора										
30	0.19 <sup>1</sup>	20	6.35	2.85	6.0 - 6.3	0.70	10	6.3 <sup>2</sup>	2.76	0.76
							10	6.6 <sup>2</sup>	2.83	0.41
		10	7.05	3.08	6.8	0.28	10	-	-	0.18
		10					10	6.6 <sup>2</sup>	3.2 <sup>2</sup>	0.08
Кора в целом										
40	0.58 <sup>1</sup>	40	-	-	-	0.72	40	-	-	0.36

Примечание. <sup>1</sup> Расчет по данным авторов, <sup>2</sup> по [17]. Мощность в км; A – теплогенерация в мкВт/м<sup>3</sup>;  $V_p$  – скорость продольных сейсмических волн в км/с;  $\rho$  – плотность в г/см<sup>3</sup>.

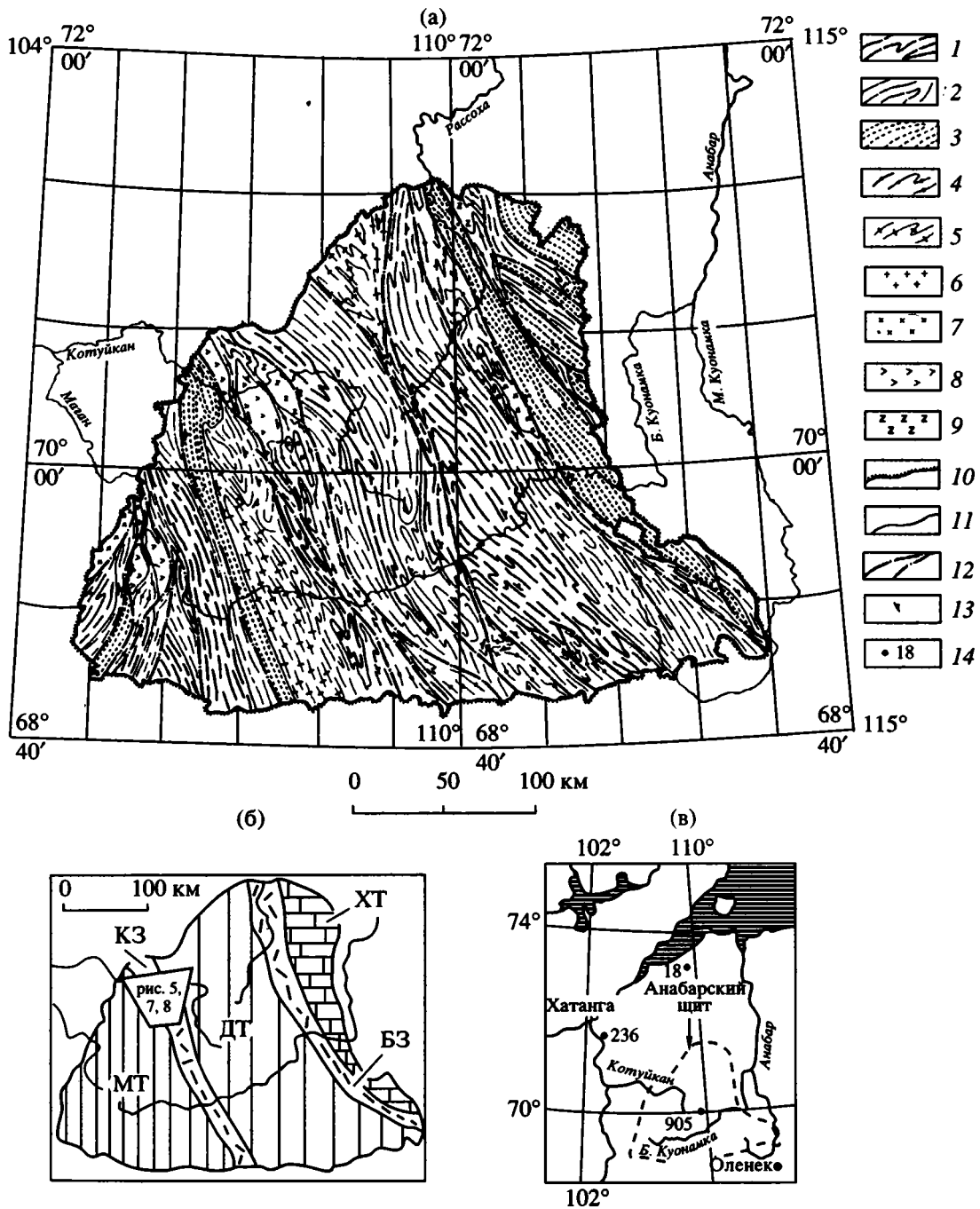
напряжений или – в случае поздних деформаций стабильных кратонов – обусловлена изменением физических свойств (характера делимости) с глубиной по мере нарастания всестороннего давления [10, 11]. В целом такие представления вполне достаточны для создания обобщенных региональных разрезов земной коры, которые отражают локализацию гранитных батолитов в верхней коре (около 70% ее объема) и основных гранулитов – в нижней [19]. В то же время в любом горизонтальном срезе нижняя кора континентов, вероятно, так же неоднородна, как и обнаженные на щитах метаморфические комплексы (см., например, [23]). Поэтому изучение геологии метаморфических комплексов, отвечающих по своим петрофизическим параметрам образованиям нижней коры, представляет значительный интерес для понимания процессов формирования земной коры в целом. Анабарский щит представляется в этом отношении благоприятным объектом.

### ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

Анабарский щит представляет собой эрозийное окно фундамента в полярной области Сибирской платформы площадью 60 000 км<sup>2</sup> и включает три гранулитовых террейна (с запада на восток: Маганский, Далдынский и Хапчанский), разделенных двумя разломными (коллизийными) зонами: Билляхской и Котуйканской (рис. 1, обзор исследований приведен в [1, 8]). Породы Маганского и Далдынского террейнов представлены на дневной поверхности ортопироксеновыми пла-

гиогнейсами и двупироксеновыми кристаллосланцами, слагающими плагиогнейсовую и метабазит-плагиогнейсовую формации [14] (соответственно верхнеанабарскую и далдынскую серии, объединяемые в анабарский гранулитовый комплекс), образовавшимися при метаморфизме дацит-андезит-базальтовых вулканитов в условиях гранулитовой фации [1] ( $P = 7.0 - 11$  кбар,  $T = 770 - 950^\circ\text{C}$ ; рис. 2). В Хапчанском террейне обнажены гранатовые парагнейсы и метакарбонатные породы карбонатно-гнейсовой формации (хапчанская серия), сформировавшиеся при метаморфизме ( $P = 5.5 - 7.0$  кбар,  $T = 750 - 820^\circ\text{C}$ ) известняково-граувакковой толщи [1, 22]. Зоны разломов сложены породами тектонит-гранит-мигматитовой формации (ламуйкский комплекс), возникшими при тектонических деформациях в интервале параметров метаморфизма от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций [8].

Узкие (0.2 - 10 км шириной) изоклинальные складки с шарнирами, обычно ориентированными по падению слоев, фрагментированные мелкими разломами на отдельные пластины, определяют структуру террейнов. Зоны разломов представляют собой гигантский меланж разнородных блоков и пластин, сцементированных породами тектонит-гранит-мигматитовой формации, сложенный за счет интенсивного бокового сжатия [15, 16]. Все указанные элементы структуры щита имеют общее ССЗ простирание и крутой наклон к ВСВ (см. рис. 1), свидетельствующий о направлении террейнов вдоль коллизийных зон в запад-юго-западном направлении.



**Рис. 1.** Структурно-формационная схема Анабарского щита (а), схема тектонического районирования (б) и географическая схема (в).

На схеме а: 1, 2 – Анабарский гранулитовый комплекс, архей: 1 – метабазит-плагиогнейсовая и 2 – плагиогнейсовая формации; 3 – Хапчанский гранулитовый комплекс, ранний протерозой, карбонатно-плагиогнейсовая формация; 4 – 7 – тектонит-гранит-мигматитовая формация, ранний протерозой: 4 – биотит-амфибол-полевошпатовые blasts-тектониты, 5 – биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты – диафториты по породам гранулитовой фации, 6 – граниты, 7 – гранодиориты; 8, 9 – анортзитовая формация, ранний протерозой: 8 – анортзиты, 9 – габбро-анортзиты и монцодиориты; 10 – граница платформенного чехла; 11 – прочие границы; 12 – разломы; 13 – направления наклона полосчатости и осевых поверхностей мелких складок с углами в пределах 45 - 75°С; 14 – высотные отметки на схеме в. Линии внутри контура формаций отражают простирания пластов, отдешифрированные на аэрофотоснимках, частично прослеженные на местности, уточненные по аэромагнитным данным и генерализованные на геологических картах масштаба 1 : 200000. По данным [4, 8, 21] и фондовым материалам М.Н. Злобина, 1977, Ю.П. Куликова, 1984, Б.Г. Лопатина, 1965, М.С. Машака, 1975, Г.М. Музыки, 1977, А.А. Потуроева, 1975, П.Г. Рысина, 1977, К.Г. Чумирина, 1975.

На схеме б: террейны: МТ – Маганский, ДТ – Далдынский, ХТ – Хапчанский; коллизонные зоны: КЗ – Котуйканская, БЗ – Билляхская.

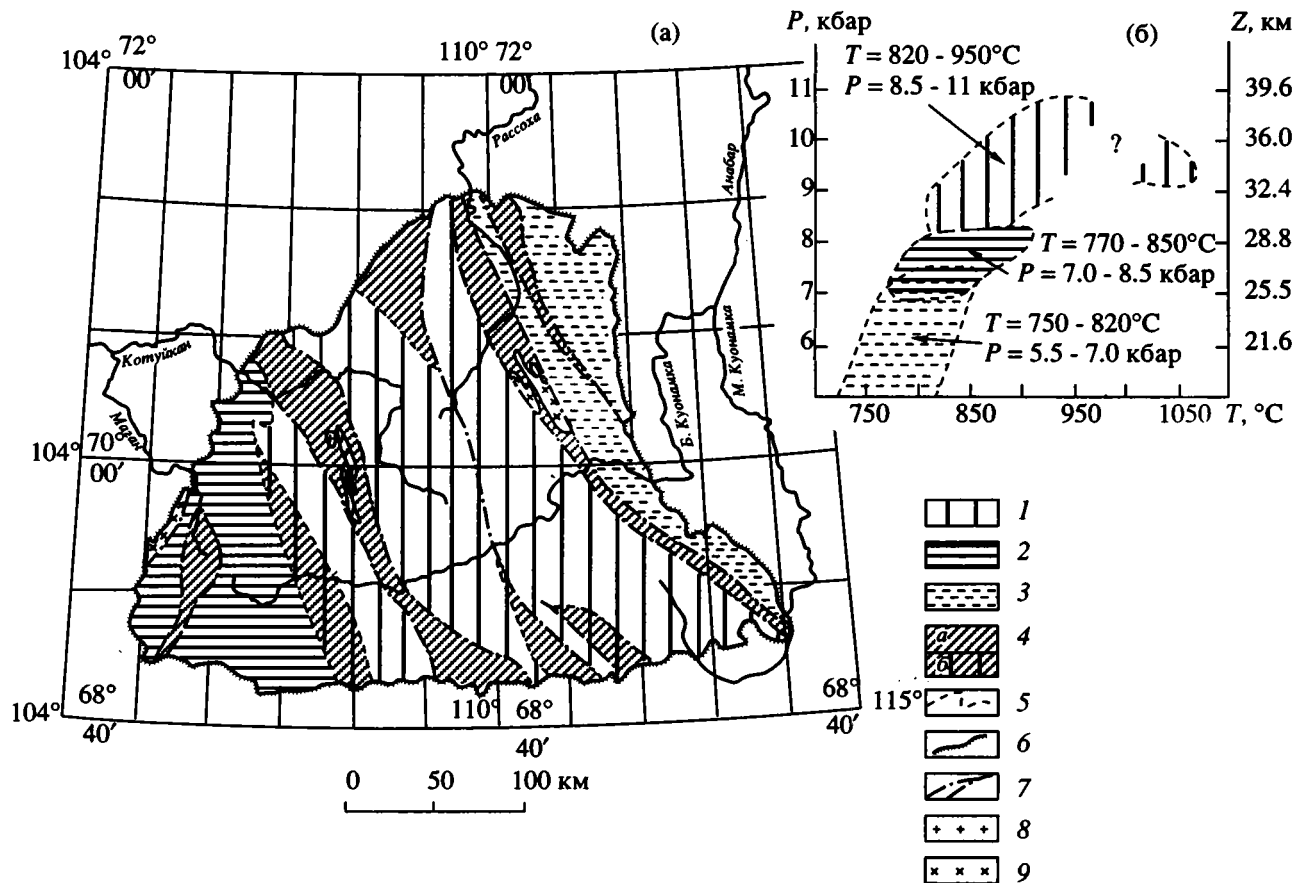


Рис. 2. Схема метаморфической зональности Анабарского щита (а) и  $P$ - $T$ -параметры метаморфизма (б) [1, 2].

1 - 4 - режимы метаморфизма: 1 - высокотемпературный, высоких давлений, низкоградиентный -  $23 - 26^{\circ}\text{C}/\text{км}$ , 2 - среднетемпературный, умеренных давлений, среднеградиентный -  $28 - 32^{\circ}\text{C}/\text{км}$ , 3 - среднетемпературный, низких давлений, высокоградиентный -  $32 - 35^{\circ}\text{C}/\text{км}$ , 4 - средне- и низкотемпературный, низких давлений, высоко- и среднеградиентный -  $32 - 35^{\circ}\text{C}/\text{км}$  (а), тот же режим, наложенный на породы высокотемпературного метаморфизма (б); 5 - границы между участками с различными режимами; 6 - контур платформенного чехла; 7 - разломы; 8 - граниты; 9 - гранодиориты.

## ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В земной коре Анабарского щита довольно уверенно прослеживается сейсмическая отражающая поверхность на глубине 8 - 14 км и отдельные отражающие площадки на глубинах около 20 и 30 км [17]. Гравитационное поле несколько повышено по сравнению с другими щитами, а локальные максимумы приурочены к выходам на поверхность метабазит-плаггиогнейсовой формации [3]. Эти данные использованы при построении модельного разреза коры (таблица). Полученные на большом статистическом материале оценки величин радиоактивной теплогенерации, проверенные по величинам измеренного в регионе теплового потока, так же как и скорости продольных сейсмических волн, в целом показывают, что в пределах гранулитовых террейнов выходит на поверхность апикулярная часть комплекса пород нижней коры. Нижние горизонты

коры, вероятно, представлены низкорadioактивными породами типа океанических толеитовых базальтов, изученных в кимберлитовых включениях, суммарная мощность которых составляет, по-видимому, не менее 10 км и лимитирована величинами измеренного на поверхности теплового потока [14]. Коллизионные зоны характеризуются параметрами верхней коры (средние скорости  $V_p = 6.0 - 6.3$  км/с, плотность  $2.72$  г/см<sup>3</sup>, теплогенерация  $1.22$  мкВт/м<sup>3</sup>) и, по-видимому, представляют собой корневые части новообразованной в протерозое коры [13].

## ДРЕВНИЕ ТЕРРЕЙНЫ

Расположенный на юго-западе *Маганский террейн* сложен в основном породами плаггиогнейсовой формации, включающими складчатые эндрбиты и чарнокиты, а также гранулиты среднего и основного состава, сформировавшиеся на глубинах 25 - 30 км при температуре  $770 - 850^{\circ}\text{C}$

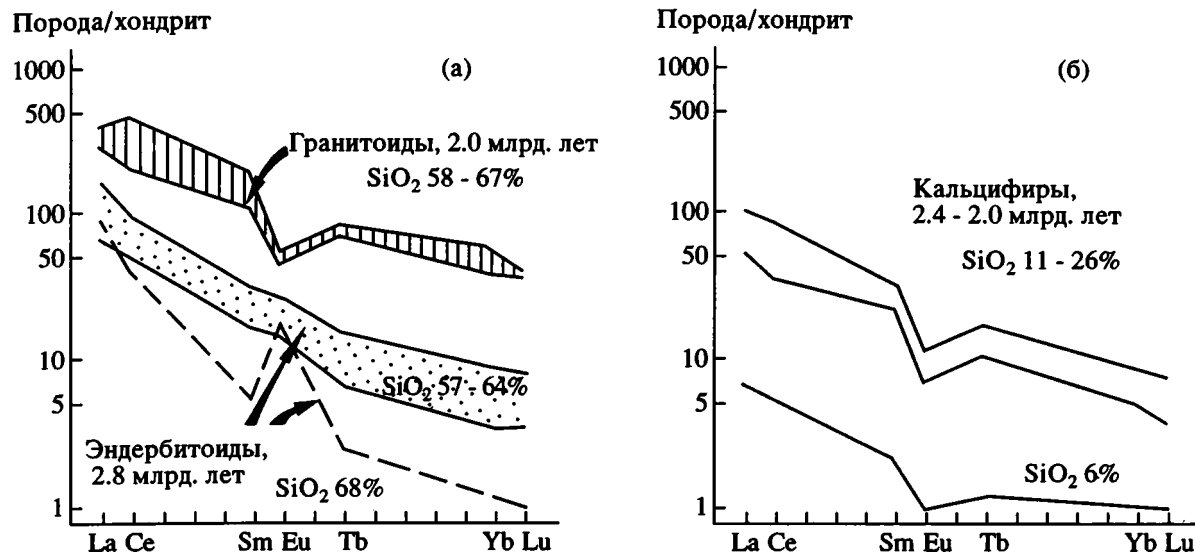


Рис. 3. Нормализованные по хондриту содержания редкоземельных элементов в наиболее распространенных породах Анабарского щита, по [1]: (а) – плагиогнейсы (эндербитоиды) Далдынского террейна и гранитоиды Котуйканской зоны, (б) – карбонатные породы Хапчанского террейна.

(см. рис. 2). Местами карбонатно-парагнейсовая толща принимает участие в складчатых ансамблях. О возрасте пород можно судить по данным исследования коровых ксенолитов в кимберлитовых трубках, расположенных предположительно на южном продолжении террейна, где модельный Sm-Nd-возраст протолита  $T_{DM} = \sim 3.0$  млрд. лет, а возраст последнего метаморфического преобразования определен в 1.884 млрд. лет по Sm-Nd-минеральной изохроне [9].

Далдынский террейн сложен преимущественно породами метабазит-плагиогнейсовой формации, метаморфизованными в наиболее глубоких условиях (30 - 40 км) при  $T = 820 - 950^\circ\text{C}$ . Возраст вещества метавулканитов Далдынского террейна, определенный Sm-Nd-модельным методом по породе в целом и U-Pb по реликтовым цирконам, составляет около 3.1 млрд. лет [1, 5], а возраст гранулитового метаморфизма по цирконам – 2.8 млрд. лет. В пределах этого временного интервала в течение 300 млн. лет сформировалась мощная базальт-андезитовая толща, которая в результате тектонического сжатия погрузилась в основание нижней коры и метаморфизовалась с образованием изоклинальных складок первой генерации, предположительно лежащих.

В целом породы плагиогнейсовой и метабазит-плагиогнейсовой формаций характеризуются распределением редкоземельных элементов (как и других малых элементов), наблюдаемым в примитивных островодужных вулканических сериях; характерен, в частности, европейский максимум [1] (рис. 3). Сформировавшаяся из них ранняя кора была обогащена элементами группы железа и обеднена литофильными элементами [13] (рис. 4).

Расположенный на северо-востоке Хапчанский террейн сложен в обнаженной части гранатовыми парагнейсами и, до 40% мощности разрезов [22], метакарбонатными породами (карбонатно-гнейсовая формация). Метаморфизм проходил при сравнительно низких давлениях –  $P = 5.5 - 7.0$  кбар и умеренных температурах –  $T = 750 - 820^\circ\text{C}$ . Модельный Sm-Nd-возраст терригенной примеси в метакарбонатных породах Хапчанского террейна  $T_{DM} = 2.4$  млрд. лет [5] указывает на поступление материала из области размыта, завершившей формирование в начале раннего протерозоя. Распределение редкоземельных элементов (см. рис. 3), близкое к таковому в карбонатах чехла Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ, позволяет предполагать, что такой областью был зрелый гранито-гнейсовый кратон. Об этом же свидетельствует существенный дефицит малых элементов группы железа в карбонатах [22]. Такой гипотетический кратон, по-видимому, располагался восточнее обнаженной территории Анабарского щита (в современной структуре). Возраст метаморфизма в 1.9 млрд. лет [1] определяет верхний предел времени осадконакопления и указывает на его завершение перед формированием Билляхской коллизионной зоны.

### КОЛЛИЗИОННЫЕ ЗОНЫ

В пределах Сибирского кратона Котуйканская и Билляхская коллизионные зоны являются структурными элементами первого порядка и прослеживаются на картах магнитных аномалий более чем на 1000 км при ширине 10 - 30 км.

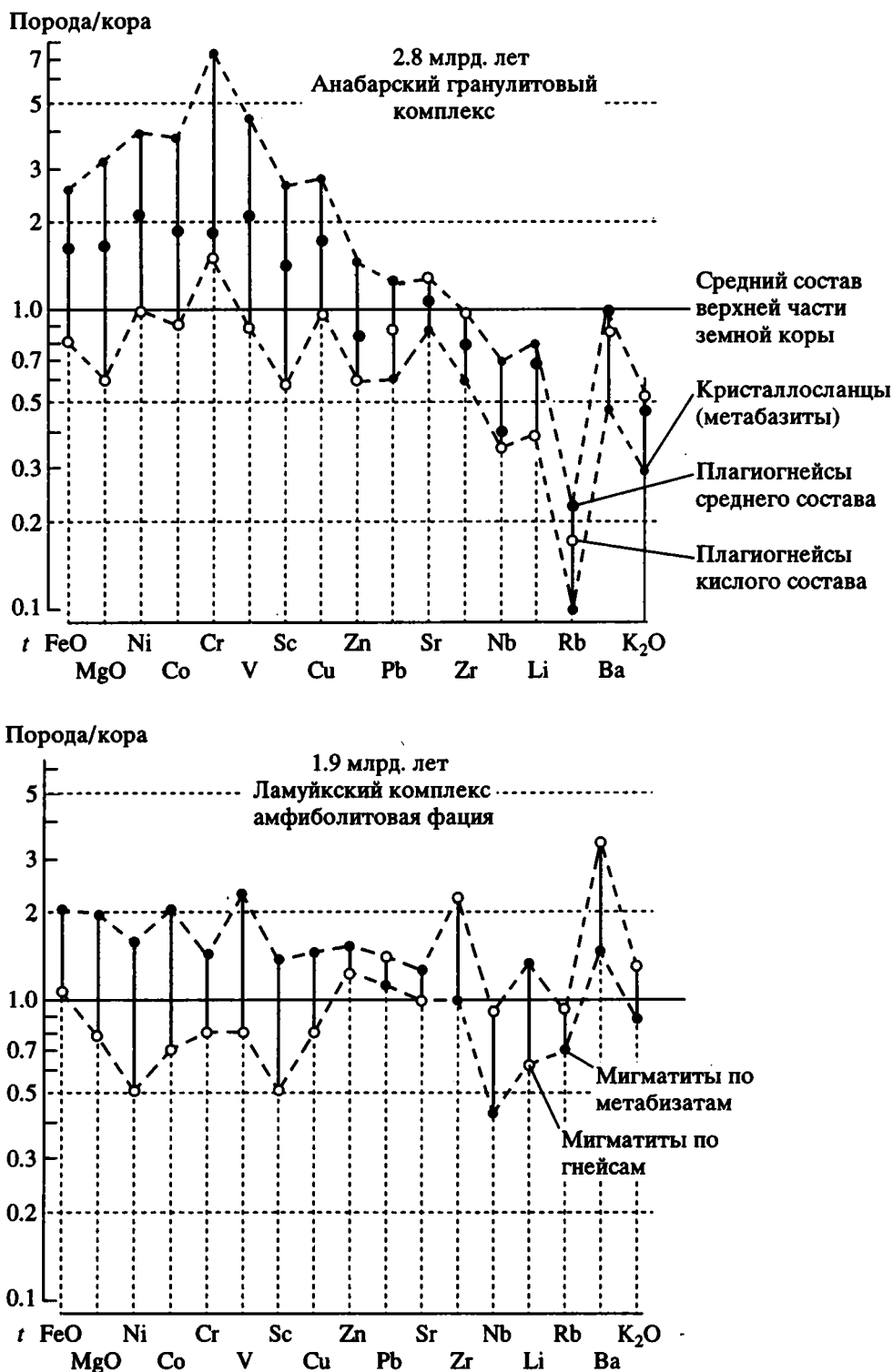


Рис. 4. Диаграмма составов наиболее распространенных метаморфических пород Анабарского щита, нормированных по среднему составу верхней коры [19], по [13].

Первая из них, разделяющая Далдынский и прилегающий с запада Маганский террейны, представляет собой гигантский тектонический меланж, сформированный в условиях амфиболитовой

фации метаморфизма при интенсивном тангенциальном сжатии, в результате которого сформировалась его ориентированная, сложноскладчатая внутренняя структура (рис. 5). Крупные,



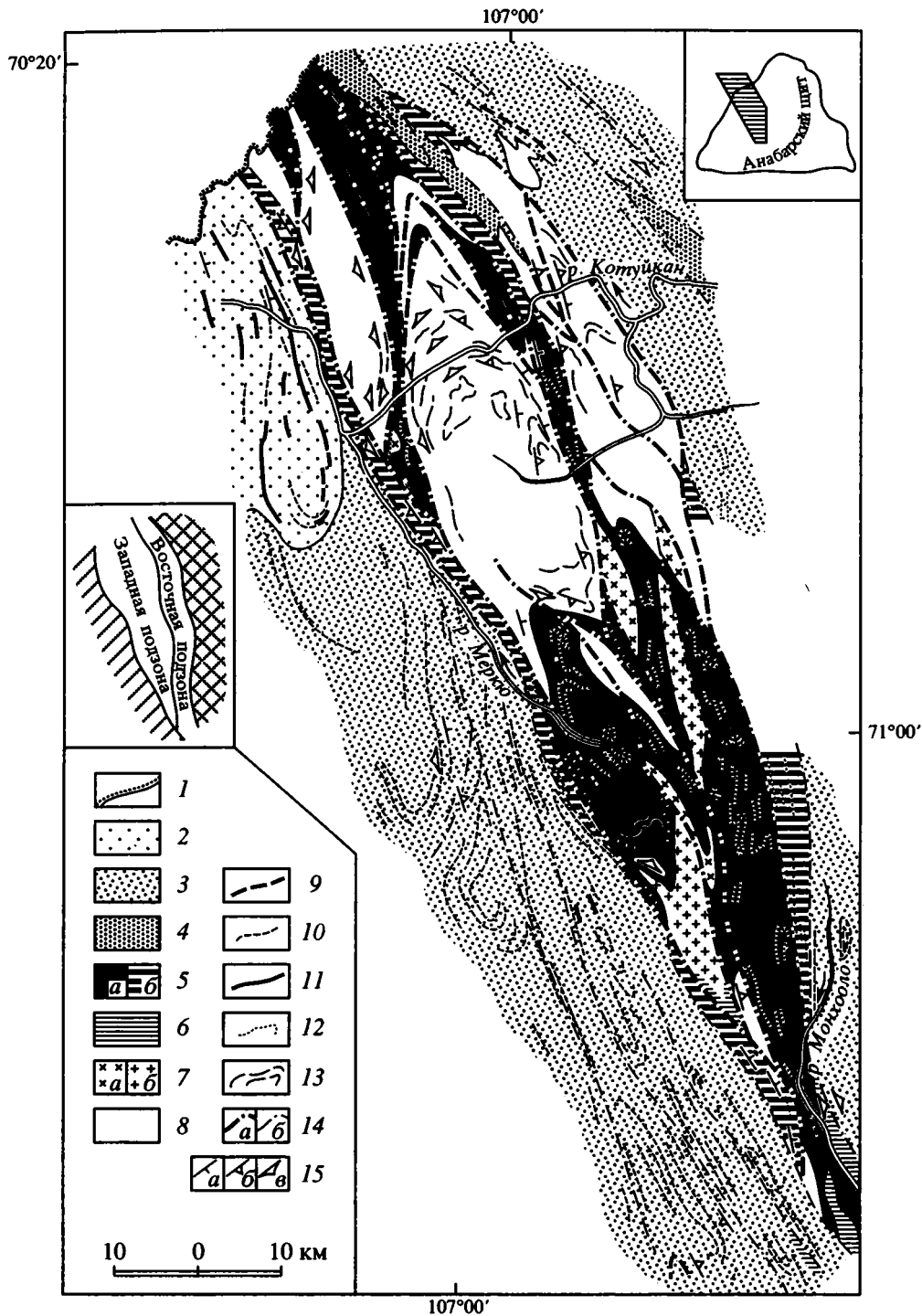


Рис. 5. Геологическая карта Котуйканской зоны, по [15].

1 – граница платформенного чехла; 2 – фрагменты карбонатно-гнейсовой ассоциации; 3, 4 – архейские гранулитовые террейны (Маганский на западе и Далдынский на востоке), сложенные: 3 – плагиогнейсовой и 4 – метабазит-плагиогнейсовой формациями; 5 - 8 – Котуйканская коллизионная зона: 5 - 7 – тектонит-гранит-мигматитовая формация: 5 – тектониты, биотит-амфиболовые гнейсы, мигматиты (а) и биотит-амфиболовые диафториты по гранулитам (б), 6 – тектониты зеленосланцевой фации, 7 – гранодиориты (а) и граниты (б), 8 – анортозитовая формация; 9 - 12 – маркирующие горизонты: 9 – основных кристаллосланцев и амфиболитов, 10 – биотит-гранатовых высокоглиноземистых гнейсов, 11 – мраморов, 12 – пироксеновых и амфиболовых гнейсов; 13 – полосчатость в анортозитах; 14 – разломы, выполненные blastsмилонитами (а) и катаклазитами (б); 15 – направления падения полосчатости с углами более 80° (а), 50 - 80° (б), менее 50° (в). На врезке: Западная подзона – фронтальная область надвигания, тектонического сжатия и выплавления гранитоидов, с резким разломным западным ограничением; Восточная подзона – тыловая область надвигания, где диафториты амфиболитовой фации нередко постепенно переходят в гранулиты надвинутой с востока пластины.

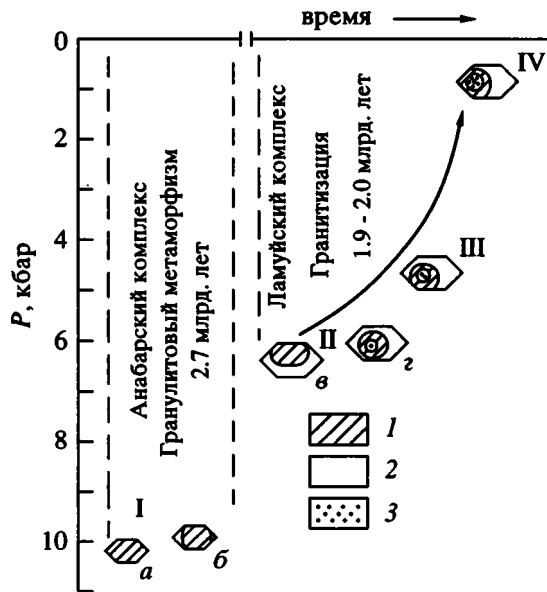


Рис. 6. Эволюция температуры и давления при формировании Котуйканской коллизионной зоны по данным исследований газовой-жидких включений в кварце метаморфических пород, по [16].

1 –  $\text{CO}_2$  (жидкость); 2 –  $\text{H}_2\text{O}$  (жидкость); 3 – газ. Римскими цифрами обозначены: I – однофазовые включения жидкой  $\text{CO}_2$  (а) и содержащие пузырьки  $\text{H}_2\text{O}$  (б); II – сложные включения жидкой  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  (в) и содержащие те же вещества в газовом пузырьке (г) в породах амфиболитовой фации; III – включения того же состава в породах эпидот-амфиболитовой фации; IV – существенно водные включения в кварцевых жилах среди поздних тектонитов зеленосланцевой фации. Параметры  $P$ , кбар,  $T$ ,  $^{\circ}\text{C}$ , для I – IV, соответственно: I – 8 - 10, 850 - 900; II – 6.0 - 6.5, 780 - 810; III – 4 - 5, 500; IV – 0.7, 200 - 300.

в десятки километров, линзовидные тектонические отторженцы диафорированных в амфиболитовой фации гранулитов из соседних террейнов, субизометричные блоки анортозитов и фрагменты супракрустального метабазит-гнейсового комплекса составляют большую часть объема зоны. Они заключены в породы тектонит-гранит-мигматитовой формации (ламуйский комплекс), где в пластичной массе амфибол-биотитовых бластомилонитов располагаются согласные тела автохтонных гранитов и гранодiorитов, окруженные полями синтетектонических мигматитов [16]. Процессы регрессивного метаморфизма гранулитов с привнесением водного флюида, последующее повсеместное образование мигматитов и выплавление гранитоидов проходили в условиях падения давлений от 6 до 4 кбар и температур от 800 до 500 $^{\circ}\text{C}$  и завершились формированием тектонитов зеленосланцевой фации при  $P = 0.7$  кбар и  $T = 200 - 300^{\circ}\text{C}$ , что соответствует подъему с глубин около 20 км до глубин 2 - 3 км вследствие эрозии (рис. 6).

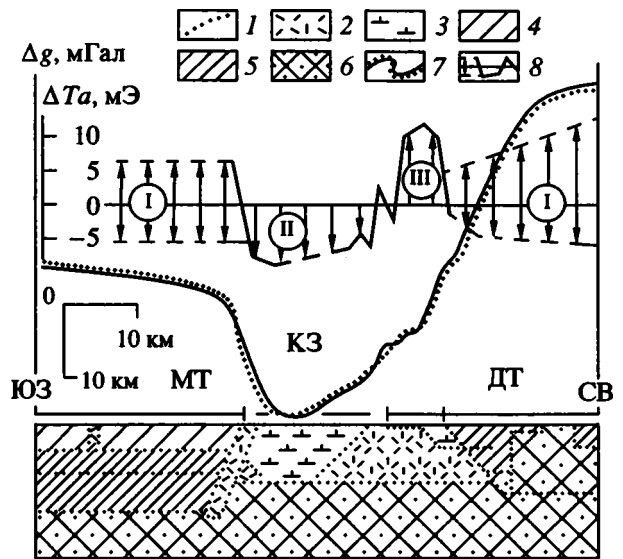


Рис. 7. Поперечный геолого-геофизический разрез через Котуйканскую зону в среднем течении р. Котуйкан, по [13], данные В.В. Самкова.

1 – границы расчетных блоков, проведенные с учетом полевых наблюдений; 2, 3 – Котуйканская зона: 2 – мигматиты и тектониты (принятая плотность 2.6 - 2.72 г/см $^3$ ), 3 – анортозиты (2.67 г/см $^3$ ) и габброиды (2.82 - 2.86 г/см $^3$ ); 4 - 6 – древние террейны: 4 – карбонатно-гнейсовая ассоциация (2.73 - 2.76 г/см $^3$ ), 5 – плагиогнейсовая формация (2.78 - 2.82 г/см $^3$ ), 6 – метабазит-плагиогнейсовая формация (2.82 - 2.86 г/см $^3$ ); 7, 8 – графики: 7 –  $\Delta g$ ; 8 –  $\Delta T_a$ : I – знакопеременное поле метаморфических формаций, II – равномерное отрицательное поле анортозитов, III – существенно положительное поле габброидов. КЗ – Котуйканская зона, МТ – Маганский и ДТ – Далдынский террейны.

U-Pb-возраст цирконов из мигматитов составляет 1.8 - 2.0 млрд. лет [1] и определяет заключительные этапы коллизии. Супракрустальный комплекс включает амфиболиты, иногда с повышенной магниальностью, гнейсы среднего состава, а также графитовые кварциты и мраморы, которые, возможно, сформировались в условиях островной дуги или рифта, однако данных для решения этого вопроса сейчас недостаточно. Геологические и геофизические данные позволяют предполагать (рис. 7, 8), что Котуйканская зона представляет собой верхнюю крутопадающую часть литрического надвига, где во фронтальной части надвигавшейся пластины произошло интенсивное сгуживание материала, а в тыловой части субгоризонтальная поверхность срыва (деколлемента) располагалась (в современной структуре) на глубинах около 20 км и, возможно, на поверхности мантии.

Билляхская коллизионная зона разделяет Далдынский и Хапчанский террейны. Она содержит многочисленные тектонические линзы пород

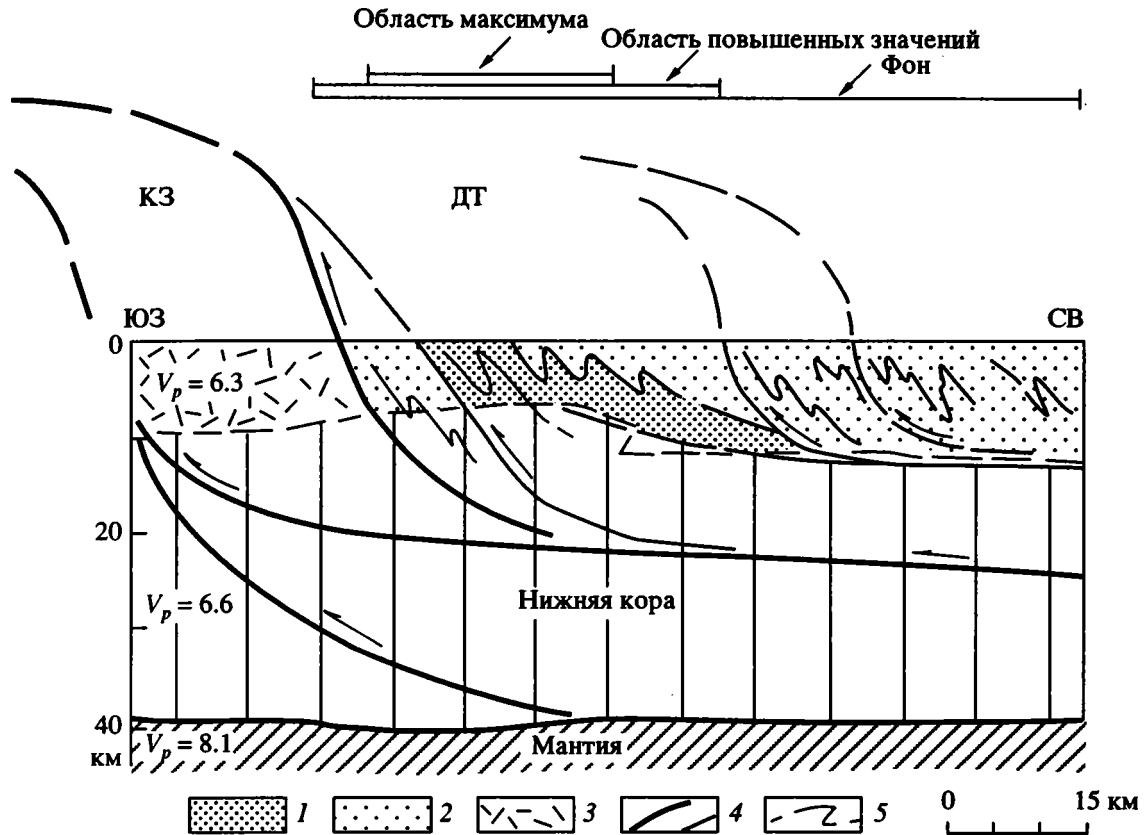


Рис. 8. Геолого-геофизический профиль земной коры через Уоранский гравитационный максимум в среднем течении р. Котуйкан, по [3].

1 - 3 - формации: 1 - метабазит-плаггиогнейсовая, 2 - плаггиогнейсовая, 3 - тектонит-гранит-мигматитовая; 4 - разломы; 5 - верхняя сейсмическая поверхность раздела внутри коры. В верхней части рисунка показана качественная характеристика гравитационного поля. КЗ - Котуйканская зона, ДТ - Далдынский террейн.  $V_p$  - скорость продольных сейсмических волн в км/с.

обоих террейнов, располагающиеся среди мигматитов и тектонитов амфиболитовой фации метаморфизма с согласными жилами автохтонных калиевых гранитов, которые вместе с граносиенитами и гранодиоритами образуют пластинообразный Билляхский массив около 50 км в длину и сопровождающие его более мелкие интрузивы. Вероятными следствиями Билляхской коллизии явились прогрессивный метаморфизм амфиболитовой (до гранулитовой) фации 1.9 млрд. лет назад и изоклиальная складчатость с крутозалегающими осевыми поверхностями складок в метосадках Хапчанского террейна, регрессивный метаморфизм прилегающих с запада гранулитов Далдынского террейна и формирование автохтонных гранитоидов.

Гранитоиды рассмотренных зон принадлежат к коллизионному геохимическому типу [16], в частности, они существенно обогащены редкоземельными элементами при резкой отрицательной европиевой аномалии, обусловленной, вероятно, близкосолидусным выплавлением калиевого расплава-минимума и сохранением плаггиоклаза в

составе рестита (см. рис. 3). Сформировавшаяся в коллизионных зонах земная кора существенно отличается по валовому составу от архейской и достаточно точно соответствует верхней коре современных континентов (см. рис. 4).

### ОБСУЖДЕНИЕ

Наблюдаемые на поверхности метаморфические и магматические комплексы характеризуют корневые части крупного полихронного горного сооружения, эродированного в настоящее время до глубин залегания кровли нижней коры, т.е. по крайней мере на 30 км. Намечаются два главных этапа тектонического утолщения коры и горообразования: архейский и протерозойский.

В архее сформировались Маганский и Далдынский микроконтиненты в результате тектонического скупивания вулканогенных призм островодужного петрологического типа. Первый из них характеризовался среднеградиентным метаморфизмом (28 - 32°С/км) и мощностью коры (во время максимального тектонического скупивания)

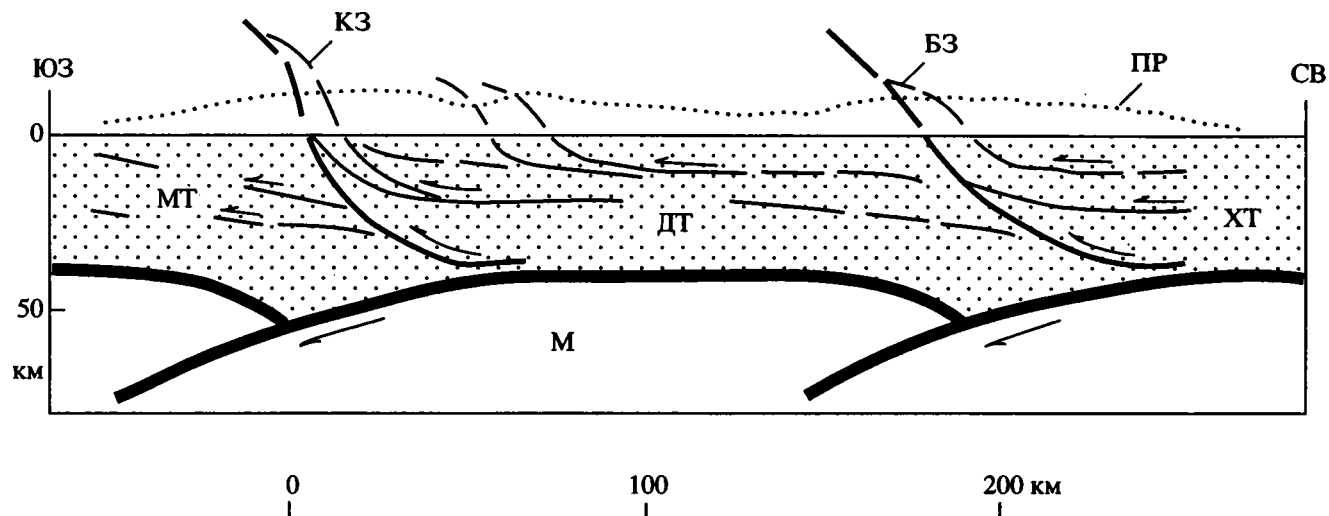


Рис. 9. Палеогеодинамический профиль строения земной коры в северной части Анабарского щита во время завершения коллизионного процесса.

МЕ – Маганский, ДТ – Далдынский, ХТ – Хапчанский террейны; КЗ – Котуйканская, БЗ – Билляхская коллизионные зоны; ПР – поверхность палеорельефа; М – верхняя мантия.

не менее 65 км, тогда как второй – более глубоким и постепенным погружением, реализовавшимся в низкоградиентном (23 - 26°С/км) высокобарическом и высокотермальном метаморфизме при мощности коры не менее 70 км (см. рис. 2). Учитывая вероятную скорость эрозии, можно предположить, что примерно через 100 млн. лет эти горные сооружения были эродированы и в начале протерозойского времени на их месте существовали изостатически уравновешенные пенеплены. Первичные ограничения этих тектонических элементов неизвестны, в современной структуре они выступают в качестве независимых сиалических блоков с разломными ограничениями – террейнов.

В раннем протерозое карбонатно-граувакковый чехол сформировался на пассивной окраине гранито-гнейсового позднеархейского континента (неизвестного в пределах обнаженного фундамента платформы), выступающего сейчас в качестве Хапчанского террейна.

Изотопный возраст новообразованных пород зон разломов (1.9 - 2.0 млрд. лет) характеризует время аккреции рассматриваемой части Сибирского кратона как конец раннего протерозоя. В это время закрылись гипотетические пространства, разделявшие рассмотренные террейны, и произошло надвигание одного из них на другой в юго-западном направлении. Обстановка метаморфизма при этом процессе характеризуется умеренными до низких давлениями при высоких градиентах, составлявших 32 - 35°С/км (см. рис. 2), что можно объяснить сравнительно малой мощностью надвигаемых блоков коры и их быстрым разогреванием.

В коллизионной обстановке конца раннего протерозоя сжатие внутри коры релаксировалось вдоль субгоризонтальных поверхностей срыва (деколлемента), предположительно отвечающих сегодняшним сейсмическим границам, и в областях их листрического воздымания создавались области упора, где концентрировались гигантские тектонические брекчии. Нарушение сплошности коры вдоль границ террейнов привело к проникновению водного флюида вдоль нарушений, а термическое уравновешивание в утолщенной при надвигообразовании коре (по модели [24]) вызвало разогрев до температур плавления гранита. В зонах срыва прошел диафорез гранулитов с новообразованием ОН-содержащих минералов амфиболитовой фации, за которым последовало выплавление анатектических гранитов. По мере выплавления граниты выдавливались вдоль поверхностей срыва и скапливались в участках их листрического воздымания, предположительно соответствующих самим зонам коллизии на современном уровне эрозионного среза. Поднимаясь далее вверх (в силу дефицита плотности), главные объемы гранитов поступали в верхнюю кору того времени (сейчас полностью эродированную), образуя гранитные плутоны, характерные для верхней коры современных континентов. На конечных этапах сжатия, когда эрозия возникшего горного сооружения была близка к завершению, поверхности срыва оказались на уровне верхней коры того времени и вдоль них, на глубине 2 - 3 км, формировались низкотемпературные тектониты и гидротермальные жилы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наблюдаемые на поверхности метаморфические и магматические комплексы Анабарского щита характеризуют корневые части крупного полихронного горного сооружения, эродированного в настоящее время до глубин залегания кровли нижней коры, по крайней мере, на 30 км. Намечаются два главных этапа тектонического утолщения коры и горообразования; формирование архейских террейнов, завершившееся гранулитовым метаморфизмом 2.7 млрд. лет назад, и их коллизия в конце раннего протерозоя, 1.9 млрд. лет назад. Результатом протерозойской коллизии явилось нарушение сплошности гранулитовых террейнов, проникновение водного флюида и повышение температуры до гранитного ликвидуса за счет термальной релаксации в надвинутых пластинах. Эти явления привели к ретроградному метаморфизму амфиболитовой фации и выплавлению гранитов в зонах деколлемента, выжиманию гранитного расплава вверх по литрическим наработкам и последующей локализации их в верхней коре протерозойского времени, которая позднее была практически полностью эродирована. Корневые части внутринадвиговых резервуаров гранитообразования сохранились в виде реликтов внутри коллизионных зон (рис. 9).

Приведенные данные позволяют оценить глубины протекания изучаемых сегодня на дневной поверхности тектонических процессов и показывают, как много горных пород было эродировано, т.е. оказывается за пределами наблюдений и подлежит палеотектоническим реконструкциям. Видимо, глубокая эрозия является причиной кажущегося "отсутствия" в метаморфизованных комплексах таких очевидных признаков плитной тектоники, как обдурченные офиолиты, олистостромы, накапливающиеся перед фронтом надвиговых пластин, молассовые бассейны и т.п., которые обычно локализованы в самых верхних уровнях верхней коры континентов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. М.: Наука, 1988. 253 с.
- Вишневский А.Н.* Метаморфические комплексы Анабарского кристаллического щита. Л.: Недра, 1978. 214 с.
- Гранулитовые комплексы нижней коры континентов (региональные очерки). М.: Изд-во ГИН РАН. 1991. 93 с. Деп. в ВИНТИ. № 3519-В91.
- Гроздилов А.Л.* Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1000000. Лист R-48-(50) – Оленек. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
- Журавлев Д.З., Розен О.М.* Sm-Nd-модельный возраст метаосадков гранулитового комплекса Анабарского щита // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317. № 1. С. 189 - 193.
- Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н., Милановский С.Ю.* Геотермические исследования и модель теплогенерации докембрийской коры северо-восточной части Балтийского щита // Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986. С. 131 - 149.
- Леонов Ю.Г.* Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Геотектоника. 1993. № 5. С. 4 - 14.
- Луц Б.Г., Оксман В.С.* Глубокоэродированные зоны разломов Анабарского щита. М.: Наука, 1990. 260 с.
- Неймарк Л.А., Немчин А.А., Розен О.М., Серенко В.П., Спецус З.В., Шулешко И.К.* Sm-Nd-изотопные системы в нижнекоревых ксенолитах из кимберлитов Якутии // Докл. РАН. 1992. Т. 327. № 3. С. 374 - 378.
- Николаевский И.Н.* Дилатансионная реология литосферы и волны тектонических напряжений // Основные проблемы сейсмоструктоники. М.: Наука, 1986. С. 51 - 69.
- Паталаха Е.И., Марков М.С., Гарагаиш И.А., Федоровский В.С., Атрушкевич П.А.* Природа и эволюция литрических разломов // Геотектоника. 1990. № 4. С. 24 - 37.
- Резанов И.А.* Проблема нижней коры // Геотектоника. 1991. № 5. С. 15 - 25.
- Розен О.М.* Два типа земной коры Анабарского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 5. С. 3 - 16.
- Розен О.М.* Теплогенерация земной коры Анабарского щита и проблемы формирования нижней коры континентов // Геология и геофизика. 1992. № 8. С. 22 - 29.
- Розен О.М., Злобин В.Л., Рачков В.С.* Анабарский щит // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные тектонические исследования. М.: Наука, 1990. С. 269 - 279.
- Розен О.М., Рачков В.С., Сонюшкин В.Е.* Гранитизация тектонитов и формирование гранитов в зонах разломов Анабарского щита // Геохимия. 1991. № 9. С. 1240 - 1249.
- Самков В.В., Потапов С.В.* Интерпретация гравитационного поля и данных глубинного сейсмического зондирования // Строение земной коры Анабарского щита. М.: Наука, 1986. С. 134 - 154.
- Соколов С.Д.* Концепция тектонической расслоенности литосферы: история создания и основные положения // Геотектоника. 1990. № 6. С. 3 - 19.
- Тэйлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
- Хаин В.Е., Лобковский Л.И.* Об особенностях формирования коллизионных орогенов // Геотектоника. 1990. № 6. С. 20 - 31.
- Шахотько Л.И.* Морфология дислокаций и эволюция структуры щита // Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. М.: Наука, 1988. С. 134 - 146.

22. *Condie K.C., Wilks M., Rosen O.M., Zlobin V.L.* Geochemistry of metasediments from the Precambrian Hapschan series, eastern Anabar shield, Siberia // *Precamb. Research*. 1991. V. 45. N 1. P. 37 -47.
23. Continental lower crust // *Developments in geotectonics*. Amsterdam–Tokyo, Elsevier, 1992. 23. 520 p.
24. *England P.C., Thompson A.* Pressure–temperature–time paths of regional metamorphism. 1. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust // *Jour. of Petrology*. 1984. V. 25. Pt. 4. P. 894 - 928.
25. *Meissner R.* The continental crust. Orlando–San Diego–N.Y.–Toronto: Academic Press Inc., 1986. 402 p.

*Рецензенты: Ю.Г. Леонов, В.С. Федоровский*

## **Metamorphic Effects of Tectonic Movements at the Lower Crust Level: Zones of the Proterozoic Collision and Terranes of the Anabar Shield**

**O. M. Rozen**

*Lithosphere Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow*

According to the concept of the lithosphere tectonic layering, the lower crustal complexes of the Anabar shield are identified and subdivided into passive (terrane) and active (collision zones) tectonic units. The Proterozoic collision resulted in the crustal thickening, subhorizontal tectonic layering of granulite terranes, initiating of fluid circulation, and temperature rising up to the granite liquidus level at the expense of thermal relaxation of upthrust slabs. These events gave rise to: (1) the retrograde metamorphism of the amphibolite facies; (2) the granite melt formation in shallow décollement zones; (3) the granite magma migration upwards along listric faults related to the collision zones. The extracted magmatic masses seem intruded the Proterozoic upper crust to form granites, which have been mostly eroded later. Granitoids of above collision zones are the relicts of granite-forming reservoirs inside the trust-fault system.



УДК 551.251

## МЕТАМОРФИЗМ В ИСТОРИИ ОФИОЛИТОВ

© 1995 г. Г. Н. Савельева, А. А. Савельев, А. Н. Перцев

*Геологический институт РАН, Москва*

Поступила в редакцию 19.05.94 г.

Рассмотрены метаморфические ассоциации, которые последовательно формировались в поднимающемся мантийном диапире, при деформациях внутри океанической литосферы и в ходе коллизии. Астеномантийные метаморфиты образованы: а) при субсолидусном пластическом течении и дифференциации вещества при снижении температуры от 1150 до 800°C и давлении ниже 7 - 8 кбар; б) в процессе локальной синдеформационной рекристаллизации вдоль зон с высоким поперечным градиентом скоростей деформации при температурах 950 - 800°C; в) при метасоматическом взаимодействии остывающего рестита с просачивающейся базальтоидной магмой глубинного источника плавления. Метаморфиты амфиболитовой, глаукофансланцевой фаций, образованные по габброидам, диабазам, и оливин-антигоритовые породы по ультрабазитам представляют собой продукты регрессивного полиметаморфизма. Они формировались в коллизионных обстановках с характерной сдвиговой кинематикой.

### ВВЕДЕНИЕ

Метаморфические процессы сопровождают формирование офиолитов на протяжении всей их истории от рождения этой ассоциации до ее дезинтеграции. Они происходят в широчайшем диапазоне условий – от мантийных до верхнекоровых, и в разных геодинамических обстановках – от спрединговых океанических до коллизионных, обдукционных. Соответственно, тема “метаморфизм офиолитов” охватывает огромный круг проблем.

В статье рассматриваются две группы вопросов: 1 – метаморфические процессы в астеномантийной области при спрединге и рождении коры океанического типа, а также при внутриокеанической коллизии и наращивании мощности океанической коры; 2 – метаморфизм, связанный с коллизией и транспортировкой офиолитов на континентальную окраину. Исследование этих вопросов дает возможность реконструировать, во-первых, геодинамическую обстановку формирования того или иного бассейна с корой океанического типа, во-вторых – обстановку эволюции и закрытия океанического бассейна и, как результат – обосновать тот или иной ход геологической истории рассматриваемых участков земной коры. Кроме того, мы получаем информацию о метаморфических процессах, идущих в недрах планеты. Например, что происходит в тугоплавком остатке при/после частичного плавления вещества мантии и отделении расплава? Что происходит при прохождении рас-

плава сквозь реститы? Как происходит перераспределение рудных компонентов на мантийном и коровом уровнях?

### МАНТИЙНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Структурные и вещественные доказательства метаморфической природы реститовых ультрабазитов в офиолитах появились более 20 лет назад. Структурная характеристика метаморфических процессов, механизмы пластического течения мантийного вещества рассмотрены многими исследователями [18, 20, 29, 30]. Петрологический и геохимический аспекты мантийного метаморфизма также обсуждались в большом количестве работ [например, 22, 23, 26, 32, 35]. Эти же вопросы были рассмотрены на примере уральских и океанических офиолитов [1, 11, 12, 15]. При сравнении уральских и океанических ультрабазитов главный акцент был сделан на взаимосвязи структурных и вещественных преобразований мантийного вещества, т.е. на связи процессов деформации и метаморфизма.

Мантийные метаморфические процессы могут быть сгруппированы, с определенной долей условности, следующим образом:

А – субсолидусное пластическое течение все массы ультрабазитов, сопровождаемое образованием новых минеральных равновесий и дифференциацией вещества при снижении температуры и давления;

Б – локальная синдеформационная рекристаллизация ультрабазитов вдоль зон с высокими градиентами скоростей деформаций;

В – химическое (метасоматическое) взаимодействие остывающего рестита с базальтоидной магмой, просачивающейся из глубинного источника плавления.

### МАССОВОЕ ПЛАСТИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ

Наиболее полные разрезы мантийных ультрабазитов офиолитовой ассоциации имеют общее характерное свойство: степень истощения перидотитов нарастает от глубинных частей мантийного разреза к границе с плутоническими магматическими комплексами: дунит-верлит-(троктолит)-пироксенитовым и расслоенным габбро (рис. 1). Это закономерно ориентированное в пространстве изменение состава ультрабазитов в разрезах мощностью 5 - 8 км, названное профилем деплетирования, было интерпретировано как следствие возрастания меры отделения базальтоидной выплавки из перидотита в направлении границы реститового блока с магматическими габброидами [12]. Пластическое течение вещества, сопровождавшее частичное плавление, выразилось в образовании деформационных структур. Они проявлены в ультрабазитах на макро и микро уровнях полосчатым распределением минералов, их закономерной линейно-плоскостной и оптической ориентировками, которые структурно согласуются с разнообразными складками, флексурами и сопряженными с ними сколами. Метаморфическая полосчатость описывает крупномасштабные складки течения (рис. 2А; 3), с линейностью, расположенной в их осевых плоскостях параллельно шарнирам складок или под углом к ним. Эти структуры откартированы во многих массивах и, как показывает их сравнение, они различаются в лерцолитовых и в гарцбургитовых разрезах [1, 12, 17, 19, 30].

В массивах лерцолитового типа (Крака, Нурали, Ланцо) распространены текстуры пород с отчетливой плоскостной ориентировкой и нередко с ярко выраженной агрегатной линейностью. Здесь слабо развиты секущие ультраосновные жилы и обильные шлиры состава энстатит + + диопсид и диопсид + плагиоклаз ± энстатит в системе полосчатости. Характерно присутствие зональных шлиров с обогащенными базальтоидными компонентами ядрами (плагиоклаз, диопсид), которые окружены оболочками деплетированного ультрабазита (дунита), что свидетельствует о дифференциации на месте, без отвода части продуктов дифференциации за пределы системы. В этих разрезах наблюдается конформность структур в чередующихся пачках

пород и дисконформность полосчатости, уплощенности и линейности лерцолитов по отношению к их границе с дунит-гарцбургитами и последующими внешними зонами (линейность ориентирована под крутым углом к плоскости падения границ). Кроме того, существует зона “аккомодации” между структурами внутреннего ядра (лерцолиты) и его внешней оболочки (дунит-верлит-пироксениты), а изменение их ориентировки на согласное происходит в зоне шириной 0.3 - 1.2 км.

Температура синдеформационных минеральных равновесий оценена по дупироксеновому и Cr-AlVI геотермометрам: для ранних генераций – 1100°C и для необластов – 980 - 850°C. Эти равновесия устанавливались по условиям глубинности для перехода между фациями шпинелевых и плагиоклазовых лерцолитов (6 - 7 кбар).

В массивах гарцбургитового типа полосчатость проявлена весьма неравномерно; уплощенность выражена, как правило, хуже, чем в лерцолитовых массивах и нередко сечет полосчатость. На фоне крупномасштабных складок течения развиты мелкие складки, флексуры, будинаж-структуры. Чрезвычайно характерно обилие дунитовых тел и секущих полосчатость жил дунитов, пироксенитов, но формировавшихся в едином поле напряжений с крупными складками пластического течения. Многостадийность образования жил дунитов, энстатитов, вебстеритов и сдвиговые, сбросовые смещения полосчатости, залеченные этими жилами, установлены на Войкаро-Сыньинском массиве [12].

Основная тенденция изменения состава реститовых лерцолитов/гарцбургитов, синхронного пластическим деформациям, заключается в выносе Al, Cr, Ti, Ca и Na из пироксенов (Ca – из энстатитов), увеличении магнезиальности силикатов и перераспределении Cr из силикатов в оксиды, с увеличением хромистости шпинелида. Общая направленность изменения состава минералов в разных поколениях метаморфических жил состоит в слабом увеличении железистости пироксенов от энстатитов к вебстеритам, в резком уменьшении количеств Al и Cr в пироксенах по сравнению с пироксенами гарцбургитов, повышении магнезиальности оливинов в дунитах и росте хромистости и железистости акцессорных шпинелидов.

Принципиально иной состав имеют магматические жилы оливиновых вебстеритов, секущих метаморфические пироксениты и дуниты. Их отличает повышенная и варьирующая железистость силикатов и относительно высокие содержания Al, Cr, Ti и Na в пироксенах, а также железистый, глиноземистый состав шпинелидов.

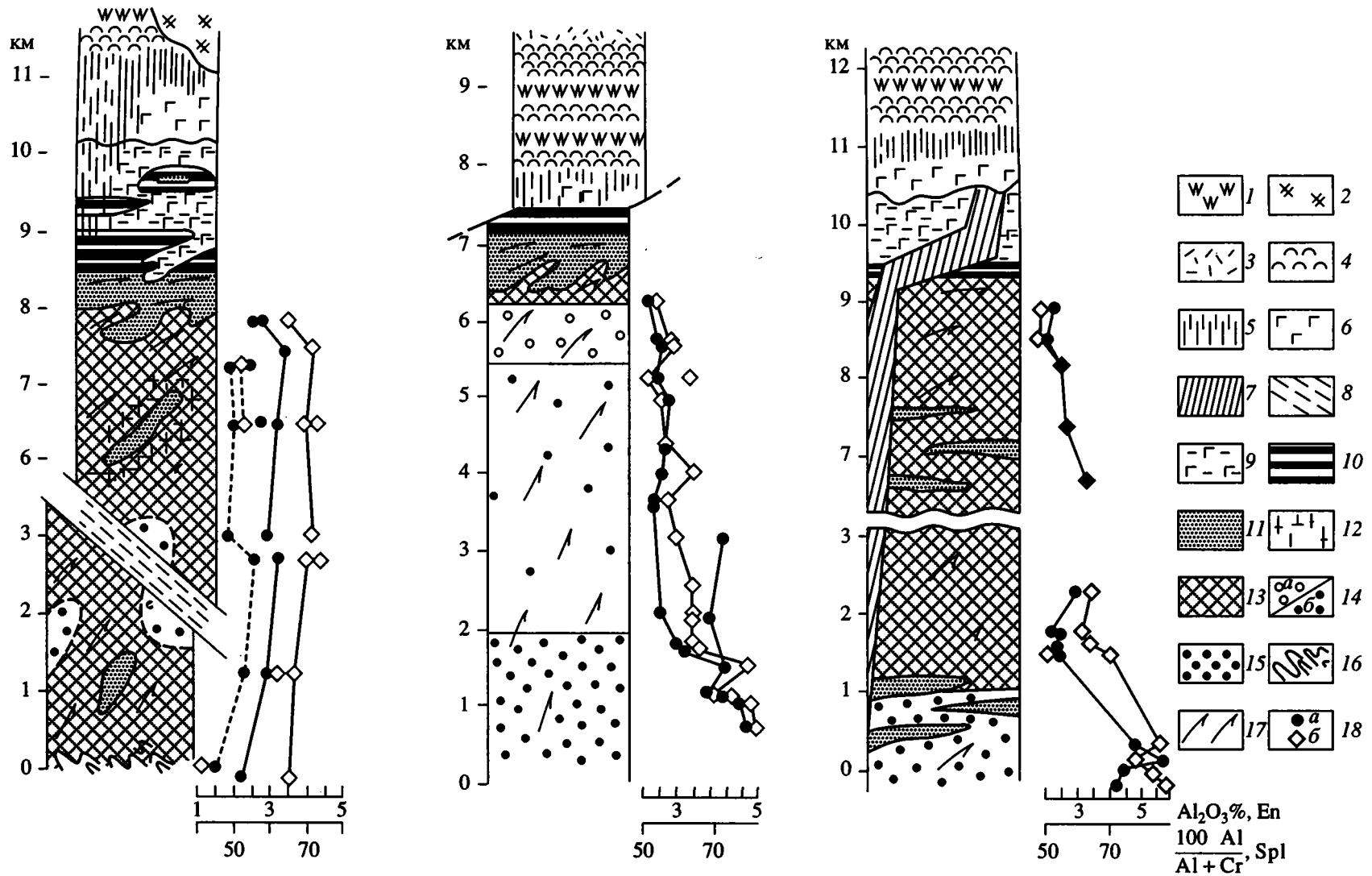
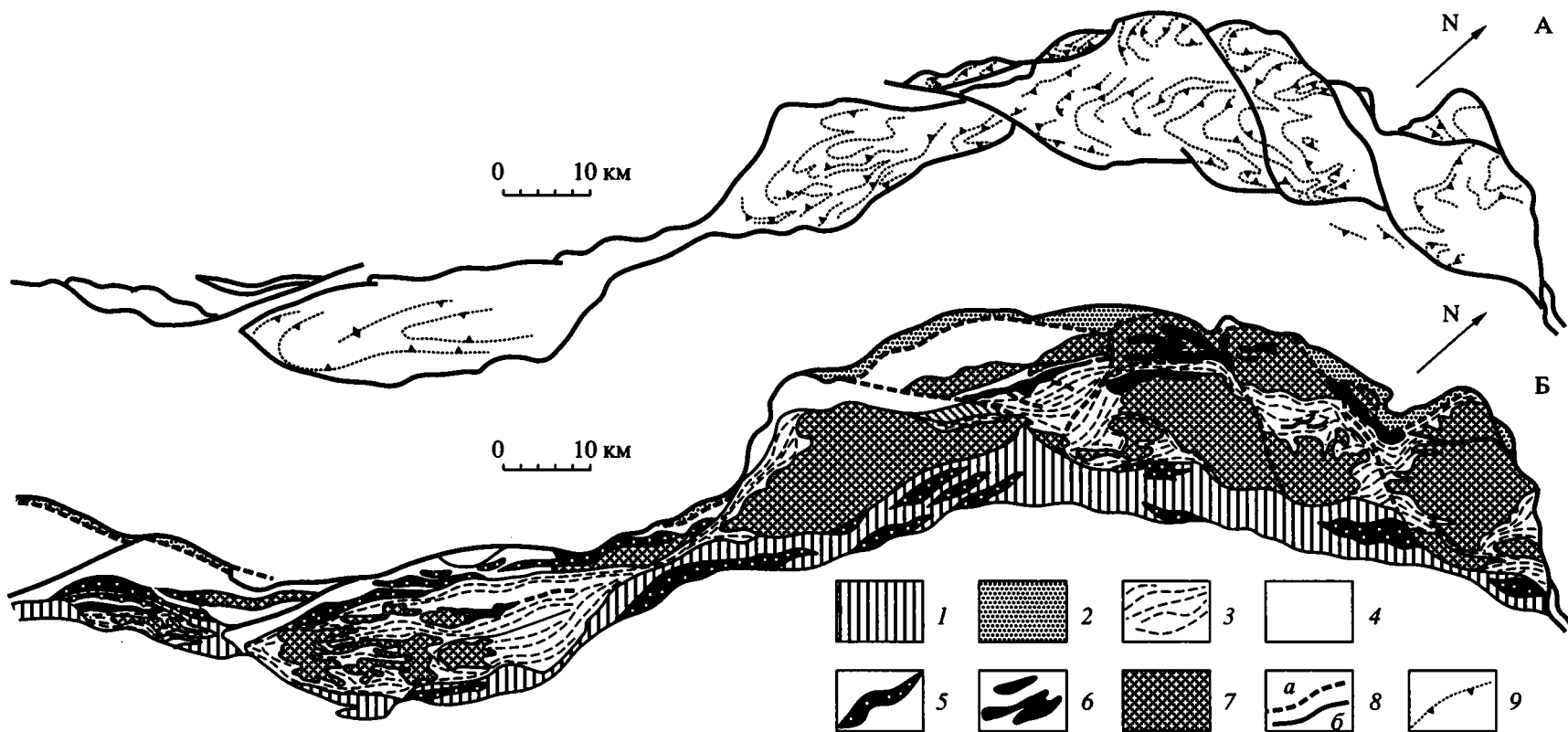


Рис. 1. Схематизированные разрезы офиолитовых массивов Урала.

1 – кремнистые сланцы (фтаниты); 2 – тоналиты; 3 – вулканыты известково-щелочной серии; 4 – толеитовые пластовые и подушечные базальты; 5 – диабазы и габбро-диабазы в роях параллельных даек; 6 – изотропные и такситовые габбро или амфиболовые габбро; 7 – дайки, силлы и жилы пироксенитов, габбро-норитов и амфиболовых (флогопитовых) габбро; 8 – амфибол-оливиновые и антигорит-оливиновые сланцы и массивные породы; 9 – анизотропные полосчатые и массивные габбро-нориты, оливиновые габбро; 10 – клинопироксениты, верлиты, дуниты, троктолиты; 11 – дуниты; 12 – штокверки дунитовых жил; 13 – гарцбургиты; 14 – частично деплетированные лерцолиты: плагиоклазовые (a) и шпинелевые (б); 15 – высокоглиноземистые лерцолиты; 16 – метаморфические орто- и парасланцы; 17 – направления субсолидусного пластического течения; 18 – изменения состава минералов в ультрабазитовых ядрах офиолитовых массивов: энстатитов (a) и хромшпинелидов (б).



**Рис. 2.** Схемы размещения в Войкаро-Сырынском массиве офиолитов (Полярный Урал): А – структур астеномантийного пластического течения в ультрабазитовых тектонитах; Б – коровых ультрабазит-базитовых комплексов.

Комплексы: 1 – анизотропных габбро и параллельных даек диабазов и габбро-диабазов, 2 – гранат-глаукофансланцевый, 3 – оливин-амфибол-антигоритсланцевый, 4 – цоизитовых и гранатовых габбро-амфиболитов, 5 – дунит-верлит-клинопироксенит-троктолит-габбровый, 6 - 7 – реликтовые блоки субсолидусных тектонитов дунитового (6) и лерцолит-гарцбургитового (7) составов, 8 – структурные швы доорогенной (а) и посторогенной (б) эпох, 9 – залегание полосчатости рестиговых перидотитов.

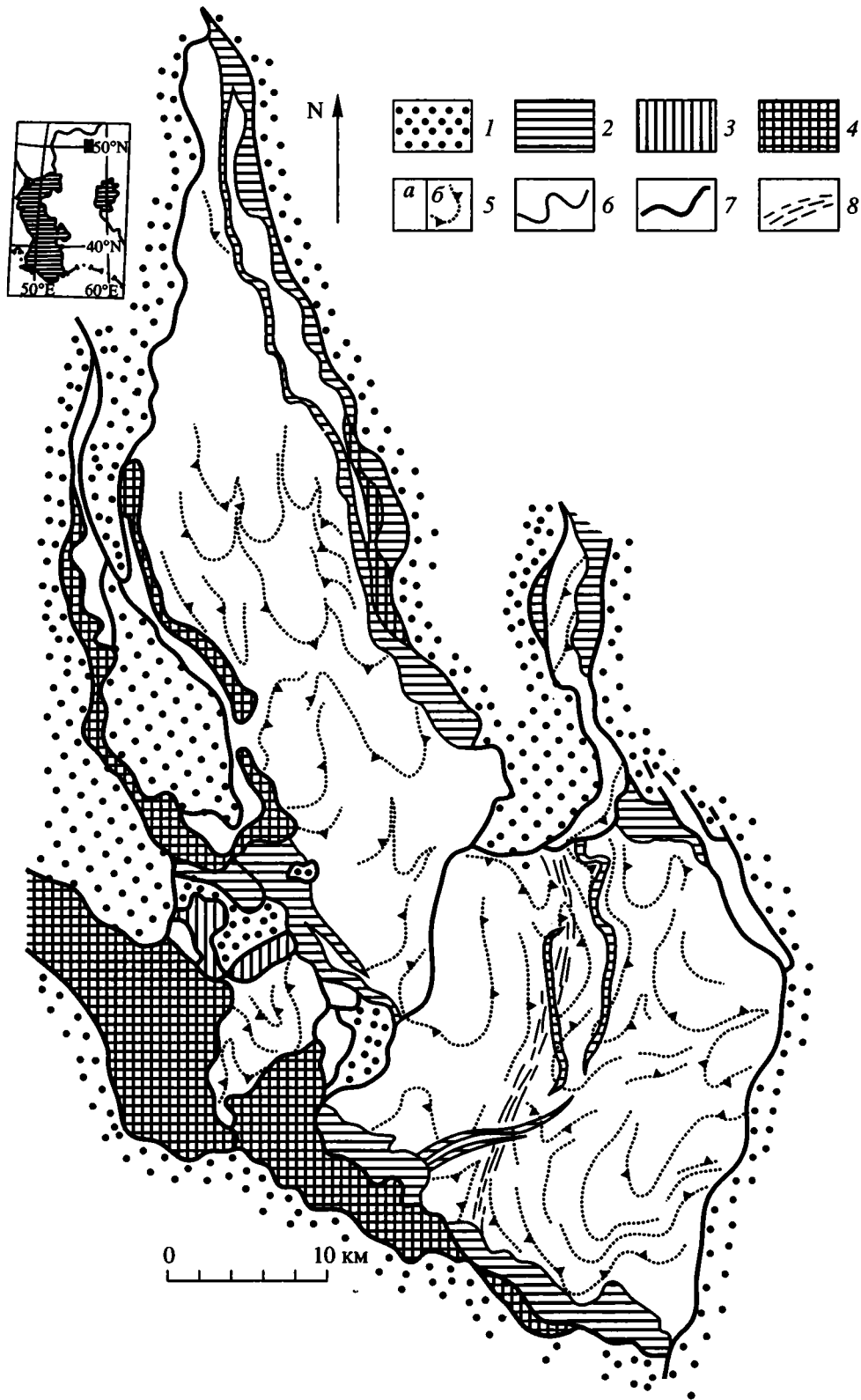


Рис. 3. Структурная схема Кемпирсайского офиолитового массива (Южный Урал).

1 – раннепалеозойские осадочно-вулканогенные толщи; 2 – пироксениты, габбро-нориты, роговообманковые (флогопитовые) габбро и габбро-амфиболиты; 3 – диабазы и габбро-диабазы параллельных даек; 4 – оливковые габбро; 5а – реститовые перидотиты, 5б – залегание полосчатости реститовых перидотитов; 6 – интрузивные границы; 7 – тектонические границы; 8 – зоны высокотемпературных ультрабазитовых бластомилонитов.

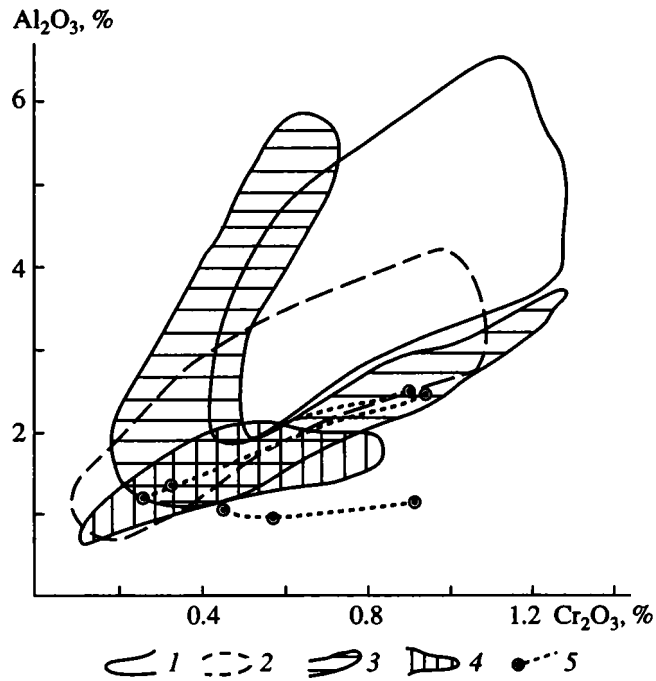


Рис. 4. Диаграмма отношений  $Al_2O_3/Cr_2O_3$  в диопсидах и энстатитах реститовых ультрабазитов в массивах: 1 – Кракинском, 2 – Войкаро-Сыньинском, 3 – Кемпирсайском, 4 – Ипякском; 5 – примеры вариаций составов сосуществующих минералов в едином образце (Кемпирсайский массив).

Оценки температур синдеформационных минеральных равновесий в гарцбургитах близки таковым для лерцолитовых разрезов – около  $1050^\circ C$  для ранних поколений минералов и  $800 - 950^\circ C$  для необластов. В метаморфогенных пироксенитах они составляют  $800 - 950^\circ C$ , а в магматических оливиновых вебстеритах –  $1150^\circ$ . Менее определены оценки общего давления для равновесных парагенезисов шпинелевых перидотитов. С учетом реальных составов равновесных фаз и температурных оценок, давление могло быть ограничено интервалом  $20 > P > 7$  кбар; появление оливин-плаггиоклазовых жил на заключительных этапах пластических деформаций гарцбургитов свидетельствует о том, что общее давление было ниже 5 кбар [12].

Результаты петроструктурного анализа ультрабазитов уральских офиолитов [1, 15] и многих других массивов [17, 19, 30] показали, что пластическое течение вещества при субсолидусных температурах осуществлялось путем внутрикристаллического скольжения дислокаций при вспомогательной роли межзернового скольжения и рекристаллизации. Роль диффузии вещества повышалась в этом процессе при появлении флюида. С учетом данных об активных системах скольжения в оливине и энстатите, о температуре

и давлении нагрузки, скорость деформации ориентировочно оценивается от  $10^{-8}$  до  $10^{-13}$  сек $^{-1}$ . Расчетные величины сдвигового напряжения, связывающие размеры необласт и температуру их образования [30], составляют, в среднем, для лерцолитовых массивов Урала 300 - 400 бар, для гарцбургитовых – 260 - 420 бар. Эти значения согласуются с теми, что приведены для перидотитов массивов Семайл – 250 - 370 бар и Новая Каледония – 275 - 550 бар [30].

#### ЛОКАЛЬНАЯ РЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ

Сложная история мантийного метаморфизма устанавливается на Кемпирсайском массиве (Южный Урал), разрез которого сложен в его юго-восточной части лерцолитами, гарцбургитами и дунитами, а в западной – гарцбургитами и дунитами ([11, 14], рис. 3). Породы западной части массива формировались ближе к первичному контакту с плутоническими габброидами, нежели породы его восточной части, и представляют относительно высокие уровни мантийного разреза. Структуры реститов в этих частях массива различаются: для субсолидусных деформаций юго-восточной части массива характерно присутствие трубочатых и каплевидных мегаструктур.

Переход между структурно различными частями массива происходит через многочисленные зоны высокотемпературных бластомилонитов с размером зерен оливина и энстатита от 0.005 - 0.03 до 0.5 - 1.0 мм. Общая веретенчато-петельчатая структура перидотитов определяется обтеканием относительно крупнозернистых участков криптозернистой массой. С учетом установленных температур равновесий и размеров необласт, величина сдвиговых напряжений оценивается в 700 бар, что с большей вероятностью указывает на высокую скорость деформации относительно скорости пластического течения ультрабазитов. Петроструктурные исследования Е.А. Денисовой (устное сообщение) показали, что в области перехода ультрабазиты с ясно выраженными ориентированными макро- и микроструктурами имеют размытые оптические ориентировки минералов. Этот эффект может быть вызван либо отжигом [31], либо неустойчивостью условий деформаций (поля напряжений). Последняя причина представляется более вероятной.

Состав мантийных реститов, приведенных в соприкосновение по зонам бластомилонитов, имеет различные величины  $Al/Cr$  в энстатитах и диопсидах. Поскольку эмпирически устанавливается, что  $Al/Cr$  равное 7 характеризует подконтинентальную мантию,  $Al/Cr$  равное 5 – океаническую, а равное 3 – активных окраин [13, 16], можно предполагать, что здесь “спаяны” воедино два различных мантийных домена (рис. 4). Пространственно



ориентированный единый тренд синдеформационного изменения составов реститов охватывает уже объединившиеся массы.

### ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ РЕСТИТА И РАСПЛАВА

В Кемпирсайском массиве установлены относительно поздние высокотемпературные преобразования ультрабазитов, наложенные на изменения состава и связанные с процессом реститования [14]. В разных частях разреза реститов наблюдается необычайно резкая зональность хромшпинелидов: высокоглиноземистые каймы вокруг высокохромистого ядра. Пространственно эти породы связаны с полями развития пироксенит-габбровых жил и даек, жил амфиболовых габбро, переходящих в габбро-амфиболиты. В ультрабазитах, пронизанных габброидными жилами, спорадически встречаются паргасит и флогопит, иногда образующие шпирсы совместно с высокомагнезиальным энстатитом. Анализ минеральных парагенезисов ультрабазитов, содержащих зональные хромшпинелиды, геологическая позиция и химический состав секущих габброидных жил позволили интерпретировать появление зональных хромшпинелидов как результат воздействия остывающего рестита с просачивающейся базальтоидной магмой. Появление глиноземистых шпинелей вместо плагиоклаза было результатом участия водного флюида в этом процессе, что подтверждается высокотемпературной амфиболитизацией [14].

Таким образом, в истории реститов Кемпирсайского массива устанавливаются метаморфические процессы, происходившие при: 1 – совмещении двух мантийных доменов (возможно, литосферной и астеносферной мантии); 2 – частичном плавлении, сопровождавшем спрединг коры океанического типа; 3 – мантийном метасоматозе, т.е. взаимодействии рестита и просачивающейся сквозь него магмы. Характеристики расплава, фиксированные в составах габбро-пироксенитовых жил, с большой долей вероятности указывают на зарождение его в области скупивания океанической коры. Совмещение вещественных характеристик, типичных для областей спрединга и скупивания, означает, что фрагмент мантии, вовлеченный в частичное плавление в области спрединга, был “вморожен” в основание океанической литосферы и мигрировал в область скупивания, где оказался над более глубокой зоной плавления и подвергся метасоматозу. При этом реститы реагировали на деформации уже как твердое тело.

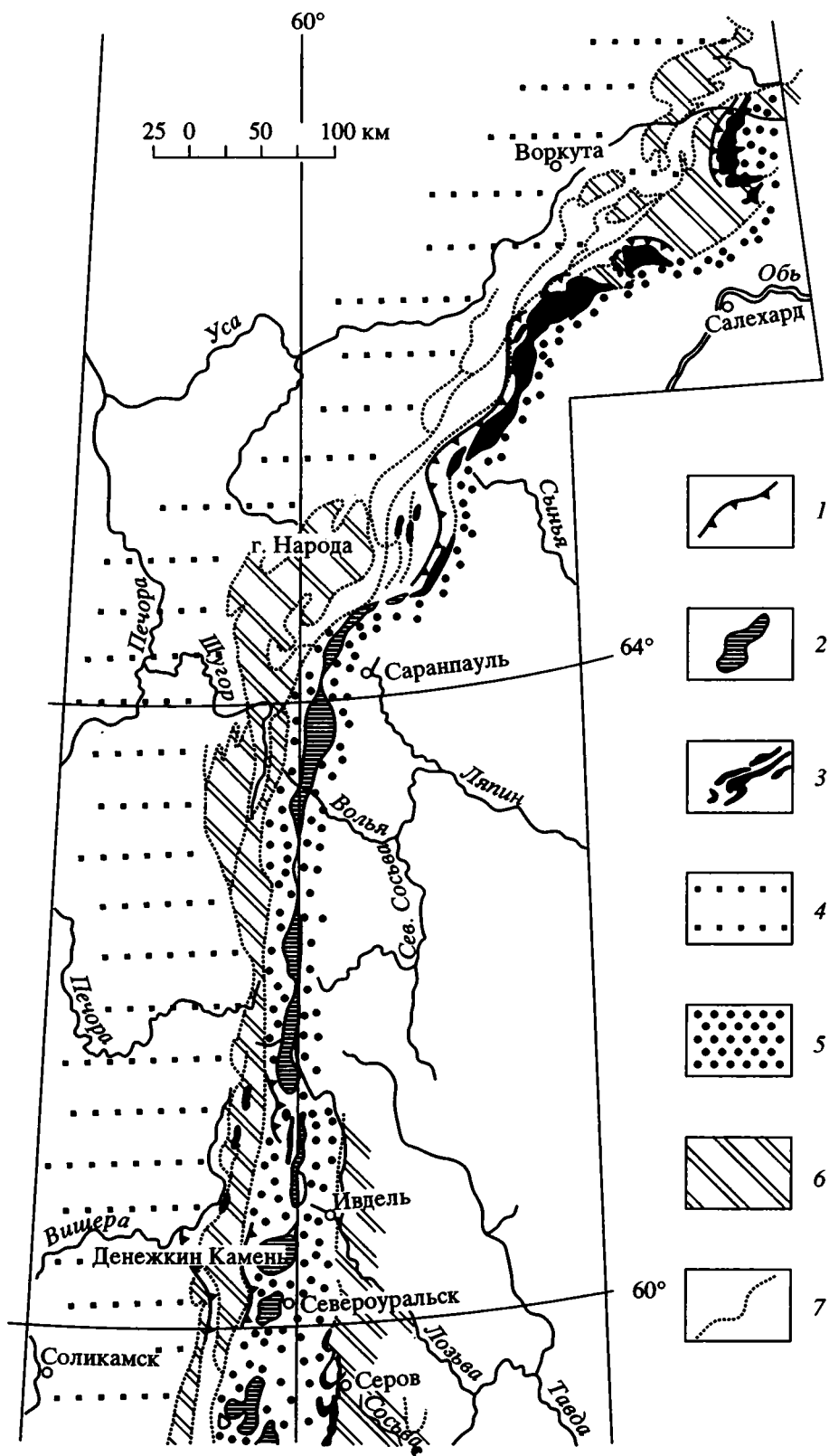
\*\*\*

Метаморфизм/метасоматоз на границе реститовых и плутонических габброидных комплексов многократно рассматривался в уральских офиолитах преимущественно в петрографических аспектах. Тектонический режим этой области в значительной мере определяет протекание метаморфических процессов: масштаб импрегнации, степень и стиль деформаций. На примерах Ипякского массива на Малом Кавказе, Войкаро-Сыньинского на Полярном Урале показано, что граничная поверхность гарцбургит-габбро формируется в режиме сдвиговых деформаций [34]. Рисунки перидотитовых “отщепов” в габбро и синдеформационных габбровых жил в рестите ясно указывают на это. Фельдшпатизация и пироксенитизация гарцбургитов и дунитов здесь развиты очень широко; импренированные плагиоклазом реститы будинируются и вновь рассекаются магматическими породами.

### КОРОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Тектоническая позиция и петрология амфиболитов, эклогитов и голубых сланцев, ассоциирующих с офиолитами, обсуждалась в огромном числе работ [2 - 5, 7, 27, 28]. Метаморфиты слагают локальные линейные зоны, расположенные в подошве офиолитовых аллохтонов (рис. 5), и нередко обнаруживают зональное строение: гранатовые амфиболиты, иногда с реликтами эклогитов, —> гранат-цоизитовые амфиболиты —> глаукофановые сланцы —> лавсонит-хлоритовые сланцы. Обстановка образования пород связывается обычно с перемещением офиолитовых масс в зонах субдукции или обдукции, при коллизии. Как показывают последние исследования, эти метаморфиты представляют собой во многих случаях продукты полиметаморфизма [27, 28].

**Амфиболиты.** Гранатовые, цоизитовые амфиболиты Кемпирсайского и Войкаро-Сыньинского массивов развиваются как по плутоническим расчлененным оливиновым габбро, габбро-норитам, так и по гипабиссальным габбро-диабазам, диабазам. Петрографические и микроструктурные наблюдения дают важную информацию об условиях формирования этих пород. Например, среди разнообразных структур амфиболитов выделяются две большие группы: коронитовые и сланцеватые (бластомилонитовые, гнейсовидные). Они описаны и во многих других массивах, в частности, в массиве Волтри, Лигурийские Альпы [27], как пример отражения принципиально разных условий деформации (величины сдвигового напряжения) (strain): коронитовые (гранат + + клинопироксен или шпинель + амфибол) структуры образуются при низком напряжении, с локальной диффузией элементов, а гнейсовидные



**Рис. 5 (верхняя часть).** Схема размещения в вариссийской структуре Урала ультрабазит-базитовых массивов.

1 – зоны глаукофансланцевого метаморфизма; 2 – 3 – ультрабазит-базитовые массивы: дифференцированные Платиноносного пояса (2) и офиолитовые (3); 4 – 6 – структурно-формационные комплексы обрамления: чехла Восточно-Европейской платформы (4), зеленокаменных поясов (5), докембрия в выступах на окраине платформы и в срединных массивах (6); 7 – границы структурно-формационных комплексов.

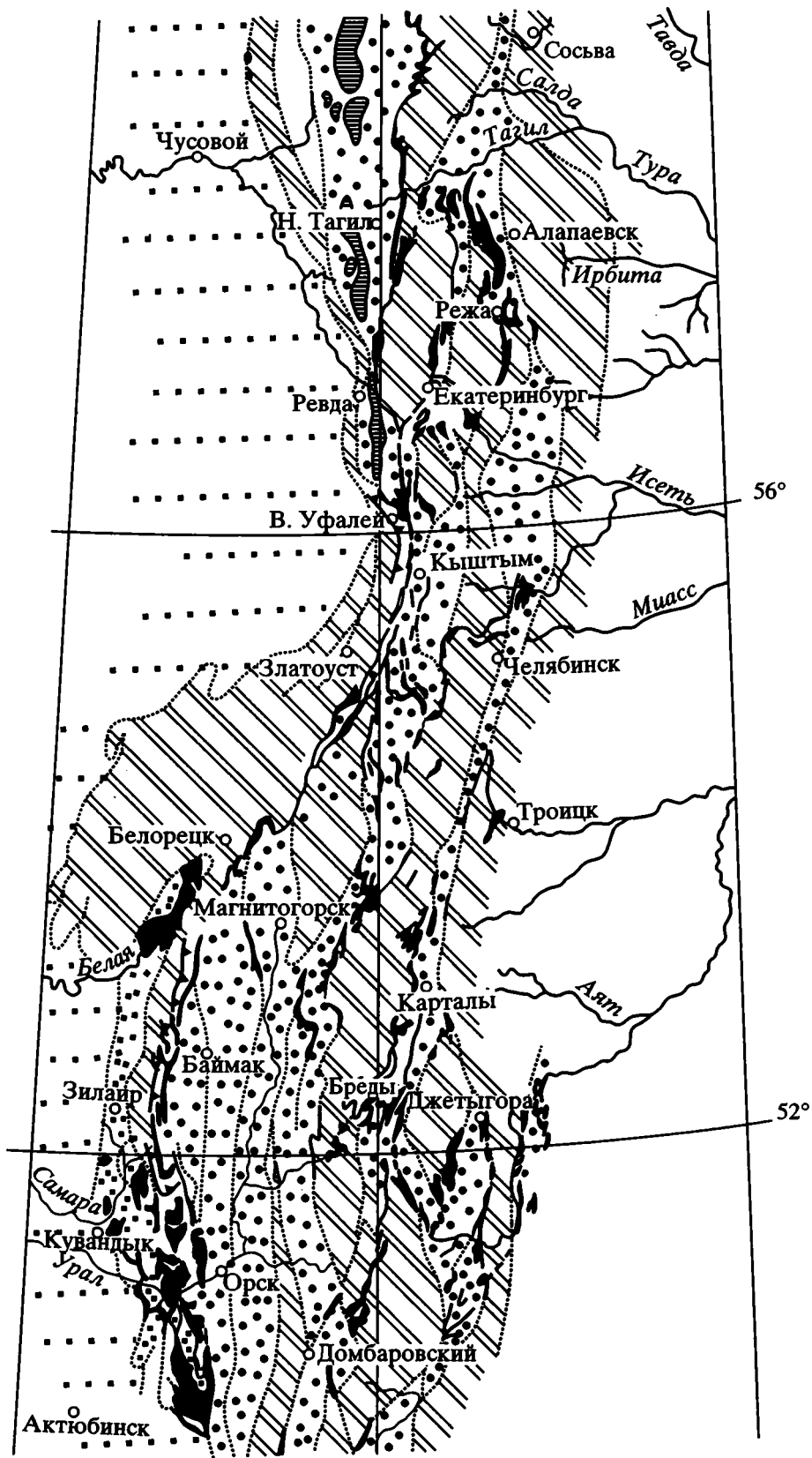


Рис. 5 (нижняя часть).

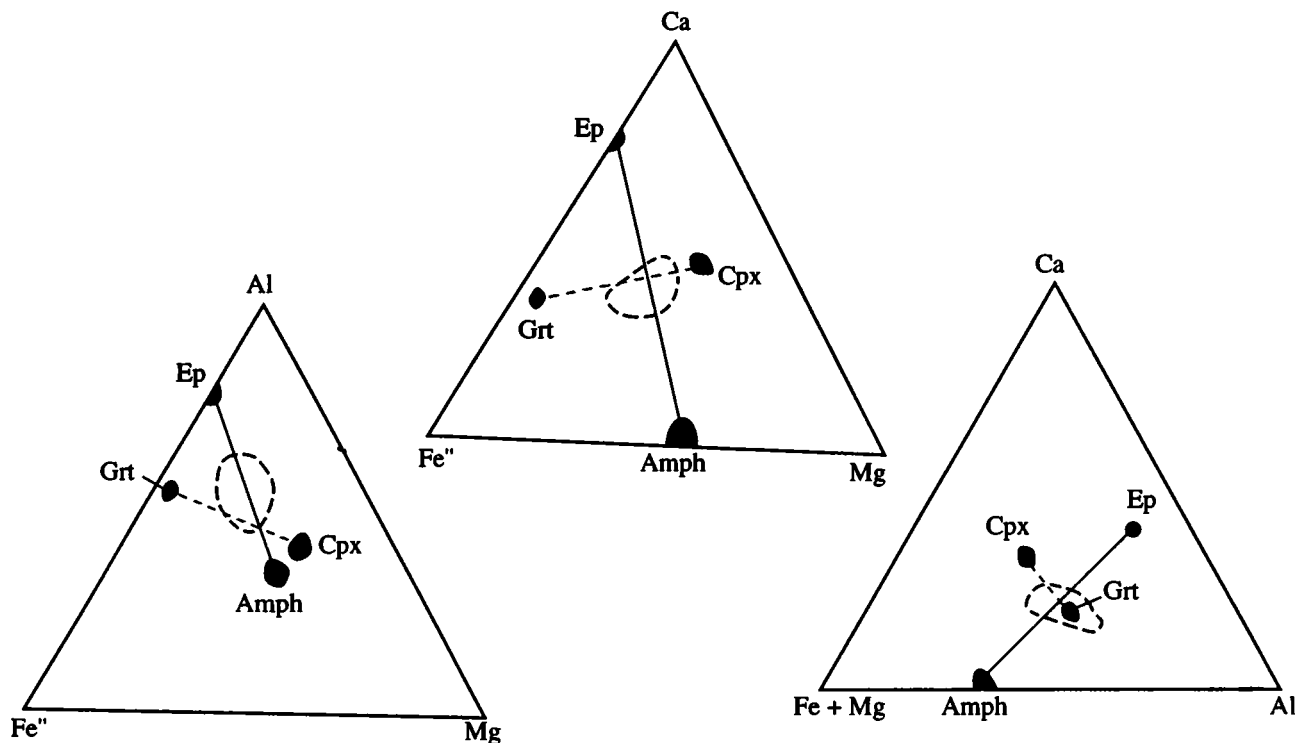


Рис. 6. Соотношение гранат-омфацитового (коннода показана пунктиром) и эпидот-глаукофанового (коннода показана сплошной линией) парагенезисов для голубых сланцев Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал).

Amph – глаукофан, Cpx – омфациит; Ep – эпидот; Grt – гранат (альмандин). Поле оконтуренное точками – валовый состав голубых сланцев.

сланцеватые – в ходе пластического течения и рекристаллизации при высоком сдвиговом напряжении, которое обуславливало значительно большую химическую подвижность компонентов. Поскольку столь различные структуры нередко наблюдаются вместе в небольших объемах породы, можно полагать, что условия деформаций/метаморфизма варьировали в пространстве и времени и метаморфические равновесия достигались в ограниченном пространстве, что затрудняет определение хронологии равновесных парагенезисов. Эти аспекты метаморфизма были детально рассмотрены П. Мессигой и М. Скамбеллури [28], на примере ретроградного метаморфизма базитов массива Волтри, с оценкой условий равновесия амфиболитовых парагенезисов:  $T = 550 - 600^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 8 - 6.5$  кбар.

Анализ минеральных парагенезисов габбро-амфиболитов Кемпирсайского массива показал [5, 10], что метаморфизм габброидов в его западных разрезах проходил при температурах не выше  $800^{\circ}\text{C}$  с формированием шпинель-амфиболовых ассоциаций, а в восточных – при температурах  $820 - 900^{\circ}\text{C}$ , что отражено смещением равновесия  $\text{Amph} + \text{Spl} \rightleftharpoons \text{Grt} + \text{Pl}$  вправо и развитием главным образом гранат-(клинопиро-

ксен)-плагноклаз-амфиболовых ассоциаций с пироповым гранатом. В разрезах Мамытского массива устойчивые плагноклаз-клинопироксен-амфибол-гранатовые ассоциации метабазитов образованы при еще более высоких температурах:  $960 - 990^{\circ}\text{C}$  [10]. Следы высокотемпературных преобразований во вмещающих ультраосновных, габброидных или вулканогенно-осадочных породах в массиве не наблюдались. Поэтому высокие температуры метаморфизма габброидов, соответствующие гранулитовой фации, по-видимому, следует связывать с остаточным теплом остывавших и деформировавшихся интрузивных тел габброидов.

Принимая во внимание высокие температуры метаморфизма, надо отметить в восточных разрезах преобладание амфибола, что отражает смещение равновесия  $\text{Amph} \rightleftharpoons \text{Grt} + \text{Cpx}$  влево. Такое смещение равновесия может объясняться высокой химической активностью воды, расширяющей поле устойчивости амфибола. Повышенная химическая активность воды вероятно способствовала и снижению эффективной вязкости пород, что подтверждается распространением структур интенсивного пластического течения в габбро-амфиболитах.

Ранние стадии амфиболитового метаморфизма на Войкаро-Сыньинском массиве протекали при  $T = 700 - 750^\circ\text{C}$ . Здесь также широко развиты более низкотемпературные цоизитовые, клиноцоизитовые амфиболиты. В этих двух и других уральских массивах среди амфиболитов присутствуют протолиты первичных оливиновых и дупироксеновых габбро. Это еще раз показывает, что метаморфизм имел ретроградный характер: он начинался при пластических деформациях еще горячих габбровых масс и продолжался при снижении температуры и давления.

**Глаукофановые сланцы.** Состав этих пород, условия их формирования служат предметом дискуссий в течение нескольких десятилетий и наиболее часто этот тип метаморфизма связывается с высокобарическими условиями в зонах субдукции или с коллизионными процессами [1, 7, 19, 38].

Геологические и петрографические наблюдения во многих офиолитовых поясах показывают, что глаукофановый метаморфизм наложен на гранатовые амфиболиты, габбро, диабазы и вулканы, ассоциированные с углеродисто-кремнистыми толщами (фтанитами). Например, на Урале зоны голубых сланцев пересекают литологические границы метагаббро и метадиабазов, амфиболитов и вулканогенно-осадочных толщ и прослеживаются среди переслаивающихся фтанитов и вулкаников в подошве аллохтона (массивы Войкаро-Сыньинский, Райиз, Сьум-Кеу). Наиболее чисто альмандин-омфацитовый (эклогитовый) парагенезис замещается эпидот-глаукофановым, что объяснимо соотношениями состав-парагенезис (рис. 6) и хорошо проявляется структурно-петрографически: изометричные реликтовые зерна гранатов и клинопироксенов обтекаются и рассекаются гранонематобластовыми эпидот-глаукофановыми агрегатами. Полный ряд минеральных ассоциаций голубых сланцев на Полярном Урале представлен составами: омфацит + глаукофан ± эпидот, глаукофан ± фенгит ± альбит, глаукофан ± лавсонит ± эпидот. Эти ассоциации замещаются зеленосланцевыми парагенезисами альбит-актинолитового, альбит-хлоритового состава [12, 13].

Геотектонические и петрологические аспекты генезиса голубых сланцев принято ограничивать проблемой высоких давлений и низких температур [2, 3, 24, 27]. В некоторых проявлениях голубых сланцев действительно есть убедительные признаки высоких давлений. Например, в Калифорнии описаны глаукофановые сланцы ("high-grade blueschists"), переслаивающиеся с эклогитами [21]; в ассоциации с глаукофановыми сланцами встречены коэзит-содержащие породы [2]. Для объяснения высоких давлений привлекались гипотезы сверхдавлений (тектонических или

флюидных) и глубокого погружения в зонах субдукции. Последняя гипотеза неизбежно подразумевает и некий закалочный механизм быстрого выведения ("эксгумации") метаморфизованных тел [2, 24].

Тем не менее глаукофансланцевый метаморфизм, будучи приурочен к подошве офиолитовых аллохтонов, часто проявлен локально на фоне синхронных зеленосланцевых – эпидот-амфиболитовых преобразований. Эти наблюдения не согласуются как с представлениями о сверхдавлениях, так и с моделями погружения – "эксгумации". Экспериментальные работы Г.Г. Лихойдова и Л.П. Плюсниной [8, 9, 25] показали, что поле стабильности щелочных амфиболов глаукофан-рибекитового ряда ограничено не столько давлением, сколько узким интервалом отношения активностей натрия и протона ( $\alpha\text{Na}^+/\alpha\text{H}^+$ ) в низкотемпературных восстановительных условиях.

Таким образом, с учетом геологических и экспериментальных данных, мы должны обсудить вопрос, какие геотектонические обстановки закономерно обеспечивали специфические физико-химические условия (флюидный режим) в подошве офиолитовых аллохтонов.

Представляется важным, что во многих случаях (например, Полярный Урал) в метаморфизм вовлечены пиллоу-базальты, ассоциирующие с глубоководными осадками – углеродистыми и марганцовистыми метасилициатами (фтанитами и гандитами). Можно предположить, что вовлечение вулканогенно-осадочных толщ, насыщенных морской водой, в область эндогенной гидротермальной переработки обеспечивало один и тот же флюидный режим, необходимый для образования щелочных пироксенов и амфиболов, а также лавсонита.

Такие условия могли реализовываться в ходе коллизии активной окраины тихоокеанского типа. С этим согласуется пятнистая локализация голубых сланцев, отмеченная во многих массивах.

Конформно зонам глаукофановых сланцев, внутри ультраосновных массивов, прослеживаются зоны ультраосновных метаморфитов оливин-антигоритового, тальк-оливинового, амфибол-оливинового составов (рис. 5Б). Они развиты во всех массивах, где известны голубые сланцы: Урал, Алтай и Саяны, Западные и Лигурийские Альпы, Ньюфаундленд, Западная окраина Тихого океана и присутствуют как в разрезах гарцбургитового (Войкар), так и лерцолитового (Ланцо) типов.

Большую часть объема ультраосновных метаморфитов слагают массивные оливин-антигоритовые породы, тяготеющие к висячему боку зон, тогда как в их лежащем боку развиты оливин-антигоритовые сланцы [12]. Специфическая

черта оливин-антигоритовых пород – существование спайности (кливажа) в оливине по плоскостям (010) и (100), которая появляется даже в прожилках оливин-антигоритовых пород среди гарцбургитов. Фронт сетчатых и субпараллельных жил (1 - 2 см мощностью) оливин-антигоритового состава в массивных гарцбургитах – типичная картина замещения этих пород, характеризующая динамические условия начальных стадий метаморфизма. При дальнейшем его развитии возрастает сдвиговая составляющая деформации.

Ультраосновные метаморфиты наследуют химический состав замещаемых гарцбургитов с сохранением отношения  $RO/SiO_2 = 1.7$  и  $f = 9.5 - 10.0$ , где  $RO = MgO + FeO + MnO + CaO$ , а  $f = 100 Fe/(Mg + Fe)$ . Ранняя метаморфическая ассоциация магнезио-куммингтонит + оливин образует венчиковые структуры вокруг энстатита. На них нарастают тальковые, а затем антигоритовые каймы. Энстатит неустойчив и исчезает полностью при образовании тальк-оливиновых и оливин-антигоритовых парагенезисов. В последнем случае появляются тонкие призмы диопсида и магнетит + глиноземистые хлориты в каймах вокруг хромшпинелидов.

Температуры минеральных равновесий в ультраосновных метаморфитах: оливин + магнезио-куммингтонит (700 - 650°C) → оливин + тальк (600°C) → оливин + антигорит ± диопсид (450 - 500°C) и близки таковым в метаморфитах из подошвы офиолитовых аллохтонов [12]. Реакции протекают в восстановительных условиях аналогично условиям глаукофан-сланцевого метаморфизма.

Существование пространственной связи этих специфических метаультрабазитов с метабазами глаукофановой фации метаморфизма, сходные условия температур, общего давления и участие сдвиговых напряжений при их образовании, а также конформность слагаемых ими зон, возможно, являются результатом синхронного формирования голубых и оливин-антигоритовых сланцев.

Следует отметить, что только в ассоциации с оливин-антигоритовыми породами и глаукофановыми сланцами в основании реститовых ультрабазитов прослеживаются ультраосновные бластомилониты, как правило, с паргаситом. Напряжения здесь особенно велики – 100 - 200 МПа, а температуры – 800 - 950°C.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные свидетельства взаимосвязанных деформаций и трансформаций мантийного вещества, находящегося в разуплотненном состоянии, присущи лерцолитовым и гарцбургито-

вым разрезам. Различия в составе метаморфических реститов связываются с разной степенью плавления вещества, которая зависит от температуры, глубины и флюидного режима. В то же время показано последовательное изменение состава реститов по разрезу. Возникает вопрос: почему участки, удаленные от контакта, испытали меньшую степень частичного плавления? Фации глубинности практически одни и те же, перепад температур маловероятен, или, во всяком случае, требует специального объяснения. Возможная причина появления этой неоднородности обусловлена увеличением меры отделения базальтоидного расплава на границе с формирующейся магматической камерой, поскольку граничные области – это области декомпрессии, где, вероятно, происходило вымывание расплавом Si, Al, Ca, подобно процессу формирования дунитовых жил в гарцбургитах. С этой точки зрения становится более ясной пространственная приуроченность существенно гарцбургитовых разрезов к активным океаническим окраинам – областям с повышенной мобильностью и высокими градиентами поля деформаций. Такие же характеристики присущи сегментам земной коры с продолжительным периодом океанической стадии развития [6].

По мере остывания рестита массовые пластические деформации сменялись хрупкими – перидотиты “вмораживались” в литосферу и метаморфические процессы в них приобретали иной характер. На этом этапе фиксируется взаимодействие рестита с базальтоидным расплавом и рекристаллизация рестита с участием водного флюида вдоль зон с высоким сдвиговым напряжением.

Метаморфиты амфиболитовой, глаукофан-сланцевой фаций, образованные по плутоническим базитам и оливин-антигоритовые породы по ультрабазитам в рассмотренных примерах характеризуются только регрессивным ходом многостадийного минералообразования. Ретроградная направленность процессов метаморфизма прямо отражает перемещение офиолитовых масс в верхние горизонты коры, а приуроченность метаморфитов к подошве офиолитовых аллохтонов или к зонам внутреннего проскальзывания тектонических пластин (оливин-антигоритовые породы) позволяют связывать этот метаморфизм с обдукцией офиолитов. Обдукция проходила в коллизионных обстановках с характерной сдвиговой кинематикой.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (Проект 93-05-8934).



## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Денисова Е.А. Строение и деформационная структура офиолитовых массивов с лерцолитовым типом разреза // Геотектоника. 1990. № 2. С. 14 - 27.
2. Добрецов Н.Л. Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1989. 236 с.
3. Добрецов Н.Л., Молдаваницев Ю.Е., Казак А.П. и др. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. 219 с.
4. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. О природе габброидов Кемпирсайского гипербазитового массива // Сов. геология. 1974. № 5. С. 55 - 66.
5. Ефимов А.А., Царицын Е.П. Образование пироповых амфиболитов по оливиновым габброидам в контактовой зоне Кемпирсайского гипербазитового массива // Геология мафических комплексов Урала. Свердловск: Изд-во Свердловского горного ин-та, 1975. Вып. 116. С. 26 - 35.
6. Книппер А.Л., Савельева Г.Н. Латеральная неоднородность верхней мантии Тетиса в связи с историей его развития // Твердая кора океанов. М.: Наука, 1987. С. 168 - 181.
7. Ленных В.И. Эклогит-глаукофансланцевый пояс Южного Урала. М.: Наука, 1977. 160 с.
8. Лихойдов Г.Г., Плюснина Л.П. Экспериментальное изучение нижнего предела устойчивости магнезиального глаукофана // Геохимия. 1988. № 7. С. 973 - 979.
9. Лихойдов Г.Г., Плюснина Л.П. Экспериментальное изучение глаукофана в присутствии граната и клинопироксена // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 7. 1989. С. 68 - 76.
10. Перцев А.Н., Савельев А.А. Габбро-амфиболиты в подошве офиолитов Кемпирсайского массива на Южном Урале: петрологические и тектонические аспекты формирования // Геотектоника. 1994. № 3. С. 21 - 35.
11. Савельев А.А., Савельева Г.Н. Офиолиты Кемпирсайского массива: основные черты структурно-вещественной эволюции // Геотектоника. 1991. № 6. С. 59 - 75.
12. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
13. Савельева Г.Н. Неоднородность верхней мантии в составах ультрабазитов офиолитов континентов и океанов // Твердая кора океанов. М.: Наука, 1987. С. 19 - 27.
14. Савельева Г.Н., Перцев А.Н. Мантийные комплексы в офиолитах Южного Урала (Кемпирсайский массив). Петрология. 1995. № 2 (в печати).
15. Щербаков С.А. Пластические деформации ультрабазитов в гарцбургитовых массивах Урала. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1986. 24 с.
16. Bonatti E., Michael P.J. Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones // Earth and Planet. Sci. Lett. 1989. V. 91. P. 297 - 311.
17. Boudier F., Coleman R. Cross Section through the peridotite in the Samail Ophiolite, Southeastern Oman Mountains. Jour. Geophys. Res. 1981. V. 86. № B4. P. 2573 - 2592.
18. Boudier F., Nicolas A. Stress and strain estimates in Lanzo peridotite massif (Western Alps) // Orogenic mafic and ultramafic association. Paris, 1980. P. 221 - 228.
19. Boudier F., Nicolas A. Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985/86. V. 76. № 1/2. P. 84 - 92.
20. Carter N.L., Raleigh C.B. Principal stress direction from plastic flow in crystals // Geol. Soc. Am. Bull. 1969. V. 88. P. 1231 - 1264.
21. Coleman R.G., Lanphere M.A., 1971, Distribution and age of high-grade blueschists, associated eclogites and amphibolites from Oregon and California // Geological Society of America Bull. V. 82. P. 2397 - 2412.
22. Dick H.J.B. Partial melting in the Josephine peridotite. 1. The effect on mineral composition and its consequence for geobarometry and geothermometry // Amer. Journ. Sci. 1977. V. 277. P. 801 - 832.
23. Evans C.A. Magmatic "metasomatism" in peridotites from the Zambales ophiolite // Geology. 1985. V. 13. P. 166 - 169.
24. Ernst W.G. Californian blueschists, subduction, and the significance of the tectonostratigraphic terranes // Geology. 1984. V. 12. P. 436 - 440.
25. Likhoidov G.G. Plyusnina L.P. Fluid regime of glaukophane metamorphism. Water-Rock Interaction. Kharaka & Maest (edd). 1992. Balkema, Rotterdam. P. 1519 - 1522.
26. Menzies M., Allen C. Plagioclase lherzolites - residual mantle relationships within the two Eastern Mediterranean ophiolites // Contributions in Miner. and Petrol. 1974. V. 42. P. 197 - 213.
27. Messiga B. Alpine metamorphic evolution of Ligurian Alps (North-West Italy): chemography and petrological constraints inferred from metamorphic climax assemblages // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. V. 95. P. 269 - 277.
28. Messiga B., Scrambelluri M. Retrograde P-T-t path for the Voltri Massif eclogites (Ligurian Alps. Italy): some tectonic implications // J. Metamorphic Geol. 1991. V. 9. P. 93 - 109.
29. Nicolas A. Stress estimates from structural studies in some mantle peridotites. Royal Soc. London Philos. Trans. 1978. V. 288. P. 49 - 57.
30. Nicolas A. Structure of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere // Ser. Petrol. and Struct. Geol. 1989. V. 4. Kluwer Ac. P. 367.
31. Ozawa K. Relationships between tectonite and cumulate in ophiolites: the Miyamori ultramafic complex. Kitakami Mountains, northeast Japan // Litos, 1983. V. 16. P. 1 - 16.
32. Piccardo G.B., Rampone E., Vannucci R. Upper mantle evolution during continental rifting and ocean formation: evidences from peridotite bodies of the western Alpine-northern Apennine system // Vol. Spec. Soc. Geol. Italiana. 1990. № 1. P. 323 - 333.

33. *Pognante U., Perotto A., Salino C., Toscani L.* The Ophiolitic Peridotites of the Western Alps: Record of Evolution of a Small Oceanic Type basin in the Mesozoic Tethys // *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 1986. V. 35. P. 47 - 65.
34. *Savelieva G.N., Saveliev A.A.* Relationship between peridotites and gabbroic sequences in the ophiolites of the Urals and Lesser Caucasus // *Ofioliti.* 1992. № 17 (P. 117 - 138).
35. *Takazawa E.* Geocemical evidence for melt migration and reaction in the upper mantle // *Letters to Nature* 1992. V. 359. P. 55 - 58.
34. *Savelieva G.N., Saveliev A.A.* Relationship between peridotites and gabbroic sequences in the ophiolites of the

*Рецензент: А.Л. Книпп*

## Metamorphism in the Ophiolite History

G. N. Savelieva, A. A. Saveliev, A. N. Pertsev

*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow*

The study is aimed to consider metamorphic assemblages formed initially in the ascending mantle diapir, then by deformations inside the oceanic lithosphere, and finally during the collision. Metamorphic alterations of the mantle asthenosphere level were formed: (a) by the subsolidus ductile flow and substance differentiation under the decreasing temperature (from 1150°C to 800°C) and pressure (down from 7 - 8 kbar); (b) as a result of local recrystallization under temperature 950 - 800°C in zones of a high cross gradient of deformation rates; (c) by metasomatic reactions of cooling restite with percolating basaltic magmas of deeper origin. Metamorphic gabbro and diabases of the amphibolite and glaucophane schist facies, and olivine-antigorite rocks after ultrabasic sites are products of the regressive polymetamorphism. They were formed under collision environments characterized by slip components.

## ПЛАСТИЧЕСКАЯ ДЕФОРМАЦИЯ И МЕТАМОРФИЗМ

© 1995 г. М. Г. Леонов, С. Ю. Колодяжный, А. Ю. Соловьев

*Геологический институт РАН, Москва*

Поступила в редакцию 01.12.93 г.

Обсуждается вопрос о роли пластической деформации в процессе метаморфизма. Приводятся материалы исследований ряда тектонических структур Южного Тянь-Шаня: Ганза-Чимтаргинского массива, Сугутского блока, Нуратау-Курганакской шовной зоны. Изученные объекты объединяет субгоризонтальное или субвертикальное плоскостное тектоническое (сдвиговое) течение горных пород, которое сопровождается структурно-вещественными преобразованиями. На основании структурно-вещественного парагенетического анализа получена информация о степени метаморфизма и интенсивности деформации. Изучение пространственного распределения метаморфизма и деформации на различных масштабных уровнях позволило выявить следующие особенности структурно-вещественных преобразований: неравномерность пространственного распределения и изохимический характер метаморфизма, неравновесность минеральных систем, отсутствие правильной вертикальной и латеральной метаморфической зональности, а также прямую корреляционную связь между интенсивностью пластической деформации и степенью метаморфизма. Обсуждаются возможные причины и факторы, обуславливающие перечисленные закономерности структурно-вещественных преобразований. Авторы приходят к выводу, что пластическая деформация может рассматриваться в качестве одного из энергетических факторов метаморфических преобразований.

Анализ факторов, контролирующих ход вещественных преобразований горных пород в процессе их эволюции, — одна из важнейших задач геологии. Наиболее дискуссионен здесь вопрос о роли в процессе метаморфизма пластической деформации. Однако чаще обсуждается вопрос не о значении пластического течения, а о роли одностороннего давления (стресса), влияние которого на вещественные преобразования горных пород в настоящее время очевидно: оно выражено в ускорении метаморфических реакций и понижении температуры кристаллизации, способствует зарождению центров кристаллизации, растворению и миграции вещества, изменению структуры метаморфических толщ и пр. Тем не менее по этому вопросу существует немало взаимоисключающих мнений и интерес к этой проблеме не ослабевает [4, 6, 7, 9, 11 - 23, 28, 29, 30, 32, 37 - 41 и мн. др.].

Изучение зон развития зеленосланцевого метаморфизма на Южном Тянь-Шане позволило предложить для обсуждения ряд вопросов о роли структурного фактора в процессе метаморфизма. Исследованы зоны субгоризонтального и субвертикального плоскостного тектонического течения Ганза-Чимтаргинского массива, Сугутского блока и Нуратау-Курганакской шовной зоны концентрированных деформаций. Перечисленные объекты не равнозначны по информативности, но дополняют один другой в наборе фактологического материала (рис. 1).

### ГАНЗА-ЧИМТАРГИНСКИЙ МАССИВ

Массив (см. рис. 1, I) соответствует центральному участку Зеравшано-Гиссарской тектонической зоны Южного Тянь-Шаня и представляет собой крупную (20 × 40 км) синформу с пологим днищем, образованную системой тектонических чешуй, клиньев и покровов с интенсивным внутренним структурным расслоением разреза и масштабным проявлением зеленосланцевого метаморфизма. Все тектонические элементы массива сложены палеозойскими отложениями, которые включают три литостратиграфических комплекса, составляющих первично единую последовательность напластования: нижний терригенно-вулканогенный метаморфизованный (ордовик (?)—нижний силур); средний карбонатный (верхний силур—средний девон); верхний кремнисто-терригенный (средний девон—нижний карбон (?)).

Общая картина и детали строения массива, описание позиции метаморфических толщ, структуры и геодинамических условий формирования содержатся в [2, 8, 15, 16, 24, 36, 41, 44]. Здесь мы рассмотрим лишь главные особенности структурно-вещественных преобразований в породах нижнего литостратиграфического комплекса.

На основании структурно-вещественного парагенетического анализа вслед за [41] нами выделены три ступени преобразования горных пород. В основу анализа положены следующие

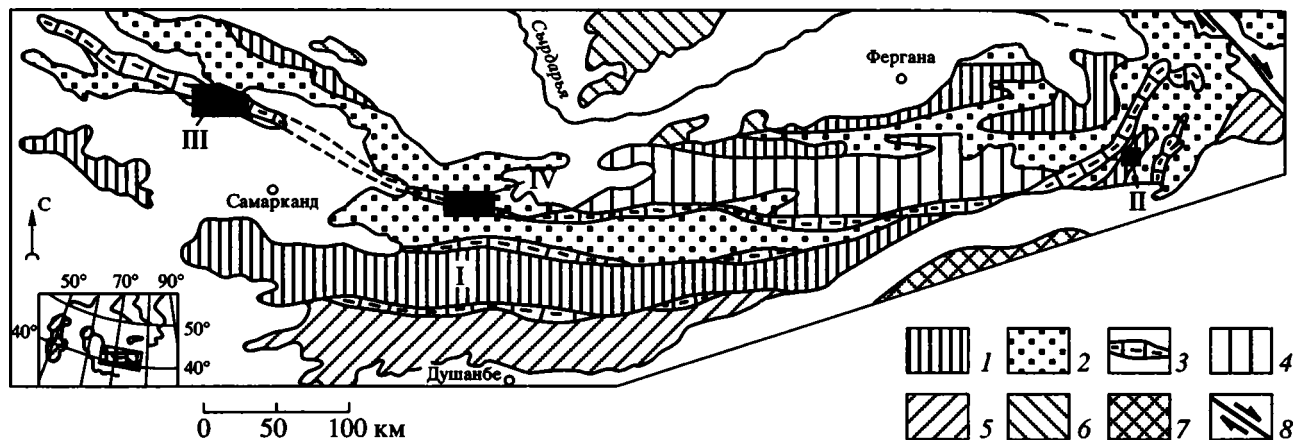


Рис. 1. Схема основных тектонических элементов Южного Тянь-Шаня.

1 – океанические вулканические поднятия; 2 – глубоководные прогибы и склоны вулканических поднятий; 3, 4 – выходы: 3 – рифогенных известняков, 4 – пород миогеосинклинального типа; 5 – Таримский и Южно-Гиссарский массивы; 6 – образования Срединного Тянь-Шаня; 7 – структуры Памира; 8 – Талассо-Ферганский сдвиг. I – IV – объекты исследований: I – Ганза-Чимтаргинский массив, II – Сугутский блок, III, IV – Нуратау-Курганакская шовная зона: III – Нуратинский и IV – Курганакский сегменты.

критерии: 1 – качественная оценка величины деформации (интенсивность будинажа и других проявлений тектонической деформации, степень удлиненности минеральных зерен и включений, степень расланцевания и делимости, степень упорядоченности линейных элементов); 2 – минеральные метаморфические парагенезисы; 3 – процентное соотношение первичных и метаморфических минералов; 4 – степень метаморфической дифференциации; 5 – степень преобразования первичных структур и текстур и замены их метаморфическими структурами и текстурами.

Выделенные ступени структурно-вещественной переработки в значительной мере условны, но они являются реальным отражением неравномерности вторичных преобразований и взаимосвязанности деформационного и метаморфического факторов. Характеристика структурно-вещественных преобразований, свойственных выделенным ступеням, приведена в цитированных выше работах.

Картирование выделенных ступеней и анализ ранее опубликованных данных [15, 16, 36, 41, 44] позволили выявить следующие закономерности проявления структурно-метаморфических процессов. Степень вторичных вещественных преобразований варьирует в широких пределах. Выделенные типоморфные метаморфические парагенезисы [36] свидетельствуют, что степень вторичных изменений меняется от места к месту от начального катагенеза до высокотемпературных ступеней зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций и до высокотемпературных серий глаукофан-зеленосланцевой фации. Неравномерность вещественных преобразований имеет и количественное выражение: в условном

объеме может быть различное (от 0 до 100%) содержание минералов метаморфического генезиса. Распределение в пространстве пород различных фаций (субфаций) метаморфизма и зон с различным процентным соотношением первичных и метаморфических минералов не подчинено какой-либо латеральной или вертикальной метаморфической зональности. Установлена прямая коррелятивная связь между интенсивностью вещественных изменений и интенсивностью пластической деформации. При этом зоны интенсивного структурно-вещественного преобразования перемежаются с зонами менее интенсивных преобразований. Первые образуют полосы мощностью от первых десятков до нескольких сотен метров, вытянутые в соответствии с общим структурным планом в субширотном направлении. Зоны менее измененных пород также имеют различную ширину и протяженность. Переходы между зонами бывают резкими и четкими и осуществляются на расстоянии нескольких десятков сантиметров, но могут быть постепенными с прогрессивным нарастанием степени переработки на расстоянии в несколько десятков метров.

По латерали отдельные зоны как повышенной, так и минимальной степени метаморфической переработки прослеживаются на многие километры. Зоны максимальных преобразований ветвятся, расходятся, снова сливаются одна с другой, образуя сложный незакономерный ленточно-петельчатый рисунок, отражающий неравномерность структурно-вещественных преобразований. Сливаясь, зоны максимального перерождения ограничивают в пространстве участки менее измененных пород, которые имеют в целом

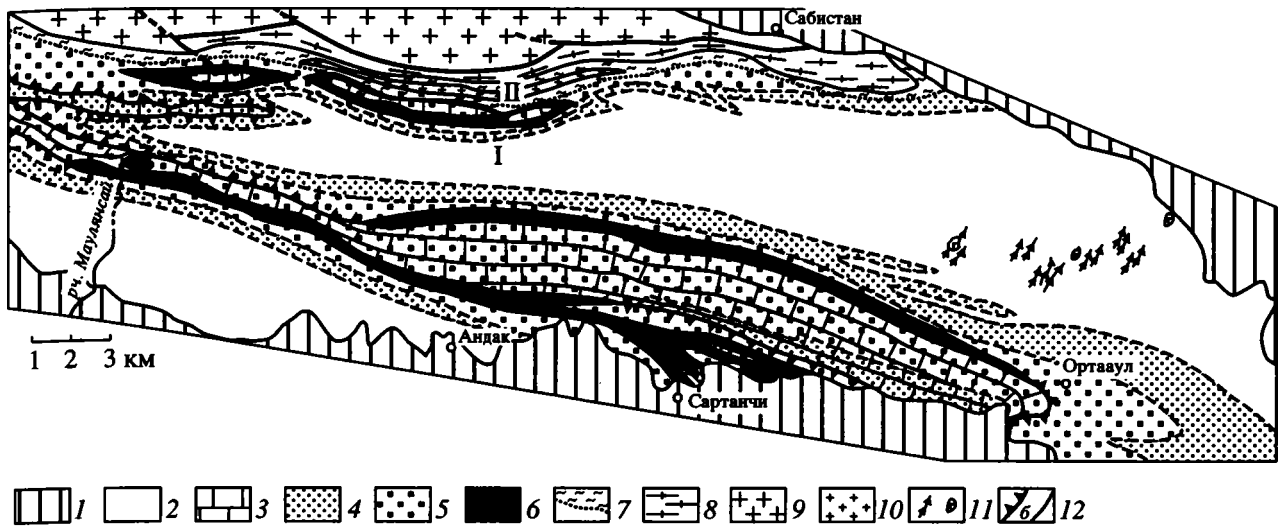


Рис. 2. Карта метаморфизма восточной части хребта Южный Нуратау (Нуратинский сегмент Нуратау-Курганакской шовной зоны, см. рис. 1, III).

1 - 3 – отложения: 1 – мезозойско-кайнозойские, 2 –  $E-S_1$  (аллохтонный комплекс), 3 –  $S_2-C_2$  (параавтохтонный комплекс); 4 - 6 – зоны метаморфизма первого этапа: 4 – мусковита-хлорита, 5 – биотита-хлорита, 6 – граната-хлорита и ставролита-хлорита; 7 – область проявления метаморфизма второго этапа; 8 – гранито-гнейсы ( $C_3$ ); 9 – граниты ( $C_3$ ); 10 – двуслюдяные граниты ( $C_3-P_1$ ); 11 – дайки и трубки взрыва субщелочных базальтоидов ( $T_1-2$ ); 12 – разрывы: а – надрывы, б – взбросо-сдвиги. I - II – линия профиля на рис. 3.

форму вытянутых линз, удлиненных в плоскости сланцеватости и первичного напластования горных пород. Неравномерность метаморфизма контролируется [15, 16, 44] исходной литологической неоднородностью пород и неоднородным распределением пластической деформации. С определенного уровня интенсивности процесса (граница 2-й и 3-й ступени) литологический фактор практически не имеет значения. Выделяется по крайней мере два длительных этапа метаморфизма. Первый – палеозойский: очевиден литологический контроль, установлена неоднородность проявления пластической деформации. Второй этап – позднепалеозойский или, вероятнее, альпийский. На этом этапе структурный контроль еще более очевиден.

Аналогичные закономерности выявлены и в зеленосланцевых толщах Восточного Алая (Сугутский метаморфический массив (см. рис. 1, II)), [2, 8, 14 - 16, 33, 34].

### НУРАТАУ-КУРГАНАКСКАЯ ШОВНАЯ ЗОНА КОНЦЕНТРИРОВАННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

Нуратау-Курганакская тектоническая зона (см. рис. 1, III, IV) протягивается в субширотном направлении от района гор Южные Нуратау на западе до Восточно-Алайского хребта на востоке. Протяженность зоны более 400 км, средняя ширина 12 - 15 км. Зона представляет собой ли-

нейную структуру, резко обособленную как в палеотектоническом, так и в современном структурном плане региона. Нуратау-Курганакская зона с лудловского времени и до середины карбона являлась приподнятым над общим уровнем морского дна участком типа карбонатной платформы [13]. В среднем карбоне в условиях поперечного сжатия в теле платформы и в ее краевых частях формировались надвиги, тектонические чешуи и покровы [12, 13]. Второй этап деформаций наступил после того, как в пределах зоны была исчерпана возможность сокращения пространства в результате образования складчато-надвиговой структуры. Складки превратились в изоклиналильные с осевыми плоскостями, близкими к вертикальным, плоскости сместителей надвигов также приняли субвертикальное положение. С этого момента преобладают сдвиговые перемещения и продольное хрупко-пластическое течение горных масс. В период новейшей активизации хрупко-пластическое течение возобновляется и зона снова обособляется в морфологическом и структурном плане. Область тектонического течения в принципе наследует древний план, но совпадает с ним не полностью: отдельные участки древней структуры оказываются вне области пластического течения, а отложения соседних структурно-формационных зон местами вовлечены в зону хрупко-пластического продольного сдвигового течения.

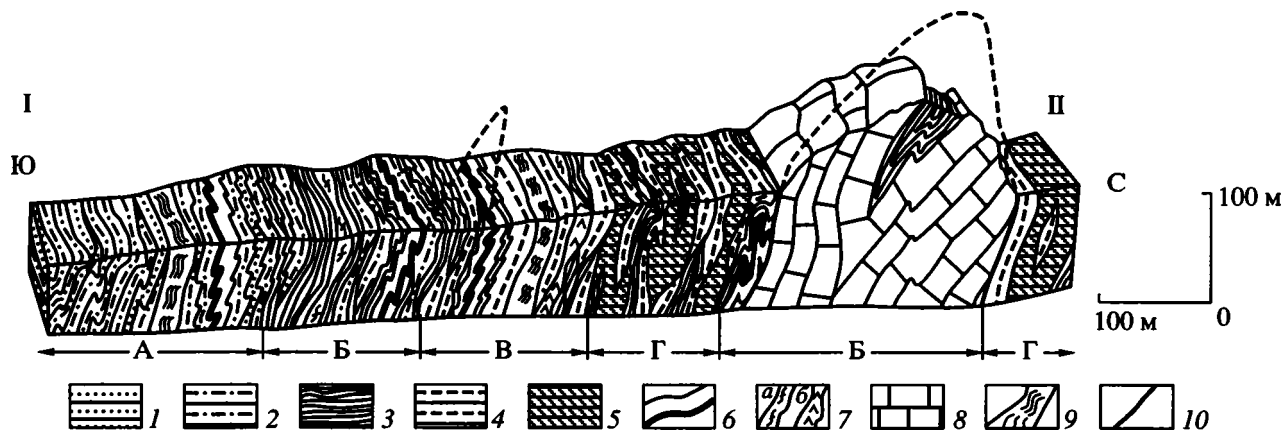


Рис. 3. Геолого-петрографический разрез метаморфических образований аллохтонного и параавтохтонного комплексов хребта Южный Нуратау (местоположение разреза см. на рис. 2).

1 - 7 - образования  $E-S_1$  аллохтонного комплекса: 1 - метагенетически измененные терригенные отложения, 2 - серицит-хлоритовые, серицит-хлорит-кварцевые микросланцы, 3 - биотитсодержащие филлиты, 4 - гранатсодержащие слюдяные сланцы, 5 - ставролит-гранатовые кристаллические и слюдяные сланцы, 6 - маркирующий горизонт кремне-кварцитов и граптолитовых графит-кварцевых сланцев ( $S_{11-2}$ ), 7 - метабазиты, преобразованные в зеленые сланцы (а) и амфиболиты (б); 8 - мраморы ( $S_2^2-C_2$ ) параавтохтонного комплекса; 9 - зоны интенсивного развития кливажа; 10 - разрывные нарушения. Буквы на схеме - субфации метаморфизма: А - мусковит-хлоритовая, Б - биотит-хлоритовая, В - гранат-хлоритовая, Г - ставролит-хлоритовая.

**Южно-Нуратинский (западный) сегмент.** В западной части Нуратау-Кураганакская зона приурочена к хребту Южный Нуратау (рис. 2, см. рис. 1). Зона отличается от соседних структурно-формационных зон концентрированным характером деформаций и интенсивностью вещественных преобразований [12].

Современная структура Нуратинского сегмента (см. рис. 1, III) определяется субвертикально ориентированными зонами продольного (в соответствии с генеральным простиранием Тяньшаньских структур) тектонического течения, которое фиксируется комплексом соответствующих структур [12]. Продольное тектоническое течение наложено на более раннюю покровно-надвиговую структуру. Зоны тектонического течения при ширине 1 - 20 км прослеживаются на многие десятки километров. Они ветвятся и переплетаются в плане, облекают линзовидные относительно слабо деформированные блоки, формируя сложный петельчато-линзовидный структурный рисунок. В пределах этих зон на поверхность выжаты в виде будинированных ядер антиформных складок отложения параавтохтонного комплекса, представленные карбонатной ( $S_2^2-C_2$ ) и терригенно-флишевой олистостромовой ( $C_2m$ ) формациями, а также интенсивно тектонизированные и метаморфизованные кембро-силурийские терригенные образования, слагающие нижние структурные уровни аллохтонного комплекса [12]. Рассмотрим структурно-вещественные преобразования раннего этапа,

связанные со становлением тектонических покровов.

Метаморфические комплексы первой стадии составляют основной вещественный фон зон тектонического течения в пределах параавтохтона и аллохтона. Выделены следующие зоны (субфации) метаморфизма: мусковит-хлоритовая, биотит-хлоритовая, гранат-хлоритовая и ставролит-хлоритовая (рис. 3, см. рис. 2.). Изограды критических минеральных парагенезисов концентрически облекают ядра антиформных складок, сложенных образованиями параавтохтонного комплекса. В нижней части аллохтона степень метаморфических преобразований возрастает по мере приближения к плоскости шарьирования. Ниже поверхности сместителя в параавтохтоне метаморфизм ослабевает с появлением элементов обратной метаморфической зональности. Такое же распределение имеет и интенсивность пластических деформаций. Ширина зон метаморфизма невелика (20 - 300 м) и соответствует ширине полос с различной интенсивностью пластических деформаций. Выделенные в нижней части аллохтона зоны метаморфизма в действительности представляют собой петельчато-линзовидное чередование "струй-полос", сложенных породами разной степени кристалличности и разного фациального уровня метаморфизма.

В строении каждой из зон метаморфических пород участвуют разновозрастные пачки аллохтонного комплекса, метаморфизованные в различной

степени. Это доказывается наличием маркирующего горизонта кварцитов и графит-кварцевых сланцев ( $S_{1,1-2}$ ) (см. рис. 3). Связь степени метаморфизма с первичным составом пород прослеживается, но она имеет второстепенное значение, так как слои одного и того же первичного состава по простиранию нередко меняют петроструктурный облик. Переходы между породами различных фаций метаморфизма постепенные как вдоль, так и вкост простирания толщ, что не позволяет интерпретировать мозаичный характер проявления метаморфизма как следствие тектонического меланжирования полифациального комплекса.

Переход от ступени метагенеза к мусковит-хлоритовой субфации осуществляется через постепенное исчезновение осадочных структур и текстур, перекристаллизацию пелитовых и псаммитовых пород с появлением метаморфогенной ассоциации хлорит-серицит-кварц-альбит. В наименее дислоцированных отложениях наблюдаются субслоистые микросдвиговые дислокации  $S_1$ , вдоль которых происходит межзерновое скольжение. Расстояние между зонками  $S_1$  от 1 мм (в пелитовых породах) до 3 - 4 мм (в псаммитах). На стадии метагенеза в глинистых сланцах и пелитах преобладают гидрослюдистые и хлорит-гидрослюдистые минералы без четкой пространственной ориентировки. Новообразованный регенерационный кварц развивается в стороны свободных пространств между зернами.

При нарастании деформации микросдвиги  $S_1$  становятся более совершенными, толщина микролитов уменьшается при расширении зонок  $S_1$ . Обломочные зерна испытывают внутрикристаллическое трансляционное скольжение с обособлением деформационных доменов. Полевые шпаты и обломки вулканогенных пород уплотняются в плоскости  $S_1$  и разлагаются, а зерна кварца образуют гранобластические агрегаты, вытянутые в направлении тектонического течения. Развивается метаморфическая дифференциация: вдоль плоскостей скольжения концентрируются серицит, графит, хлорит с одновременным растворением и переотложением в областях геодинамических убежищ кварца, кальцита и альбита, которые кристаллизуются в междвиговых микролитах, в замочках микроскладок, а также образуют тени давления, вытянутые в плоскости  $S_1$ . Появляется минерализационная сланцеватость. Она выражена неравномерно, образуя струйчатые зонки, выполненные минералами мусковит-хлоритовой субфации, которые оплетают линзовидные реликтовые микрообъемы пород, испытавшие слабые вторичные преобразования.

Развитие деформации находит выражение в увеличении уплощенности и раздавленности обломочных зерен (что сопровождается их перекристаллизацией), разрастании хвостообразных теней давления, увеличении степени ориентированности минеральных зерен и их агрегатов в плоскости  $S_1$ , увеличении степени напряженности микроскладок, развитии будинаж-структур и т.д. Эти процессы сопровождаются нарастанием интенсивности вещественных преобразований: увеличивается количество новообразованных метаморфогенных минералов, на смену осадочным структурам и текстурам приходят лепидобластовые и гранобластовые структуры и сланцеватая текстура. Отмечается синкристаллизационное вращение, развивается минерализационная линейность. Наиболее яркая черта мусковит-хлоритовой зоны – неравномерность структурных и вещественных преобразований, их парагенетическая зависимость и непостоянство процентного соотношения первичных седиментогенных и вторичных метаморфогенных минералов. Нарастание степени метаморфизма приводит к выравниванию состава горных пород в сторону преобладания метаморфических минералов (см. рис. 3).

Переход к биотит-хлоритовой зоне фиксируется появлением стильпномелана и коричнево-зеленого биотита в парагенезисе с мусковитом, хлоритом, кварцем и альбитом. Биотит появляется вначале вдоль зонок сдвигового скольжения, затем в виде оторочек вокруг линзовидно-пятнистых кварц-серицит-хлоритовых стяжений. При нарастании степени метаморфизма биотит постепенно захватывает всю основную массу породы. Линзы-пятна кварц-серицит-хлорит-биотитового состава разрастаются и сливаются в слои. Одновременно развивается процесс сегрегации с обособлением кварца и альбита в лизовидные прослои. Появляется метаморфическая полосчатость, которая наследует раннюю сланцеватость  $S_1$ .

Интенсивность пластических деформаций в зоне биотита-хлорита возрастает. Микроскладки приобретают морфологию структур течения с интенсивным нагнетанием материала в замковую часть. Усиливаются будинаж, перекристаллизация, двойникование и вращение минеральных зерен, растворение и переотложение вещества. В будинах карбонатного состава при нарастании деформации размер зерен кальцита увеличивается, появляются гранобластовые структуры с зубчатым, а затем полигональным сочленением минеральных зерен. В торцовых частях будин появляется новообразованный волокнистый кальцит, образующий хвостообразные дворники давления, ориентированные в плоскости сланцеватости. Стрессовые микроструктуры достигают высокой степени совершенства: новообразованные

минералы и линейность ориентированы в плоскости  $S_1$ , развиты сланцеватость и полосчатость, длина бородок в тенях давления значительно превышает размер первичных включений. В конечном итоге структурно-вещественные преобразования приводят к исчезновению седиментогенных структур и появлению преобладающей ассоциации минералов зеленосланцевой фации метаморфизма. Породы представляют собой метаморфические микросланцы, филлиты, микрокварциты и тонкокристаллические актинолит-хлоритовые сланцы (см. рис. 3).

Граница гранат-хлоритовой зоны определяется появлением мелких порфиробластических и пойкилобластических выделений альмандина либо андалузита (кианита) в высокоглиноземистых разновидностях пород. Зарождение кристаллов граната происходит за счет собирательной перекристаллизации скоплений биотит-хлорит-кварцевого состава. Перекристаллизация часто не доходит до конца, и выделения граната проявляются в виде скелетных форм либо содержат многочисленные пойкилобластические включения биотита, хлорита и кварца. Минералы основной массы представлены коричневым биотитом, мусковитом, хлоритом, кварцем и альбитом. Перекристаллизация в основной массе неравномерна, часто обособляются объемы с крупнокристаллической структурой, оплетенные микрозонками тонкокристаллических минеральных выделений. Отмечается сложное линзовидно-петельчатое чередование порфиробластических слюдяных и микрокристаллических сланцев, филлитов, актинолит-хлоритовых сланцев и амфиболитов с крупнокристаллической нематобластической структурой. В связи с увеличением степени кристаллической неоднородности ламинарное течение сменяется ламинарно-турбулентным. Исчезают микродвиговые зонки. Деформация реализуется за счет направленной кристаллизации минералов, перекристаллизации, растворения и перетолжения вещества, развития стрессовых микроструктур, формирования складочек течения, будинирования и пр.

Переход к породам ставролит-хлоритовой зоны фиксируется появлением порфиробластов и пойкилобластов ставролита. Характерен парагенезис ставролит-альмандин-бурый биотит-хлорит-кварц-олигоклаз. По степени кристаллическости породы являются слюдяными и кристаллическими сланцами с порфиробластовыми, лепидобластовыми либо лепидогранобластовыми структурами. Интенсивна метаморфическая дифференциация, выраженная в появлении метаморфической полосчатости, лейкосомовых пегматитовых жил, минерализационной линейности, порфиробластезе. Пластическое течение выражено в сложных формах завихрения

и вращения с появлением фазерных структур, линейности вращения, складочек дисгармоничного течения и нагнетания. Элементы стратификации в данном случае полностью отсутствуют и породы представляют собой типичные тектониты.

Таковы структурные и вещественные преобразования в породах аллохтона, и можно отметить следующие их особенности.

1. Степень структурных и вещественных изменений нарастает при приближении к плоскости сместителя аллохтона (структурный контроль на макроуровне) (см. рис. 3).

2. Распределение интенсивности деформаций и метаморфизма в пространстве при этом неравномерно и не подчиняется единой правильной вертикальной или латеральной зональности. Формируется сложный ленточно-петельчатый рисунок распределения различных субфаций метаморфизма и объемов с разной степенью деформированности и интенсивностью тектонического течения.

3. Имеется четкая коррелятивная связь интенсивности метаморфических превращений и интенсивности пластических деформаций (структурный контроль на микроуровне).

Структурно ниже поверхности шарьирования залегают мраморизованные известняки и отложения флишеидной толщи каменноугольного возраста, составляющие параавтохтонный комплекс. Метаморфизм в них снижается до биотит-хлоритовой и мусковит-хлоритовой субфаций с элементами обратной метаморфической зональности. Эта закономерность, наряду со сложным распределением в пространстве пород различных субфаций метаморфизма в аллохтоне, не позволяет связать проявление метаморфических процессов с наличием единого термального фронта независимо от его природы.

Таким образом, в пределах Нуратинского сегмента мы наблюдаем в принципе те же закономерности распределения метаморфизма и те же взаимоотношения вещественных преобразований с процессами пластического течения, что и в предыдущих примерах. Отличительными особенностями являются четкая приуроченность этих явлений к аллохтонной структуре и более высокая степень метаморфических преобразований.

**Курганакский (восточный) сегмент.** В пределах Курганакского сегмента (см. рис. 1, IV) зона концентрированных деформаций отвечает коллизонному шву, разделяющему Туркестано-Алайскую и Туркестано-Зеравшанскую структурно-формационные зоны. Тектоническая структура сегмента сложна и неоднородна. Детальное описание структуры зоны и истории ее становления



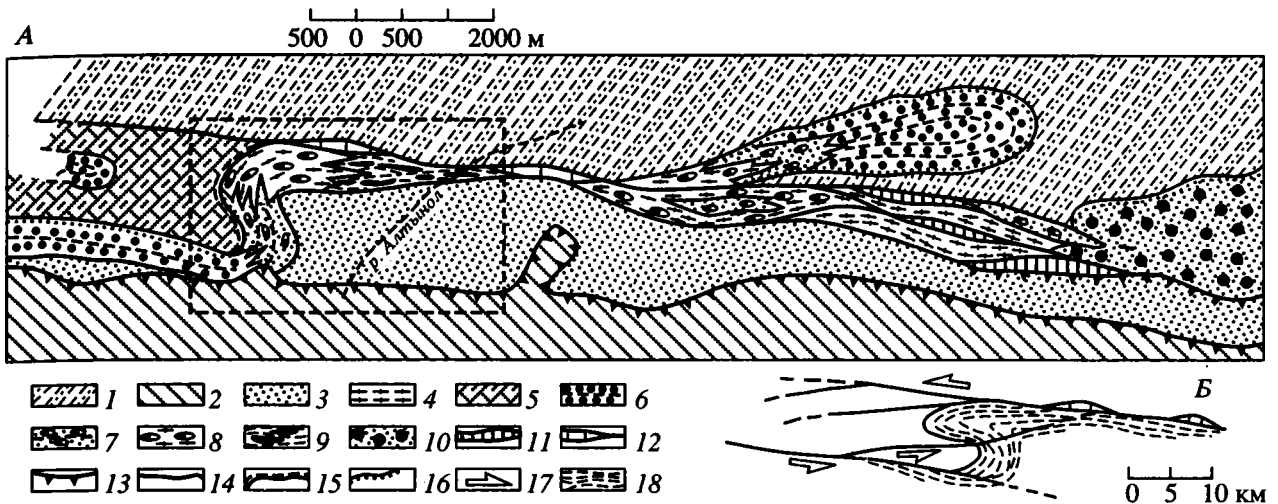


Рис. 4. Зона хрупко-пластического течения (Курганакский сегмент Нуратау-Курганакской шовной зоны (см. рис. 1, IV) – А и ее фрагмент – Б.

Для А: 1, 2 – отложения зон: 1 – Туркестано-Алайской, 2 – Зерафшано-Туркестанской; 3 – кембрийские и каменноугольные терригенные отложения неметаморфизованные; 4 – кембрийские отложения, метаморфизованные в фации зеленых сланцев; 5 – карбонатные отложения девона-нижнего карбона; 6 - 9 – верхнепалеозойские конгломераты: 6 – недеформированные и неметаморфизованные, 7 - 9 – деформация: 7 - 0 - 200% (мусковит-хлоритовая субфация с содержанием метаморфических минералов до 75%), 8 - 200 - 500% (мусковит-хлоритовая субфация с содержанием метаморфических минералов 75 - 100%), 9 – более 500% (биотит-хлоритовая субфация, 100% метаморфических минералов); 10, 11 – отложения палеогена-неогена: 10 – недислоцированные и неметаморфизованные, 11 – частично дислоцированные и метаморфизованные в фации зеленых сланцев; 12 – будины известняков; 13 – надвиги; 14 – крутые разрывы; 15 – срыв по стратиграфическому контакту; 16 – стратиграфический трансгрессивный контакт; для Б: 17 – направления смещения; 18 – область пластической деформации. Прямоугольник – рис. 5.

приведены в [13], и здесь мы отметим лишь наиболее принципиальные моменты, существенные для дальнейшего изложения.

Нуратау-Курганакская зона представляет собой область хрупко-пластического сдвига, которая сформировалась в конце палеозоя и подвижки по которой возобновились на этапе новейшей активизации (рис. 4). Структура зоны в западной части района проста и представлена серией открытых складок с плавными перегибами и углами падения на крыльях  $40^{\circ}$  -  $50^{\circ}$ . При движении в восточном направлении структура усложняется – складки делаются более сжатыми, замки синклиналей растягиваются, редуцируются, и на месте синклиналиных перегибов развиваются взбросо-сдвиги с горизонтальной и вертикальной составляющей перемещения около 200 - 300 м. Антиклинали приобретают каплевидную форму. В районе сая Мурзаулей все толщи, имея субвертикальное, частично опрокинутое залегание, образуют горизонтальную S-образную складку (сигмоиду) с вертикальной осью. Структура осложнена серией левосторонних взбросо-сдвигов. Далее на восток следует зона рассланцованных вертикальностоящих пород песчано-конгломератовой толщи ( $C_3$  -  $P_1$ ). Антиклинальные складки, крылья которых сложены известняками, растаскиваются, будинируются и в виде разновеликих будин трансформируют плоскость Заамин-Каравшин-

ского разлома. Вдоль разлома формируется зона тектонического хрупко-пластического течения, которая тянется на несколько десятков километров и переходит по простиранию в наложенную впадину, выполненную платформенными отложениями палеогена и молассовым комплексом олигоцен-миоцена.

Величина деформации (макроуровень). В процессе исследований проведены замеры величины деформации в конгломератовой толще верхнего карбона-нижней перми (рис. 5, см. рис. 4) по методике [18]. Делались массовые замеры деформации по галькам разного литологического состава, эти данные сводились в таблицы и коррелировались. Учитывались и некоторые факторы, влияющие как на саму деформацию, так и на возможность ее оценки [13].

Выделены четыре степени деформационного преобразования конгломератов, пространственное расположение и соотношение которых отражено на рис. 4 и 5.

Низкая степень (величина деформации 0 - 120%) (рис. 6а). Величина деформации галек различна, но не превышает 120%. Наивысшая – в гальках известняка и доломита, наименьшая – в гальках кремнистых и песчаных пород, которые почти или совершенно не деформированы пластически.

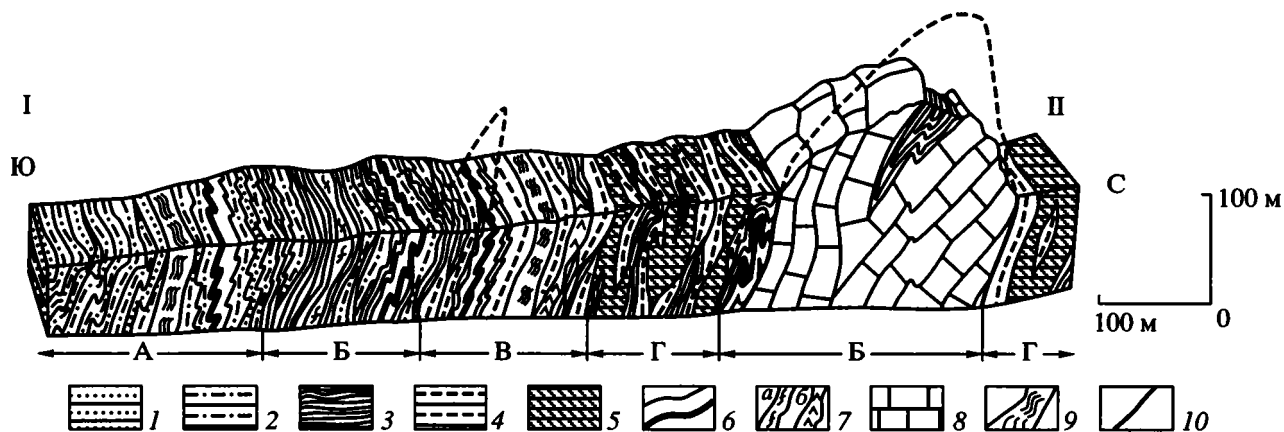


Рис. 3. Геолого-петрографический разрез метаморфических образований аллохтонного и параавтохтонного комплексов хребта Южный Нуратау (местоположение разреза см. на рис. 2).

1 - 7 - образования  $E-S_1$  аллохтонного комплекса: 1 - метагенетически измененные терригенные отложения, 2 - серицит-хлоритовые, серицит-хлорит-кварцевые микросланцы, 3 - биотитсодержащие филлиты, 4 - гранатсодержащие слюдяные сланцы, 5 - ставролит-гранатовые кристаллические и слюдяные сланцы, 6 - маркирующий горизонт кремне-кварцитов и граптолитовых графит-кварцевых сланцев ( $S_{11-2}$ ), 7 - метабазиты, преобразованные в зеленые сланцы (а) и амфиболиты (б); 8 - мраморы ( $S_2^2-C_2$ ) параавтохтонного комплекса; 9 - зоны интенсивного развития кливажа; 10 - разрывные нарушения. Буквы на схеме - субфации метаморфизма: А - мусковит-хлоритовая, Б - биотит-хлоритовая, В - гранат-хлоритовая, Г - ставролит-хлоритовая.

**Южно-Нуратинский (западный) сегмент.** В западной части Нуратау-Кураганакская зона приурочена к хребту Южный Нуратау (рис. 2, см. рис. 1). Зона отличается от соседних структурно-формационных зон концентрированным характером деформаций и интенсивностью вещественных преобразований [12].

Современная структура Нуратинского сегмента (см. рис. 1, III) определяется субвертикально ориентированными зонами продольного (в соответствии с генеральным простиранием Тяньшаньских структур) тектонического течения, которое фиксируется комплексом соответствующих структур [12]. Продольное тектоническое течение наложено на более раннюю покровно-надвиговую структуру. Зоны тектонического течения при ширине 1 - 20 км прослеживаются на многие десятки километров. Они ветвятся и переплетаются в плане, облекают линзовидные относительно слабо деформированные блоки, формируя сложный петельчато-линзовидный структурный рисунок. В пределах этих зон на поверхность выжаты в виде будинированных ядер антиформных складок отложения параавтохтонного комплекса, представленные карбонатной ( $S_2^2-C_2$ ) и терригенно-флишевой олистостромовой ( $C_2m$ ) формациями, а также интенсивно тектонизированные и метаморфизованные кембро-силурийские терригенные образования, слагающие нижние структурные уровни аллохтонного комплекса [12]. Рассмотрим структурно-вещественные преобразования раннего этапа,

связанные со становлением тектонических покровов.

Метаморфические комплексы первой стадии составляют основной вещественный фон зон тектонического течения в пределах параавтохтона и аллохтона. Выделены следующие зоны (субфации) метаморфизма: мусковит-хлоритовая, биотит-хлоритовая, гранат-хлоритовая и ставролит-хлоритовая (рис. 3, см. рис. 2). Изограды критических минеральных парагенезисов концентрически облекают ядра антиформных складок, сложенных образованиями параавтохтонного комплекса. В нижней части аллохтона степень метаморфических преобразований возрастает по мере приближения к плоскости шарьирования. Ниже поверхности сместителя в параавтохтоне метаморфизм ослабевает с появлением элементов обратной метаморфической зональности. Такое же распределение имеет и интенсивность пластических деформаций. Ширина зон метаморфизма невелика (20 - 300 м) и соответствует ширине полос с различной интенсивностью пластических деформаций. Выделенные в нижней части аллохтона зоны метаморфизма в действительности представляют собой петельчато-линзовидное чередование "струй-полос", сложенных породами разной степени кристалличности и разного фациального уровня метаморфизма.

В строении каждой из зон метаморфических пород участвуют разновозрастные пачки аллохтонного комплекса, метаморфизованные в различной

степени. Это доказывается наличием маркирующего горизонта кварцитов и графит-кварцевых сланцев ( $S_{1,1-2}$ ) (см. рис. 3). Связь степени метаморфизма с первичным составом пород прослеживается, но она имеет второстепенное значение, так как слои одного и того же первичного состава по простиранию нередко меняют петроструктурный облик. Переходы между породами различных фаций метаморфизма постепенные как вдоль, так и вкрест простирания толщ, что не позволяет интерпретировать мозаичный характер проявления метаморфизма как следствие тектонического меланжирования полифациального комплекса.

Переход от ступени метагенеза к мусковит-хлоритовой субфации осуществляется через постепенное исчезновение осадочных структур и текстур, перекристаллизацию пелитовых и псаммитовых пород с появлением метаморфогенной ассоциации хлорит-серицит-кварц-альбит. В наименее дислоцированных отложениях наблюдаются субслоистые микросдвиговые дислокации  $S_1$ , вдоль которых происходит межзерновое скольжение. Расстояние между зонками  $S_1$  от 1 мм (в пелитовых породах) до 3 - 4 мм (в псаммитах). На стадии метагенеза в глинистых сланцах и пелитах преобладают гидрослюдистые и хлорит-гидрослюдистые минералы без четкой пространственной ориентировки. Новообразованный регенерационный кварц развивается в стороны свободных пространств между зернами.

При нарастании деформации микросдвиги  $S_1$  становятся более совершенными, толщина микролитов уменьшается при расширении зонок  $S_1$ . Обломочные зерна испытывают внутрикристаллическое трансляционное скольжение с обособлением деформационных доменов. Полевые шпаты и обломки вулканогенных пород уплотняются в плоскости  $S_1$  и разлагаются, а зерна кварца образуют гранобластические агрегаты, вытянутые в направлении тектонического течения. Развивается метаморфическая дифференциация: вдоль плоскостей скольжения концентрируются серицит, графит, хлорит с одновременным растворением и переотложением в областях геодинамических убежищ кварца, кальцита и альбита, которые кристаллизуются в междвиговых микролитонах, в замочках микроскладок, а также образуют тени давления, вытянутые в плоскости  $S_1$ . Появляется минерализационная сланцеватость. Она выражена неравномерно, образуя струйчатые зонки, выполненные минералами мусковит-хлоритовой субфации, которые оплетают линзовидные реликтовые микрообъемы пород, испытавшие слабые вторичные преобразования.

Развитие деформации находит выражение в увеличении уплощенности и раздавленности обломочных зерен (что сопровождается их перекристаллизацией), разрастании хвостобразных теней давления, увеличении степени ориентированности минеральных зерен и их агрегатов в плоскости  $S_1$ , увеличении степени напряженности микроскладок, развитии будинаж-структур и т.д. Эти процессы сопровождаются нарастанием интенсивности вещественных преобразований: увеличивается количество новообразованных метаморфогенных минералов, на смену осадочным структурам и текстурам приходят лепидобластовые и гранобластовые структуры и сланцеватая текстура. Отмечается синкристаллизационное вращение, развивается минерализационная линейность. Наиболее яркая черта мусковит-хлоритовой зоны – неравномерность структурных и вещественных преобразований, их парагенетическая зависимость и непостоянство процентного соотношения первичных седиментогенных и вторичных метаморфогенных минералов. Нарастание степени метаморфизма приводит к выравниванию состава горных пород в сторону преобладания метаморфических минералов (см. рис. 3).

Переход к биотит-хлоритовой зоне фиксируется появлением стильпномелана и коричнево-зеленого биотита в парагенезисе с мусковитом, хлоритом, кварцем и альбитом. Биотит появляется вначале вдоль зонок сдвигового скольжения, затем в виде оторочек вокруг линзовидно-пятнистых кварц-серицит-хлоритовых стяжений. При нарастании степени метаморфизма биотит постепенно захватывает всю основную массу породы. Линзы-пятна кварц-серицит-хлорит-биотитового состава разрастаются и сливаются в слои. Одновременно развивается процесс сегрегации с обособлением кварца и альбита в лизовидные прослои. Появляется метаморфическая полосчатость, которая наследует раннюю сланцеватость  $S_1$ .

Интенсивность пластических деформаций в зоне биотита-хлорита возрастает. Микроскладки приобретают морфологию структур течения с интенсивным нагнетанием материала в замковую часть. Усиливаются будинаж, перекристаллизация, двойникование и вращение минеральных зерен, растворение и переотложение вещества. В будинах карбонатного состава при нарастании деформации размер зерен кальцита увеличивается, появляются гранобластовые структуры с зубчатой, а затем полигональной сочлененностью минеральных зерен. В торцовых частях будин появляется новообразованный волокнистый кальцит, образующий хвостобразные дворники давления, ориентированные в плоскости сланцеватости. Стрессовые микроструктуры достигают высокой степени совершенства: новообразованные

минералы и линейность ориентированы в плоскости  $S_1$ , развиты сланцеватость и полосчатость, длина боронок в тенях давления значительно превышает размер первичных включений. В конечном итоге структурно-вещественные преобразования приводят к исчезновению седиментогенных структур и появлению преобладающей ассоциации минералов зеленосланцевой фации метаморфизма. Породы представляют собой метаморфические микросланцы, филлиты, микрокварциты и тонкокristаллические актинолит-хлоритовые сланцы (см. рис. 3).

Граница гранат-хлоритовой зоны определяется появлением мелких порфиробластических и пойкилобластических выделений альмандина либо андалузита (кианита) в высокоглиноземистых разновидностях пород. Зарождение кристаллов граната происходит за счет собирательной перекристаллизации скоплений биотит-хлорит-кварцевого состава. Перекристаллизация часто не доходит до конца, и выделения граната проявляются в виде скелетных форм либо содержат многочисленные пойкилобластические включения биотита, хлорита и кварца. Минералы основной массы представлены коричневым биотитом, мусковитом, хлоритом, кварцем и альбитом. Перекристаллизация в основной массе неравномерна, часто обособляются объемы с крупнокристаллической структурой, оплетенные микронками тонкокristаллических минеральных выделений. Отмечается сложное линзовидно-петельчатое чередование порфиробластических слюдяных и микрокristаллических сланцев, филлитов, актинолит-хлоритовых сланцев и амфиболитов с крупнокристаллической нематобластовой структурой. В связи с увеличением степени кристаллической неоднородности ламинарное течение сменяется ламинарно-турбулентным. Исчезают микродвиговые зонки. Деформация реализуется за счет направленной кристаллизации минералов, перекристаллизации, растворения и перетложения вещества, развития стрессовых микроструктур, формирования складочек течения, будинирования и пр.

Переход к породам ставролит-хлоритовой зоны фиксируется появлением порфиробластов и пойкилобластов ставролита. Характерен парагенезис ставролит-альмандин-бурый биотит-хлорит-кварц-олигоклаз. По степени кристаллическости породы являются слюдяными и кристаллическими сланцами с порфиробластовыми, лепидобластовыми либо лепидогранобластовыми структурами. Интенсивна метаморфическая дифференциация, выраженная в появлении метаморфической полосчатости, лейкосомовых птигматитовых жил, минерализационной линейности, порфиробластезе. Пластическое течение выражено в сложных формах завихрения

и вращения с появлением фазерных структур, линейности вращения, складочек дисгармоничного течения и нагнетания. Элементы стратификации в данном случае полностью отсутствуют и породы представляют собой типичные тектониты.

Таковы структурные и вещественные преобразования в породах аллохтона, и можно отметить следующие их особенности.

1. Степень структурных и вещественных изменений нарастает при приближении к плоскости сместителя аллохтона (структурный контроль на макроуровне) (см. рис. 3).

2. Распределение интенсивности деформаций и метаморфизма в пространстве при этом неравномерно и не подчиняется единой правильной вертикальной или латеральной зональности. Формируется сложный ленточно-петельчатый рисунок распределения различных субфаций метаморфизма и объемов с разной степенью деформированности и интенсивностью тектонического течения.

3. Имеется четкая коррелятивная связь интенсивности метаморфических превращений и интенсивности пластических деформаций (структурный контроль на микроуровне).

Структурно ниже поверхности шарьирования залегают мраморизованные известняки и отложения флишеидной толщи каменноугольного возраста, составляющие параавтохтонный комплекс. Метаморфизм в них снижается до биотит-хлоритовой и мусковит-хлоритовой субфаций с элементами обратной метаморфической зональности. Эта закономерность, наряду со сложным распределением в пространстве пород различных субфаций метаморфизма в аллохтоне, не позволяет связать проявление метаморфических процессов с наличием единого термального фронта независимо от его природы.

Таким образом, в пределах Нуратинского сегмента мы наблюдаем в принципе те же закономерности распределения метаморфизма и те же взаимоотношения вещественных преобразований с процессами пластического течения, что и в предыдущих примерах. Отличительными особенностями являются четкая приуроченность этих явлений к аллохтонной структуре и более высокая степень метаморфических преобразований.

**Курганакский (восточный) сегмент.** В пределах Курганакского сегмента (см. рис. 1, IV) зона концентрированных деформаций отвечает коллизонному шву, разделяющему Туркестано-Алайскую и Туркестано-Зеравшанскую структурно-формационные зоны. Тектоническая структура сегмента сложна и неоднородна. Детальное описание структуры зоны и истории ее становления

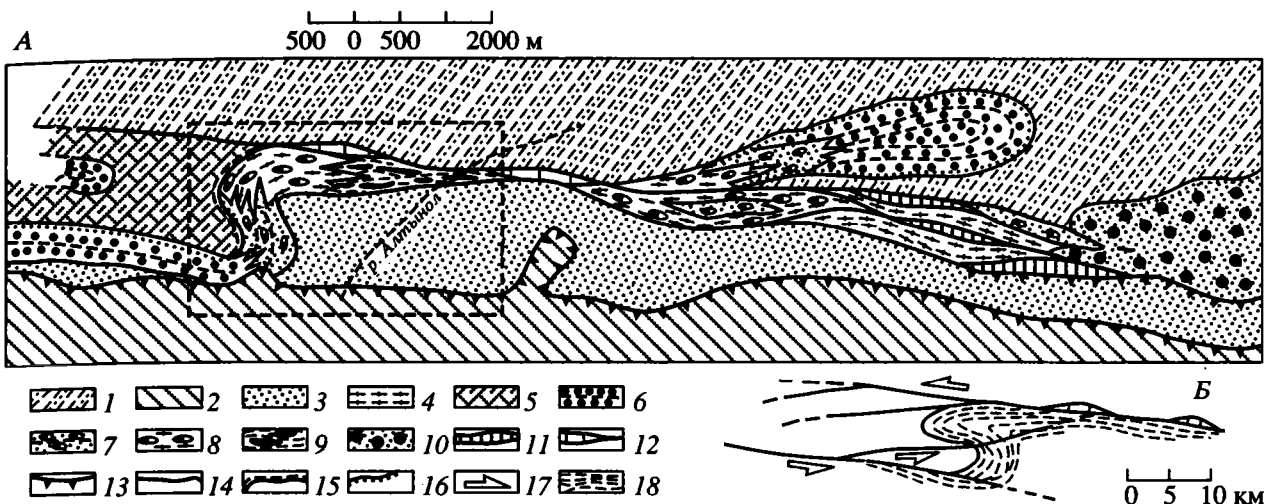


Рис. 4. Зона хрупко-пластического течения (Курганакский сегмент Нуратау-Курганакской шовной зоны (см. рис. 1, IV) – А и ее фрагмент – Б.

Для А: 1, 2 – отложения зон: 1 – Туркестано-Алайской, 2 – Зерафшано-Туркестанской; 3 – кембрийские и каменноугольные терригенные отложения неметаморфизованные; 4 – кембрийские отложения, метаморфизованные в фации зеленых сланцев; 5 – карбонатные отложения девона-нижнего карбона; 6 - 9 – верхнепалеозойские конгломераты: 6 – недеформированные и неметаморфизованные, 7 - 9 – деформации: 7 – 0 - 200% (мусковит-хлоритовая субфация с содержанием метаморфических минералов до 75%), 8 – 200 - 500% (мусковит-хлоритовая субфация с содержанием метаморфических минералов 75 - 100%), 9 – более 500% (биотит-хлоритовая субфация, 100% метаморфических минералов); 10, 11 – отложения палеогена-неогена: 10 – недислоцированные и неметаморфизованные, 11 – частично дислоцированные и метаморфизованные в фации зеленых сланцев; 12 – будины известняков; 13 – надвиги; 14 – крутые разрывы; 15 – срыв по стратиграфическому контакту; 16 – стратиграфический трансгрессивный контакт; для Б: 17 – направления смещения; 18 – область пластической деформации. Прямоугольник – рис. 5.

приведены в [13], и здесь мы отметим лишь наиболее принципиальные моменты, существенные для дальнейшего изложения.

Нуратау-Курганакская зона представляет собой область хрупко-пластического сдвига, которая сформировалась в конце палеозоя и подвижки по которой возобновились на этапе новейшей активизации (рис. 4). Структура зоны в западной части района проста и представлена серией открытых складок с плавными перегибами и углами падения на крыльях  $40^\circ - 50^\circ$ . При движении в восточном направлении структура усложняется – складки делаются более сжатыми, замки синклиналей растягиваются, редуцируются, и на месте синклинальных перегибов развиваются взбросо-сдвиги с горизонтальной и вертикальной составляющей перемещения около 200 - 300 м. Антиклинали приобретают каплевидную форму. В районе сая Мурзаулей все толщи, имея субвертикальное, частично опрокинутое залегание, образуют горизонтальную S-образную складку (сигмоиду) с вертикальной осью. Структура осложнена серией левосторонних взбросо-сдвигов. Далее на восток следует зона рассланцованных вертикальностоящих пород песчано-конгломератовой толщи ( $C_3 - P_1$ ). Антиклинальные складки, крылья которых сложены известняками, растаскиваются, будинируются и в виде разновеликих будин трансформируют плоскость Заамин-Каравшин-

ского разлома. Вдоль разлома формируется зона тектонического хрупко-пластического течения, которая тянется на несколько десятков километров и переходит по простираению в наложенную впадину, выполненную платформенными отложениями палеогена и молассовым комплексом олигоцен-миоцена.

Величина деформации (макроуровень). В процессе исследований проведены замеры величины деформации в конгломератовой толще верхнего карбона-нижней перми (рис. 5, см. рис. 4) по методике [18]. Делались массовые замеры деформации по галькам разного литологического состава, эти данные сводились в таблицы и коррелировались. Учитывались и некоторые факторы, влияющие как на саму деформацию, так и на возможность ее оценки [13].

Выделены четыре степени деформационного преобразования конгломератов, пространственное расположение и соотношение которых отражено на рис. 4 и 5.

Низкая степень (величина деформации 0 - 120%) (рис. 6а). Величина деформации галек различна, но не превышает 120%. Наивысшая – в гальках известняка и доломита, наименьшая – в гальках кремнистых и песчаных пород, которые почти или совершенно не деформированы пластически.

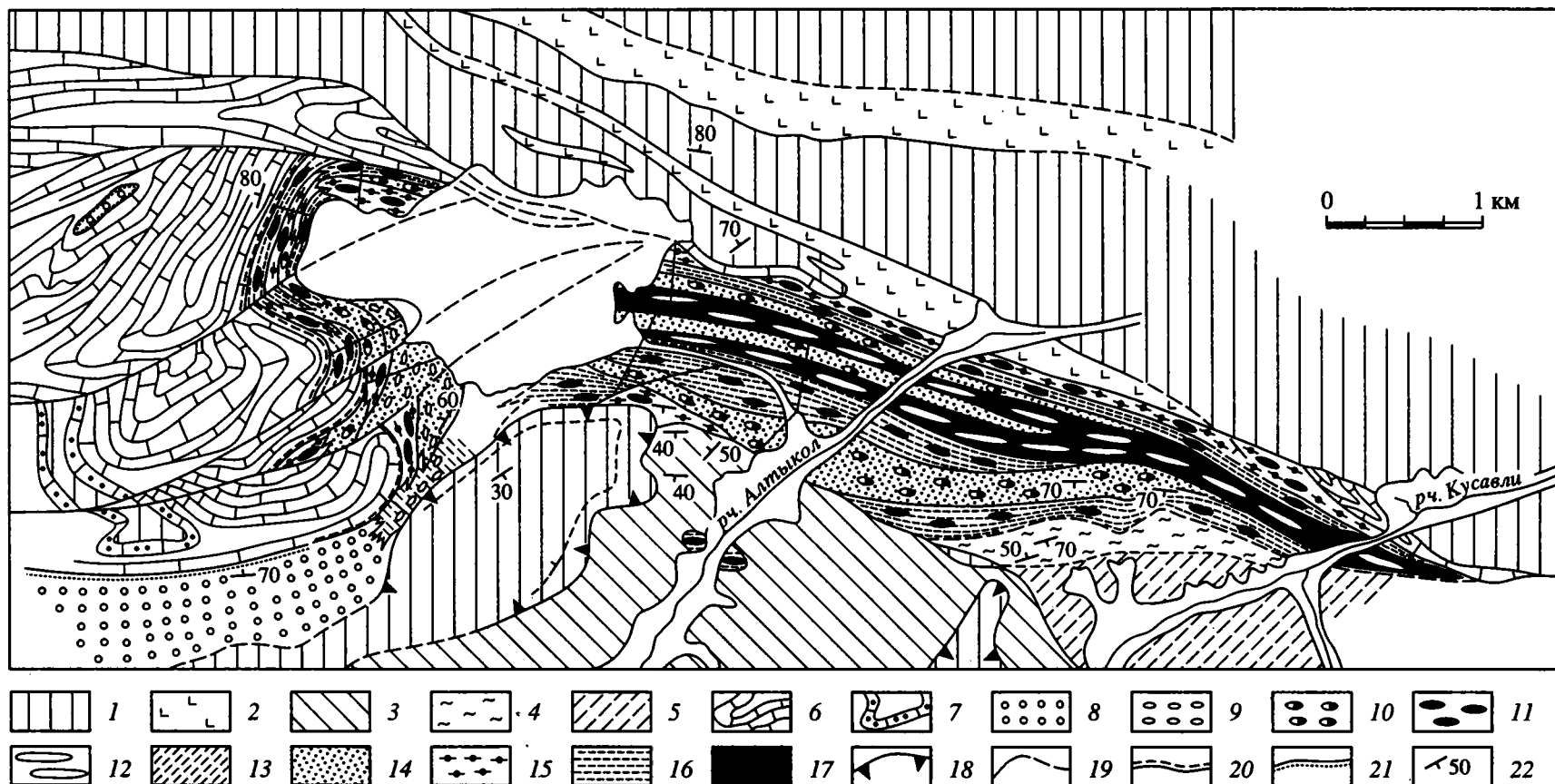


Рис. 5. Схема распределения интенсивности пластической деформации и метаморфизма в зоне хрупко-пластического течения (Нуратау-Курганакская зона, см. рис. 1, III, IV и рис. 4).

1 – терригенные отложения силура Туркестано-Алайской, Курнакской и Зерафшано-Туркестанской зон; 2 – дайки и силлы диабазов; 3 - 12 – палеозойские отложения Курганакской зоны; 3, 4 – терригенные отложения кембрия, неметаморфизованные (3) и метаморфизованные в зеленосланцевой фации (4); 5 - 7 – отложения: 5 – терригенные среднего-верхнего карбона, 6 – карбонатные девона-нижнего карбона, 7 – глинисто-карбонатные верхнего силура; 8 - 12 – верхнепалеозойские конгломераты; 8 - 12 – степень и интенсивность деформации: 8 – недеформированные, 9 – 0 - 120%, 10 – 120 - 200%, 11 – 200 - 500%, 12 – более 500%; 13 - 17 – степень и интенсивность метаморфизма: 13 - 16 – мусковит-хлоритовая субфация с содержанием метаморфических минералов до 25% (13), от 25 до 50% (14), от 50 до 75% (15), от 75 до 100% (16), 17 – биотит-хлоритовая субфация; 18 – надвижки; 19 – взбросо-сдвиги; 20 – срыв по стратиграфическому контакту; 21 – стратиграфический трансгрессивный контакт; 22 – элементы залегания.





**Рис. 6.** Степени деформации конгломератов ( $C_3-P_1$ ): а – величина деформации 0 - 120%, б – 120 - 200%, в – 200 - 500%, г – более 500%.

В гальках наблюдается хрупкая деформация, в цементирующей массе отмечается рассланцевание, не затрагивающее галек.

Средняя степень (величина деформации 120 - 200%) (см. рис. 6б). Четкая разница в деформации галек разного состава. Появляется заметная ориентация деформированных включений, линейаризация в цементе и в породе в целом. В гальках песчаника сохраняются хрупкие деформации в виде трещин отрыва, перпендикулярных растяжению. Возникают будинаж-струк-

туры, пластическое растаскивание галек с заполнением межбудинного пространства кальцитом или кварцем. Вокруг обломочных включений формируются дворники давления. Начинается активное рассланцевание цементирующей массы.

Высокая степень (величина деформации 200 - 500%) (см. рис. 6в). Деформированы гальки всех разновидностей пород; они превращены в линзовидные и полосовидные включения с соотношением длины к ширине порядка 1 : 20 и более. Деформация в известняках до 500% и более, в песчаниках –



Рис. 6. Продолжение.

до 250%, в кремнях – до 90%, в вулканитах – до 60%. Практически исчезают хрупкие деформации, но широко представлены будинаж-структуры, структуры вращения, элементы плейчатости и сланцеватости.

Высшая степень (величина деформации более 500%) (см. рис. бг). Характерны полностью “растекшиеся” конгломераты, в которых практически невозможно отличить гальки от цемента и от линзовидных веретенообразных метаморфогенных включений карбонатного состава. Гальки и цемент полностью охвачены пластической деформацией. Отдельные “упорные” гальки не подвергаются пластическому течению, а окатываются тектонически и превращаются в округлые включения, по форме которых, а также по наличию “хвостиков” устанавливается элемент их вращения. Оценка величины максимальной деформации полностью исключена.

Вещественные преобразования и пластическая деформация (микроуровень). На микроуровне практически невозможно разделить явления пластической деформации и вещественных преобразований, поскольку одним из элементов пластической деформации являются процессы растворения, перекристаллизации и кристаллизации новых минеральных фаз. В соответствии с этим на микроуровне выделены ступени структурно-вещественных преобразований, которые в известной мере соответствуют четырем уровням величины деформации, определенной по макровключениям. В основу выделения этих ступеней положено, прежде всего, выявление минеральных парагенезисов, отражающих уровень метаморфических преобразований, процентное соотношение количества метаморфических и первичных минералов в условном объеме горной породы, а также другие признаки, указанные в





Рис. 6. Продолжение.

первом разделе статьи. Пространственное распределение ступеней структурно-вещественных преобразований и интенсивность деформации изучены на примере “ключевого” участка и отражены на рис. 5.

Первая ступень ( $E = 0 - 120\%$ ;  $M = 0 - 50\%$ , где  $E$  – величина деформации,  $M$  – процент метаморфогенных минералов). В наименее деформированных породах ( $E = 0 - 20\%$ ) отсутствует закономерная ориентировка галек и более мелких обломочных частиц. Минеральные преобразования в цементе соответствуют стадии метатенеза. Гли-

нисто-карбонатное вещество представлено пелитоморфным агрегатом с тонкими, беспорядочно ориентированными чешуйками хлорит-гидро-слюдистых минералов. Появляются участки с регенерационным кварцевым либо карбонатным цементом, который развивается в межзерновых пространствах без преобладающей ориентировки. Метаморфические преобразования отсутствуют и в цементе, и в гальках. Стрессовые микро-структуры не выражены, за исключением трещинок скалывания и отрыва в хрупких гальках песчаников и кварцитов.



Рис. 6. Окончание.

С увеличением интенсивности деформации до 20 - 120% в цементе появляются элементы рассланцевания, выраженные в развитии прерывистых и извилистых зон  $S_1$ , вдоль которых отмечается сдвиговое скольжение на межзерновом уровне. В песчано-карбонатном цементе обломочные зерна кварца и микрокварцитов деформированы слабо, но наблюдается волнистое и мозаичное погасание – признак развития деформационных доменов. Обломочные зерна диабазовых и дацитовых порфиритов деформированы неравномерно. В наименее раздавленных зернах сохраняется первичная порфиновая структура, идиоморфный облик сохраняют плагиоклазы, а основная масса лишь слабо девитрифицирована. Интенсивно деформированные зерна

вулканических пород полностью перекристаллизованы и замещены серицитом, хлоритом, кальцитом и альбитом, которые образуют тонкочешуйчатый агрегат с минерализационной сланцеватостью. В карбонатно-пелитовой основной массе отмечаются локальные зонки минерализационной сланцеватости, сложенные одинаково ориентированными удлиненными зернами новообразованного кальцита, чешуйками хлорита и серицита. Зонки рассланцевания развиты неравномерно, переплетаются одна с другой и чередуются с микрообъемами слабо раскристаллизованного вещества.

Среди галек наиболее интенсивно преобразованы карбонатные породы. При  $E = 80 - 120\%$

в них появляются зонки рассланцевания  $S_1$ , вдоль которых происходит перекристаллизация и появляется новообразованный волокнистый кальцит. Зонки несовершенные: узкие, извилистые и прерывистые. В гальках вулканитов вторичные изменения фиксируются лишь в краевых частях. Наряду с рассланцеванием здесь отмечается перекристаллизация пород с появлением хлорита, серицита, кальцита, альбита. Обломки песчаников и кремне-кварцитов практически не изменены.

Уже на этой стадии четко фиксируются стрессовые микроструктуры. Вокруг обломочных зерен возникают дворники давления, сложенные новообразованным волокнистым кальцитом. Длина дворников в 1.5 - 2 раза превышает диаметр обломочных частиц. Отмечены дворники давления S-образной формы, свидетельствующие о синкристаллизационном вращении. Ориентировки деформированных зерен и галек, дворников давления, новообразованных метаморфогенных минералов имеют большую степень упорядоченности в плоскости общего рассланцевания ( $S_1$ ), что происходит при величине деформации порядка 80% [18].

Таким образом, оценка величины деформации, сделанная на макроуровне, получает подтверждение и на микроуровне. До 50% породы сложены новообразованными метаморфогенными минералами мусковит-хлоритовой субфации: серицит, хлорит, альбит, кварц, кальцит.

Вторая ступень ( $E = 120 - 200\%$ ;  $M = 50 - 75\%$ ). В деформированных карбонатных гальках перекристаллизация почти полная. Зерна новообразованного кальцита изометричные, образуют гранобластовую структуру с зубчатыми, реже полигональными сочленениями. Перекристаллизация неравномерна; наиболее интенсивна она в крупных гальках, снижается в мелких, но правило это не универсально: вариации в размере зерен и в степени совершенства бластической структуры отмечаются и в пределах одной гальки. Неравномерно изменены гальки песчаников и вулканитов как в краевых частях, так и в центре. Отмечаются бластопсамитовые, бластоалевролитовые структуры в обломочных породах и реликтовые порфиоровые и лепидобластовые в метавулканитах.

Мелкие обломочные зерна кварца, кварцитов, полевых шпатов в цементе раздавлены и ориентированы в одной плоскости. Деформация сопровождается регенерацией-растворением в одних направлениях и разрастанием - в других, перекристаллизацией и грануляцией. Расплющенные зерна плагиоклазов почти полностью альбитизированы либо замещены кальцитом. Наблюдаются структуры "снежного кома", об-

разовавшиеся при вращении зерен полевых шпатов с одновременным замещением серицит-альбитовым агрегатом. Деформированные обломочки вулканитов и других пород выглядят как мелкие линзочки хорошо раскристаллизованных метаморфических сланцев.

В цементирующей массе глинисто-карбонатного состава процесс идет за счет расширения зонки рассланцевания и перекристаллизации, в пределах которых цемент замещается кварц-серицит-хлорит-кальцитовым агрегатом с лепидогранобластовой структурой. В количественном отношении в зонках бластеза преобладает кальцит, морфология зерен которого отражает степень перекристаллизации породы. Начальная стадия процесса отражается в образовании мелких зерен с зубчатыми сочленениями, вытянутых в плоскости  $S_1$ . Затем появляются более крупные изометричные кристаллы с ровными, но изогнутыми контурами. В кристаллах возникают полосы двойникования, которые пересекаются с зонками трансляционного скольжения. При дальнейшем развитии процесса происходит полигонизация, контуры зерен становятся ровными, размер кристаллов одинаковым, исчезают внутрикристаллические деформационные структуры, что указывает на релаксацию напряжений на этих участках. Однако в дальнейшем и они могут подвергнуться деформации. Волокнистый кальцит дворников давления, попадая в зонки бластеза, испытывает перекристаллизацию и теряет анизотропное строение. На фоне этих явлений происходит увеличение степени совершенства кристаллической морфологии зерен хлорита, мусковита, кварца и альбита.

Стрессовые микроструктуры выражены на данной стадии переработки в почти полной линейности включений и минерализационной линейности в соответствии с положением плоскости  $S_1$ . Тектоническое течение в конгломератах отличается высокой степенью неоднородности и происходит за счет ламинарно-турбулентного движения, что находит отражение в структурах завихрения, дисгармоничных складочках, смятии минерализационной сланцеватости, вращении и прокатки включений. Большинство галек при деформации удлиняются в направлении общего течения, но в случае прокатки образуется поперечная линейность растяжения. Широко развиты будинаж-структуры. Межбудинное пространство заполнено новообразованным кальцитом, реже кварцем.

Минеральные ассоциации мусковит-хлоритовой субфации на данной ступени эволюции вещества составляют 50 - 75% объема горных пород. Более низкие вещественные трансформации (на уровне метагенеза) отмечаются в гальках песчаников,

реже во включениях вулканогенных пород и в реликтовых мезо- и микрообъемах цементирующей массы.

Третья ступень ( $E = 200 - 500\%$ ;  $M = 75 - 100\%$ ). Породы почти или полностью превращены в зеленые сланцы мусковит-хлоритовой субфации с линзовидно-полосчатыми, сланцеватыми и свилеватыми текстурами и полнокристаллическими лепидогранобластовыми и гранобластовыми структурами. Цемент в значительной степени перекристаллизован и подвержен метаморфической дифференциации. Вещественные преобразования в гальках и в цементе близки, но некоторые гальки обособлены в литопетрографическом отношении. Отчетлива метаморфическая полосчатость с чередованием слоев серицит-хлоритового и кварц-хлорит-серицит-карбонатного состава. В слюдисто-хлоритовых слоях хорошо выражена минерализационная сланцеватость, зонки микросдвигового скольжения и присдвиговые микроскладочки. Кварц-хлорит-карбонатные слои отличаются лепидогранобластовой структурой; выдержанную ориентировку здесь имеют только лейсты серицита и хлорита. Сланцеватость в этих прослоях выражена слабо, так как преобладающие по объему зерна кальцита имеют изометричную форму, однако в них четко проявлены двойники скольжения и зонки излома плоскостей двойникования, т.е. деформация переходит с межзернового на внутрикристаллический уровень. Сочетание слоев и объемов, имеющих гранулированное строение, с зонами интенсивного сдвигового скольжения создают на микроуровне дисгармоничную структуру.

Гальки, в основном, перекристаллизованы и представлены растекшимися, резко удлиненными линзочками кварцитов, мраморовидных карбонатов, филлитов и зеленых сланцев. Характерно появление линзовидных и сигарообразных включений метаморфогенного карбоната, который является результатом метаморфической дифференциации.

Четвертая ступень ( $E \geq 500\%$  и более;  $M = 100\%$ ). Образования данного уровня структурно-вещественных изменений соответствуют биотит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма с парагенезисами: бурый биотит + хлорит + мусковит + олигоклаз + альбит + кальцит + кварц; хлорит + кальцит + серицит + альбит + кварц + зелено-коричневый биотит ± актинолит ± эпидот. Акцессорные минералы могут быть представлены турмалином, апатитом, рутилом, сфеном, магнетитом, цирконом.

Породы данного уровня преобразований — это биотитсодержащие мусковит-хлорит-кварц-карбонатные сланцы с линзовидно-полосчаты-

ми и свилеватыми текстурами, лепидогранобластовыми и гранобластовыми структурами. Конгломератовая природа сланцев распознается лишь на основании латеральных переходов в менее метаморфизованные породы, по присутствию редких галек, “выключенных” из деформации и испытавших лишь замещение состава, а также по наличию не полностью измененных включений.

В наименее перекристаллизованных породах данного уровня преобразований, испытавших минеральные превращения на уровне мусковит-хлоритовой субфации, биотит кристаллизуется неравномерно и приурочен к зонам максимальной концентрации напряжений: вдоль границ деформированных галек, а также в пределах интенсивно перекристаллизованных и рассланцованных зон, задавленных между сближенными включениями. При увеличении интенсивности общей перекристаллизации пород биотит кристаллизуется в виде тонких лейст в основной цементирующей массе, в узких зонах интенсивного рассланцевания. В заключенных между зонками рассланцевания объемах, испытавших меньшую степень раскристаллизации, биотит исчезает. В зонах интенсивной перекристаллизации и рассланцевания лейсты биотита, так же как и другие метаморфические минералы, расположены в плоскости максимальной раздавленности горных пород ( $S_1$ ). Однако нередко появляются крупные идиоморфные таблички биотита без предпочтительной ориентировки, которые кристаллизовались несколько позже основной массы метаморфических минералов.

При высокой степени переработки конгломератов иногда сохраняются относительно слабо рассланцованные гальки диабазов с реликтовой офитовой структурой. При этом в пределах одного шлифа можно наблюдать последовательное увеличение степени структурно-вещественных преобразований. В центре галек, где изменения минимальны, отмечаются идиоморфные кристаллы плагиоклазов среднего-основного состава с нормальной магматической зональностью. Основная масса представлена кварц-альбит-эпидот-серицит-хлоритовым криптозернистым несовершенным сланцеватым агрегатом. Эти реликтовые микрообъемы обрамляются зонками с более интенсивной рассланцовкой. Лейсты плагиоклаза, попадая в эти зонки, деформируются с проявлением трансляционного скольжения вдоль и поперек плоскостей двойникования (по 010, 001 и 110), в результате чего кристаллы приобретают косоугольную или линзовидную форму и зубчатые очертания; отмечается искривление двойниковых полосок. Одновременно с деформацией плагиоклазы сосюртитизируются вдоль зонк трансляций, замещаются

“шахматным” альбитом и серицитом, а также кальцитом, образующим псевдоморфозы по плагиоклазу. Деформированные лейсты испытывают вращение и приобретают единую ориентировку в плоскости  $S_1$ . В основной массе метадиабазов в зонах интенсивного расщепления появляется зелено-коричневый биотит; сланцеватость  $S_1$ , выраженная в планпараллельной ориентировке хлорита, биотита, мусковита и волокнистого кальцита, становится более совершенной, облекая зерна-линзы плагиоклаза с появлением флазерных структур. Такие образования сохраняются обычно в центральных частях деформированных галек и представляют собой породу, переходную между метадиабазами и актинолитовыми сланцами с лепидогранобластовой и нематобластовой структурами, которые слагают краевые части деформированных включений. Интересно пространственное сонахождение зелено-коричневого метаморфогенного биотита в “парагенезисе” с реликтовым магматическим плагиоклазом основного состава, что наблюдается в некоторых гальках.

Максимально измененные породы представляют собой линзовидно-полосчатые кристаллические сланцы с четкими лепидогранобластовыми полнокристаллическими структурами. Первичноосадочные структуры и текстуры исчезают полностью.

Таким образом, между величиной пластической деформации и степенью метаморфических преобразований существует прямая коррелятивная связь. С нарастанием деформации происходит прогрессирующее развитие вещественной переработки пород. Количество новообразованных метаморфогенных минералов возрастает по мере увеличения деформации с конечным переходом к формированию минеральных парагенезисов более высоких субфаций метаморфизма (см. рис. 4, 5). Границы между областями с различной интенсивностью деформации и метаморфизма на схемах несколько условны. В природе они менее определены. Иногда переходы осуществляются очень резко на расстоянии нескольких сантиметров, иногда практически мгновенны, что связано с тектоническим проскальзыванием отдельных горизонтов относительно других. В ряде случаев по простиранию толщ переходы между разными степенями интенсивности деформации и метаморфизма растянуты на несколько десятков метров и имеют зубчатый характер “фациальных границ”. Можно видеть, что в зону проявления пластической деформации и метаморфических преобразований попадает, главным образом, толща конгломератов верхнего карбона-нижней перми, а также отдельные объемы кембрийских пород и отложений альпийского осадочного чехла (см. рис. 4).

Пластическая деформация и метаморфизм проявлены неравномерно, имеют струйчато-мозаичный характер, а их интенсивность меняется от места к месту и от горизонта к горизонту. Явления структурной и вещественной переработки пород полностью отсутствуют в области открытых складок, постепенно, но достаточно быстро нарастают в зоне горизонтальной складки и максимальной интенсивности достигают в зоне общего ламинарного течения. При этом как только толщи конгломератов выходят за рамки области пластического течения, деформация и метаморфизм ослабевают и сходят постепенно на нет. Изменения структурных и вещественных преобразований резко ослабевают в поперечном направлении при выходе из зоны хрупко-пластического сдвига, но изменения по простиранию всегда более плавные.

### ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА

Итак, изучение зон пластической деформации выявило следующие особенности проявления структурных и вещественных преобразований.

1. Неравномерность по интенсивности. Степень преобразования вещества в изученных районах варьирует от начального катагенеза до высокотемпературных ступеней зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций (Ганза-Чимтаргинский и Сугутский массивы), от низкобарических серий зеленосланцевой фации до высокобарических серий глаукофан-зеленосланцевой фации (Ганза-Чимтаргинский массив), от метакатагенеза до ставролит-хлоритовой зоны метаморфизма (Нуратинский сегмент) и от метакатагенеза до биотит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации (Курганакский сегмент). Неравномерность вторичных вещественных преобразований имеет и количественное выражение: в определенном условном объеме горной породы может быть различное (от 0 до 100%) содержание метаморфогенных минералов. Пластическая деформация проявлена также резко неоднородно. Замеры величин деформации свидетельствуют о значительных вариациях (от 0 до 500 - 1000%) интенсивности пластического течения.

2. Неравномерность пространственного распределения. Неравномерное изменение степени структурных и вещественных преобразований проявлено на макро-, мезо- и микроуровнях, что отражено в сложном мозаично-пятнистом сочетании объемов горных пород с различной степенью структурных и вещественных преобразований.

3. Коррелятивная связь структурных и вещественных преобразований. Степень (фации и субфации метаморфизма) и интенсивность (процентное соотношение первичных и метаморфогенных



минералов) вещественных преобразований находятся в прямой парагенетической связи с интенсивностью пластической деформации. Литологический контроль отражает реологические свойства пород и определяет распределение интенсивности метаморфических процессов лишь опосредованно через их деформацию. Это подтверждается тем, что, с одной стороны, хорошо коррелируемые между собой изменения степени структурной и вещественной перестройки происходят в пределах литологически единых горизонтов, а, с другой стороны, границы "фаций" деформации и метаморфизма могут сечь литологические границы, сохраняя одинаковую интенсивность в различных литологических разностях материнских отложений.

Неравномерность проявления метаморфизма по существующим представлениям должна отражать неравномерность распределения в пространстве термодинамических параметров, в первую очередь, температуры и литостатического давления.

Никаких удовлетворительных механизмов мозаично-неравномерных вариаций температурного режима установить не удается. Местные источники тепла (интрузии, дайки, вулканические аппараты) отсутствуют, а масштаб проявления неравномерности метаморфизма не допускает связи со столь крупными источниками. Можно было бы рассматривать в качестве источника тепла разогретые флюиды, однако в Нуратинском сегменте, например, установлено, что метаморфизм имел изохимический характер и не сопровождался привнесением вещества. Более того, зоны зеленосланцевого метаморфизма и пластического течения являются экранами для проникновения флюидов, что отчетливо видно по распределению оруденения в Ганза-Чимтаргинском массиве. Мешают такому заключению и расположение метаморфизованных пород выше по разрезу, чем породы неизмененные, и неоднократное их чередование в разрезе, а также элементы обратной метаморфической зональности.

Можно было бы связать локальные повышения  $T$  с теплом, которое выделяется при трении. Однако показано в [35, 42, 43 и др.], что подъем температуры при этом не превышает 10% от фоновой и не имеет реального значения.

Учитывая эти сведения, а также данные о приповерхностных или малоглубинных условиях метаморфизма исследованных регионов и общую негативную оценку влияния температурного фактора на метаморфизм в Южном Тянь-Шане [41], нужно, по-видимому, искать иной фактор, способствующий реальному ходу метаморфических реакций достаточно широкого

температурного диапазона при фоновом значении  $T$ , обеспечивающем минеральные преобразования не выше уровня мета-катагенеза.

Литостатическое давление в земной коре возрастает с глубиной. Геологические наблюдения показывают, что максимальное литостатическое давление на наиболее глубинных уровнях изученных разрезов не могло превышать 2 - 3 кбар, а для Курганакского сектора и того меньше (приповерхностные условия), в то время как по экспериментальным данным образование пород глаукофан-зеленосланцевой фации Ганза-Чимтаргинского массива, которая слагает самые верхние (!) горизонты метаморфизованного разреза, требует  $P_{\text{общ}}$  не менее 6 - 8 кбар. Несоответствие экспериментальных данных реальным геологическим наблюдениям — явление широко распространенное. По мнению Р. Рутланд [32, с. 128], "в лучшем случае геологические оценки дают лишь половину глубины, на которую указывают экспериментальные данные, а в худшем — немногим меньше одной десятой части".

Итак, для объяснения наблюдаемых закономерностей необходимо указать дополнительный фактор, обеспечивающий преобразования горных масс при  $PT$ -условиях, существенно более низких, чем это устанавливается при расчетах и экспериментальных исследованиях. Причем нужно выбрать такой фактор, который бы обеспечивал мозаичное распределение  $T$  и  $P_{\text{общ}}$  синхронное во времени и в пространстве для обоих параметров. Таким фактором многие исследователи, начиная с А. Харкера [43], называли одностороннее давление — стресс, но вплоть до настоящего времени оценка влияния стресса на метаморфические преобразования неоднозначна [13, 16, 22, 23, 39, 40, 44]. Предложены две трактовки сущности явления стресс-метаморфизма. Согласно одной модели [22], изменение минерального состава связано исключительно с  $PT$ -условиями, существующими в областях проявления метаморфизма, и стресс не может вызвать в горных породах сколько-нибудь существенных минеральных преобразований, выступая лишь в роли структурообразующего фактора.

Во второй модели [40] стресс выступает как фактор, определяющий образование динамически неустойчивой системы, в которой происходят процессы структурно-вещественного преобразования, стимулированные приложением механической энергии.

Из рассмотренных моделей вытекает, что одностороннее давление само по себе не является фактором минеральных преобразований, но наличие стресса приводит к возникновению системы, характеризующейся неоднородным полем напряжений, а релаксация сложного напряженного

состояния осуществляется не только путем структурных (первая модель), но и структурно-вещественных (вторая модель) преобразований горных масс с участием энергии механохимических процессов. Эти два положения хорошо соотносятся с точкой зрения о пластической деформации как факторе метаморфических преобразований и способе релаксации напряженного состояния [10, 13, 17, 30, 39, 40, 44]. Учитывая приведенный в работе фактический материал, логично допустить, что именно пластическая деформация влияет на ход метаморфических реакций. Это предположение находит подтверждение и при изучении сходного типа метаморфизма в других районах [10, 30] и при теоретических исследованиях [37, 39, 43], в том числе в данных механохимии – области физической химии, изучающей химические и физические изменения вещества под влиянием механической энергии. Данные механохимии позволяют считать установленными [1, 3, 5, 25 - 27, 31, 37, 38, 39 и мн. др.] следующие положения.

1. При хрупкой (катаклиз, милонитизация) и пластической деформации твердых тел часть (от 5 до 30%) механической энергии, затраченной на деформацию, задерживается кристаллической решеткой деформируемого тела, в результате чего происходит ее искажение (дефекты, дислокации) и перестройка (изменение координационного числа, изменение межатомных, межионных, межмолекулярных расстояний).

2. Изменение структуры и строения вещества, происходящее под действием непрерывно подводимой механической энергии, направлены на ее поглощение; при этом запасенная энергия увеличивает термодинамический потенциал твердого тела. Повышение энергетического потенциала связано с приростом энергии свободной поверхности и аккумуляцией энергии в кристаллических решетках минералов. Происходит химическая активация вещества с изменением прочности химических связей вплоть до их полного разрыва.

3. Накопленная механохимическая энергия может релаксировать за счет: повышения растворимости минералов и изменения их сорбционной способности; изменения кинетического фактора энергетически выгодных, но медленно идущих реакций; увеличение масштабов диффузии; снижения энергетического барьера термодинамически выгодных реакций; ускорения реакций; изменения хода последующих реакций и пр. Скорость релаксации контролируется температурой: при низких значениях  $T$ , вследствие замедленной релаксации, остаточные напряжения в твердом теле могут сохраняться достаточно

долго. С этим связан эффект “последствия”, когда релаксационные процессы идут после прекращения подвода механической энергии.

4. Повышение химической активности твердых тел, связанное с подводом механической энергии, приводит к ряду следствий, имеющих принципиальное значение для понимания процесса структурно-вещественного (метаморфического) преобразования горных пород. Главные из них следующие: а) при воздействии механических сил на твердые вещества возможны все виды химических реакций, известные из химии твердых тел; б) повышение химической активности вещества при подводе к нему механической энергии способствует снижению значений температуры и литостатического давления в сравнении с теми, которые необходимы для петрохимических преобразований, происходящих в статических условиях; в) при механохимических процессах могут возникать локальные микрообъемы повышения температуры и давления, которые можно рассматривать как эффективные; г) наиболее значительные механохимические эффекты свойственны веществам с ярко выраженными пластическими свойствами; количество прореагировавшего вещества пропорционально деформации, и пластическая деформация – наиболее эффективный способ механохимической активации твердых тел; в режиме пластической деформации петрохимические реакции могут развиваться как самоподдерживающиеся.

Таким образом, пластическая деформация может, вероятно, быть реальным термодинамическим фактором вещественных преобразований [35]. Из этого следует, что в основе своей рекристаллизация и возникновение новых минеральных фаз являются одним из способов релаксации сложного поля напряжений при пластической деформации. Следовательно, в данном случае мы имеем дело с типом метаморфизма, специфика которого заключается в том, что вещественные преобразования не только проходят синхронно с пластическим течением, но они инициируются пластической деформацией (естественно, в сочетании с другими термодинамическими факторами). При пластической деформации петрохимические реакции протекают при температурах на 100 - 400° ниже, чем в статических условиях. В то же время в процессе механической активации и разрядки напряженного состояния могут возникать локальные зоны резко повышенных значений давления и температуры, и в этих зонах могут осуществляться процессы, требующие высоких термобарических параметров. Но возникновение этих условий связано при этом опять-таки с накоплением и релаксацией механической энергии пластического течения вещества.

По характеру проявления описанный тип метаморфизма может быть назван "мозаичным", генетически он является динамо-релаксационным. Поясним понимание этого термина. Сущность метаморфических преобразований заключается в приспособлении минеральной системы к условиям, отличным от тех, которые существовали во время формирования системы. В широком спектре известных в настоящее время типов метаморфизма можно выделить две формы, имеющие различный источник энергии: *PT*-метаморфизм, обусловленный соответствующими условиями температуры и литостатического давления, и "релаксационный" метаморфизм, при котором, кроме существующих *PT*-условий, реализуется энергия механических процессов (пластической деформации).

Принципиальное различие между этими двумя типами метаморфизма заключено не только в различии источников энергии. Вещественные преобразования при *PT*-метаморфизме приводят к образованию системы, устойчивой в новых условиях, но сами условия могут при этом не изменяться сколько-нибудь существенным образом, при релаксационном метаморфизме процесс направлен на уничтожение (релаксацию) причины, вызвавшей термодинамическую неустойчивость системы, т.е. на релаксацию сложного напряженного состояния деформируемого объема.

Здесь проглядывает определенная аналогия с представлениями, высказанными в [22], где стресс-метаморфизм рассматривается как один из способов релаксации напряженного состояния горных пород. Однако имеется принципиальная разница между пониманием того явления, которое названо стресс-метаморфизмом [22] и метаморфизмом релаксационным. В понятии "стресс-метаморфизм" заложено признание релаксации напряженного состояния горных пород только за счет их структурной перестройки. Однако в [1, 5, 38, 39] показано, что при пластической деформации за счет изменения структуры релаксируется не вся энергия, затраченная на деформацию. Часть ее задерживается в кристаллической решетке деформируемых минералов, и именно эта часть, как свидетельствуют данные механохимии, релаксируется путем вещественных преобразований и формирования новых энергетически обеспеченных минеральных фаз.

Таким образом, все изложенные выше данные позволяют рассматривать пластическую деформацию в качестве одного из энергетических факторов метаморфизма. Это, в свою очередь, оправдывает выделение такой разновидности структурно-вещественных преобразований, как релаксационный метаморфизм, при котором существен-

ный, а иногда и решающий вклад в энергетику процесса дает энергия механических процессов.

Вполне вероятно, что высказанные предположения можно оспорить, однако при этом нужно будет найти объяснения совокупности закономерностей, которые отражены в следующих характеристиках выделенного типа метаморфизма:

1) наличие парагенетической связи между структурными и вещественными преобразованиями горных пород, выраженной в сходстве тектонической ориентировки структурных и минеральных элементов и в пространственной приуроченности явлений метаморфизма к определенным структурным формам;

2) неравномерность пространственного распределения метаморфических минеральных парагенезисов, выраженная на различных масштабных уровнях;

3) различные процентные соотношения первичных (диагенетических, катагенетических) и метаморфических минералов в определенном небольшом объеме горной породы;

4) неравновесность минеральных систем и отдельных метаморфических минералов;

5) наличие прямой коррелятивной связи между пластической (сдвиговой) деформацией и вещественными преобразованиями в их количественном и качественном выражении;

6) изохимический характер метаморфических преобразований и их сквозное не связанное со стратификацией толщ распределение;

7) парадоксальный характер явлений метаморфизма: обратная и многоярусная метаморфическая зональность, несоответствие глубины погружения метаморфических образований фациальному уровню метаморфизма, "бескорневой" и "мозаичный" метаморфизм, охватывающий лишь верхние части разреза осадочных толщ, и т.д.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по гранту № 93-05-9125.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аввакумов Е.Г.* Механические методы активации химических процессов. Новосибирск: Наука, 1986. 305 с.
2. *Бакиров А.Б.* Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978. 261 с.
3. *Болдырев В.В.* О некоторых проблемах механохимии неорганических твердых веществ // Изв. СО АН СССР. Сер. хим. наук, 1982. Вып. 3. № 7. С. 3 - 8.
4. *Бондаренко П.М.* Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1976. 119 с.



5. Бриджмен П. Исследование больших пластических деформаций и разрыва. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1955. 444 с.
6. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1969. 248 с.
7. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1979. 327 с.
8. Довжиков А.Е., Иванов Г.В., Кнауф В.В. Структурное положение и возраст зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня // Сов. геология. 1984. № 3. С. 71 - 76.
9. Елисеев Н.А. Метаморфизм. М.: Недра, 1963. 428 с.
10. Казаков А.Н. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. М.: Наука, 1987. 272 с.
11. Кожухарова Е., Леонов М.Г. Пластическая деформация и метаморфизм горных пород Южного Тянь-Шаня // *Geologica Balcanica*. 1988. Т. 18. № 4. С. 37 - 46.
12. Колодяжный С.Ю., Леонов М.Г., Хан Р.С. Тектоника Южно-Нуратинской линейной зоны (Кизилкум) // *Геотектоника*. 1991. № 5. С. 93 - 106.
13. Коньгин В.Г., Леонов М.Г., Лошманов Е.В. Тектоническая структура Курганакской зоны Южного Тянь-Шаня // *Геотектоника*. 1988. № 6. С. 76 - 85.
14. Коньгин В.Г., Леонов М.Г. Тектоника Сугутского метаморфического блока (Южный Тянь-Шань) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 6. С. 19 - 35.
15. Леонов М.Г. Южный Тянь-Шань. Геологические условия проявления зеленосланцевого метаморфизма и модель геотектонического развития // *Геотектоника*. 1985. № 5. С. 45 - 61.
16. Леонов М.Г. Зеленосланцевый метаморфизм – опыт геодинамического анализа. М.: Наука, 1988. 325 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 433).
17. Леонов М.Г., Кожухарова Е. Релаксационный метаморфизм как фактор структурно-вещественного преобразования горных пород // Структура линейных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1990. С. 41 - 49.
18. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105 - 146. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 343).
19. Лукьянов А.В. Методология структурных исследований кристаллических комплексов // Структурный анализ кристаллических комплексов: Тезисы докладов. М.: Наука, 1986. С. 7 - 8.
20. Лукьянов А.В. Некоторые методологические проблемы, возникающие при изучении тектонических деформаций // Изучение тектонических деформаций. М., 1987. С. 5 - 32. Ротапринт ГИН АН СССР.
21. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
22. Лукьянова В.Т., Лукьянов А.В. Стресс-метаморфизм в фанерозойских толщах Памира и Тянь-Шаня // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М., 1987. С. 121 - 172. Ротапринт ГИН АН СССР. Ч. II.
23. Марков М.С. Особенности проявления метаморфизма в связи с глубинными надвигами // *Геотектоника*. 1988. № 2. С. 17 - 27.
24. Минаев В.Е. Метабазиты в зеленых сланцах Каратегина // Докл. ТаджССР. 1978. Т. XXI. № 9. С. 40 - 43.
25. Молчанов В.И. Генерация водорода в литогенезе. Новосибирск: Наука, 1981. 142 с.
26. Молчанов В.И., Селезнева О.Г., Осипов С.Л. Тонкое диспергирование горных пород как предпосылка петрохимических преобразований в условиях динамометаморфизма. Новосибирск: Наука, 1988. С. 29 - 41.
27. Молчанов В.И., Юсупов Т.С. Физико-химические свойства тонкодиспергированных минералов. М.: Наука, 1981. 264 с.
28. Мясников В.П., Савельев А.А., Соколова Ю.Ф. Сдвиговые деформации при метаморфизме горных пород: Тез. докл. Всесоюзной школы "Структурный анализ кристаллических комплексов". М.: Наука, 1986. Ч. I. С. 17 - 18.
29. Паталаха Е.И. Законы и модель дислокационного процесса // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1978. № 5. С. 15 - 22.
30. Паталаха Е.И., Лукиенко А.И. О природе динамометаморфизма мезозоны // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1986. № 2 (288). С. 3 - 11.
31. Петерс К. Механохимические реакции // Труды европейского совещания по измельчению. М.: Изд-во лит. по строительству, 1966. С. 80 - 93.
32. Рутланд Р.У.Р. Избыточное тектоническое давление // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 125 - 146.
33. Соловьев А.Ю. Геологическое строение и тектонофашии зеленосланцевого комплекса Восточного Алая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 12. С. 102 - 111.
34. Соловьев А.Ю. Деформации и метаморфизм в структурах зеленосланцевого комплекса Восточного Алая (Южный Тянь-Шань) // *Геотектоника*. 1990. № 4. С. 45 - 51.
35. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: ИЛ, 1961. 580 с.
36. Федоров Г.В. Вещественный состав и глаукофан-зеленосланцевый метаморфизм западной части Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Душанбе, 1982. 24 с.
37. Флинн Д. Деформация при метаморфизме // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 49 - 77.
38. Хайникё Г. Трибохимия // М.: Мир, 1987. 582 с.
39. Чередниченко А.И. Тектоно-физические условия минеральных преобразований // Киев: Наук. думка, 1964. 184 с.
40. Чиков Б.М. Физико-механические и механохимические предпосылки структурообразования в условиях стресс-метаморфизма // Структура линейных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1990. С. 41 - 49.

- зон динамометаморфизма. Новосибирск: Наука, 1988. С. 5 - 28.
41. Шванов В.Н. Литоформационные корреляции терригенных и метаморфических толщ. Южный Тянь-Шань // Л.: ЛГУ, 1983. 214 с.
42. Goguel J. Introduction a l'étude mécanique des déformations de l'écorces terrestres // Мém. Serv. Carte Géol. France, 1948.
43. Harker A. Metamorphism. A study of transformations of rockmasses. London: Methuen and Co., 1934. Vol. IX. 360 p.
44. Leonov M.G., Kozhukharova E. Relaxation metamorphism as a factor of structural and material transformation of rocks // Krystalinicum. 1992. № 21. P. 23 - 32.

Рецензент: В.С. Буртман

## Ductile Deformation and Metamorphism

M. G. Leonov, S. Yu. Kolodyazhny, A. Yu. Solov'ev

*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow*

The paper is aimed to discuss the problem of ductile deformation during the metamorphism. Materials under discussion include observation results for a series of tectonic structures of the southern Tien Shan: Ganza-Chimtarga massif, Sugut complex, and Nuratau-Kurganak suture zone. Rocks of all studied units reveal features of subhorizontal and subvertical ductile flows and related structural and compositional transformations. Data on the degree of metamorphism and intensity of deformations are obtained on the base of paragenetic analysis of structural and compositional peculiarities. Percentage of deformation intensity is estimated by using natural stress indicators. Qualitative and quantitative characteristics of metamorphism are evaluated on the base of paragenetic mineral assemblages and abundance (in percent) of newly-formed metamorphic minerals relative to the reference rock volume. The studied spatial distribution of metamorphism and deformations of various scales have shown them to be nonuniform. The metamorphism has an isochemical character, but relevant mineral systems are out of equilibrium, and do not reveal a regular vertical and lateral metamorphic zonation, though there is the positive correlation between the intensity of ductile deformation and degree of metamorphism. Discussing all above features of structural and compositional transformations, we conclude that ductile deformation has to be considered as a powerful factor of metamorphic alterations.

УДК 551.25

## ДЕФОРМАЦИОННО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАГЕНЕЗЫ И СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

© 1995 г. М. А. Гончаров, В. Г. Талицкий, В. А. Галкин, Н. С. Фролова

*Геологический факультет МГУ, Москва*

Поступила в редакцию 19.05.94 г.

В развитие учения о структурных парагенезах сформулировано понятие о деформационно-химических парагенезах, формирующихся в неоднородных горных породах и их толщах. При нагружении в них появляются зоны компрессионного растворения и выноса наиболее подвижных компонентов (кальцита и кварца) в виде швов разного масштаба – кливажных на уровне зерен, муллионных на уровне слоев и дизъюнктивов сжатия на уровне блоков. Растворенный материал отлагается в зонах декомпрессии в виде жильных тел разного масштаба, от “бород нарастания” на торцах зерен до крупных тел. Переход деформации от этапа к этапу на все более крупный уровень – характерная черта формирования разномасштабного деформационно-химического парагенеза. На примере одной из складчатых областей, обладающих метаморфической зональностью, показана связь последней с зональностью структурных форм (в первую очередь, кливажа и муллион-структур), образующих деформационно-химический парагенез.

Парагенетический анализ – выделение, классификация и картирование различных парагенезов – давно является мощным инструментом при геологических исследованиях. Термин “парагенезис” широко используется в петрологии, где под ним подразумевается закономерная ассоциация минералов, сформированная в определенных термодинамических условиях, а представление о магматических и метаморфических фациях как *PT*-условиях формирования минеральных парагенезисов можно считать фундаментом современной петрологии.

В этом отношении структурная геология сильно отстала. Лишь сравнительно недавно, около 30 лет назад, А.В. Лукьяновым было введено понятие о “парагенезах структур” [8]. До этого использовались, главным образом, представления об отдельных структурных формах – складках, разрывах, кливаже, трещинах, будинаже и др. В дальнейшем представление о структурных парагенезах прочно укоренилось в отечественной литературе<sup>1</sup>. Им пользовались в своих работах А.В. Лукьянов, В.В. Белоусов, Л.М. Расцветаев, В.С. Милеев, Ю.В. Миллер и другие. В англоязычной литературе термин “структурный парагенез” до сих пор не используется, хотя глубокая генетическая связь между различными деформационными структурами отмечается большинством исследователей.

Суммируя общее в многочисленных определениях структурного парагенеза, можно сказать,

что под этим термином понимается сообщество (совокупность, набор) структурных форм, занимающее определенный объем геологического пространства и возникшее в определенной динамической (геодинамической) обстановке – сжатия, растяжения или сдвига; другими словами, в едином для данного объема поле тектонических напряжений (такие объемы получили в структурной геологии метаморфических комплексов наименование “доменов”).

Под действием этих девиаторных (дифференциальных) напряжений горные породы и их толщи, содержащиеся в названном объеме (домене), испытывают деформацию. Полное описание деформации такого объема состоит в выявлении ориентировки главных осей, величины, скорости и механизма деформации. Каждое из этих четырех свойств деформации вносит свою специфику в характер структурного парагенеза.

Первые три свойства – количественные, т.е. они являются параметрами деформации. Ориентировка главных осей определяет тип структурного парагенеза – горизонтального сжатия, растяжения, разных типов сдвига или их комбинаций [1]. Принадлежность структурного парагенеза к той или иной “тектонофации” обусловлена, при прочих равных условиях, величиной деформации [14]. Опять же, при прочих равных условиях, в том числе при одинаковой величине деформации, на характер структурного парагенеза влияет скорость деформации, зависящая от величины напряжений [8]. По этому признаку один из соавторов предлагает выделять “стресс-фации” [2].

<sup>1</sup> В петрологии употребляется термин “парагенезис”, а в структурной геологии значительно чаще – “парагенез”.

С учетом этого обстоятельства “тектонофазии” Е.И. Паталахи можно было бы назвать “стрейн-фазиями”.

Четвертое свойство – это механизм деформации. Очевидно, что методы оценки первых трех параметров можно развивать только исходя из представлений о доминирующих механизмах деформации геологических тел. Конкретные механизмы деформации этих тел (горных пород и их толщ) зависят от их состава и структуры, а также условий деформирования (температура, всестороннее давление, флюидный режим и др.).

Генеральная задача структурно-парагенетического анализа – это характеристика вышеназванных четырех свойств деформации изучаемого объема геологического пространства (домена), а также условий деформации, наряду с выявлением иерархии разных структурных уровней и истории деформации.

### ДЕФОРМАЦИОННО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАГЕНЕЗЫ

Твердое тело представляет собой иерархически построенную систему разномасштабных элементов – субзерен, зерен, агрегатов зерен и т.д., разделенных (или связанных) границами разного масштаба и строения. Нагружение такой системы приводит к возникновению в ней чрезвычайно сложного поля напряжений на разных уровнях структуры. Такое поле может быть описано как сочетание концентраторов напряжений различного типа – концентраторов нормальных сжимающих, нормальных растягивающих и касательных напряжений, приуроченных к различным структурным границам. При достижении в зонах концентрации напряжений некоторых предельных значений (предела ползучести, пластичности или прочности) в этих зонах того или иного масштаба начинается процесс пластической деформации или микроразрушения.

Одним из важнейших условий деформирования является взаимосогласованность локальных деформаций, которая обеспечивает сохранение целостности твердого тела. Следствием этого условия является развитие “подстраивающих” одна другую локальных деформационных структур, которые вместе образуют деформационный структурный парагенез.

Геологическая среда представляет собой максимально сложный вариант твердого тела. Во-первых, набор “вложенных один в другой” структурных уровней здесь весьма велик. Даже с существенными упрощениями такая среда представляет собой своеобразный ряд матрешек, вложенных одна в другую: зерна-агрегаты зерен-слои-серии слоев-блоки. Во-вторых, горные

породы чаще всего полиминеральны, а разные минералы обладают своими характерными физико-химическими свойствами, что сильно усложняет деформацию. В-третьих, почти все горные породы содержат жидкую, а иногда и газообразную фазу – флюид. Следовательно, деформация породы – это деформация твердо-жидкой среды, обладающей дополнительными собственными механизмами деформирования по сравнению с твердым телом. Наконец, горная порода в естественных условиях способна испытывать весьма значительные неоднократные деформации в разных полях напряжений, что приводит к наложению структурных форм и структурных парагенезов одних на другие.

Занимая большие объемы, горные породы и их толщи могут находиться в отличающихся термодинамических условиях, но в едином поле тектонических напряжений. Это приводит к специфике структурных форм и структурных парагенезов в разных частях объема и возникновению структурной зональности (см. ниже).

Распределение напряжений в горных породах неоднократно воспроизводилось на моделях из оптически активных эквивалентных материалов на разных структурных уровнях – уровне зерен, слоев и блоков. Под воздействием генерального поля напряжений возникали многочисленные концентраторы относительно повышенных и пониженных напряжений – зоны компрессии и декомпрессии. Такое механически неустойчивое состояние ведет к перемещению материала из зон компрессии в зоны декомпрессии. Скорость этого перемещения находится в обратной зависимости от вязкости материала (понимаемой в наиболее общем смысле). Поэтому в зоны декомпрессии в первую очередь попадают наименее вязкие вещества – межзеренный цемент осадочных пород, глинистое вещество в толщах переслаивания, флюид, магма (в первую очередь наименее вязкая – основного состава) и т.д. Это перемещение осуществляется в основном механическим путем.

В зонах декомпрессии также происходит частичное плавление и метаморфическая дифференциация при формировании мигматитов на фоне гнейсового субстрата. Это позволяет объяснить возникновение весьма причудливых жильных тел неосомы, в частности, складкоподобную и будинообразную форму таких тел, которая не является следствием деформации первично плоских жил, а представляет результат процесса, локализованного именно в такой форме [4].

Наблюдения в Приольхонье (Западное Прибайкалье) помогли выявить зависимость масштаба мигматизации от уровня и степени однородности деформации [4, 6]. Минимум мигматизации приурочен к участкам относительно

однородной деформации вмещающих гнейсов, где осуществлялось растяжение вдоль полосчатости, зафиксированное по ориентировке сланцеватости, параллельной полосчатости, и наличию будин более вязких прослоев амфиболитов среди вмещающих гнейсов. Неосома представлена здесь лишь тонкими послойными прожилками и небольшими межбудинными телами. Максимум же мигматизации приурочен к смежным участкам, где вдоль полосчатости происходило сжатие и последняя была смята в складки; другое свидетельство сжатия – сланцеватость, на этот раз секущая полосчатость и параллельная осевым поверхностям складок. Здесь размеры жильных тел соизмеримы уже с размерами складок и значительно превышают таковые в зонах растяжения.

Нечто подобное наблюдалось в экспериментах, проведенных в лаборатории [6]. Складчатость в слоистом эквивалентном материале – сплаве канифоли с машинным маслом – была получена в сочетании с прогревом образца, имитировавшим метаморфизм. Именно к участкам сжатия вдоль слоистости были приурочены зоны, где эквивалентный материал испытывал перекристаллизацию, которую с известной долей условности можно считать аналогом частичного плавления и метаморфической дифференциации при формировании мигматитов.

Для многих горных пород очень характерен и другой способ перемещения вещества – физико-химический – растворение в зонах компрессии (*pressure solution*) и переотложение в зонах декомпрессии наиболее мобильных минералов, в первую очередь, кварца, кальцита, хлоритов. Первоначально физико-химический процесс растворения под давлением был предложен в качестве механизма формирования межзернового кливажа и кливажа плейчатости [15, 19]. В зонах повышенных нормальных напряжений – на границах обломочных зерен и крыльях микроскладок, ориентированных под большими углами к сжимающим напряжениям, физико-химическое равновесие смещается в сторону растворения. Кварц, кальцит и др. минералы, подвижные при данном химизме флюидной фазы, растворяются и перемещаются путем фильтрации и/или диффузии в зоны относительно низких напряжений – в тыльные части зерен (“тени давления”), в замковые части микроскладок, в формирующиеся при деформации пустоты отслаивания вдоль межзерновых границ и в микроскопические или более крупные приоткрывающиеся трещины. В местах пониженных напряжений равновесие снова смещается, теперь уже в сторону кристаллизации вещества из раствора, что приводит к формированию минеральных жил, бород нарастания и зон рассеянного новообразования в “тених давления”. В местах же растворения пассивно скапливается

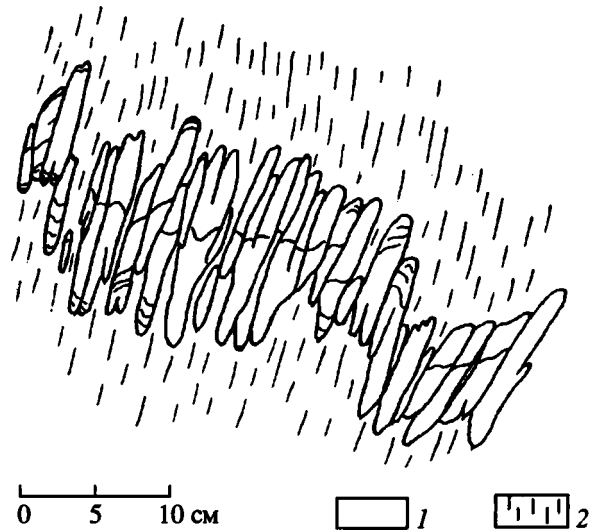


Рис. 1. Муллион-структуры (карбонатно-терригенный флиш верхнего рифея, Таласский хребет Северного Тянь-Шаня).

1 – известняки; 2 – кливажированные филлитовые сланцы.

нерастворимое вещество – глинистое, рудное, органическое, формируя кливажные зоны.

Однако впоследствии представление о растворении под давлением как важном физико-химическом процессе деформации горных пород было распространено нами на структуры макроскопического масштаба, более крупные, чем кливаж, – муллион-структуры [10]. Под ними обычно понимают поперечное разлинзование слоев карбонатного, реже существенно кварцевого состава (рис. 1). Важнейшим элементом муллион-структур являются муллионные швы, разделяющие слои на линзы, сложенные химически инертными компонентами переработанного слоя и отличающиеся по составу от смежных метапелитов. При образовании муллион-структур подвижные минералы – кальцит или кварц – выносятся из швов в результате растворения под давлением и кристаллизуются в тених давления – торцах, отчасти ядрах муллионов. Швы обычно наследуют либо деформационные неоднородности (зоны кливажа или плейчатость), либо исходные вещественные неоднородности, чаще всего текстуры осадочных брекчий.

Существуют еще более крупные структуры, в образовании которых решающую роль играют процессы растворения под давлением. Это структурные формы, очень напоминающие разрывы. Они всегда параллельны кливажу и осевым поверхностям складок и, следовательно, формируются в плоскости, перпендикулярной оси максимального сжатия (рис. 2), чем и отличаются от взбросов и надвигов, отклоняющихся под разными углами от этой плоскости и рассматриваемых

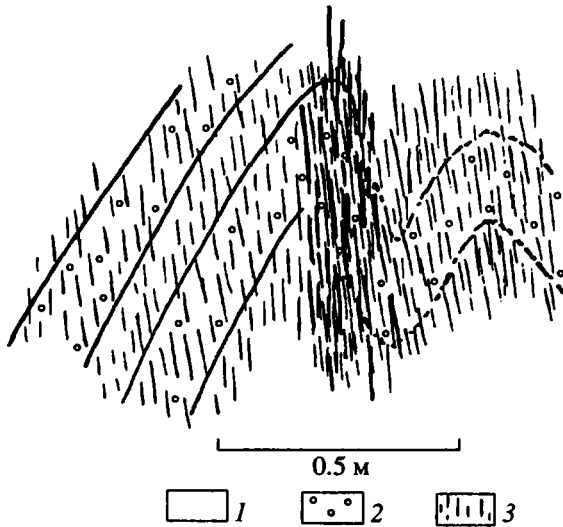


Рис. 2. Дизъюнктив сжатия, выраженный в виде зоны сгущения кливажа (мраморизованные известняки среднего палеозоя, Султан-Уиздаг Южного Тянь-Шаня).

1, 2 – известняки: 1 – светлые, 2 – темные углеродистые; 3 – кливаж.

обычно как результат скалывания. Кроме того, от разрывов их отличает отсутствие зон дробления и, главное, часто вдоль них не наблюдается никаких смещений. Таким образом, был выделен особый тип структурных форм, названных дизъюнктивами сжатия [12]. Эти структуры широко развиты в складчатых поясах, где их расположение предопределяется структурными, реже вещественными неоднородностями. Плоские тела дизъюнктивов сжатия, иначе называемые швами, имеют протяженность от нескольких миллиметров до сотен, а возможно, и более метров. Крупные швы – это сложно построенные зоны, представляющие собой концентрацию более мелких швов. Швы сильно отличаются от вмещающих пород по составу. Они обычно обогащены плохо растворимыми минералами и обеднены хорошо растворимыми, чаще всего кварцем и кальцитом. Однако кварцевые и кальцитовые тела часто обнаруживаются внутри или по краям этих зон. Никаким иным способом, кроме растворения под давлением в плоскости, перпендикулярной сжатию, объяснить происхождение этих структур невозможно. Таким образом, это структуры, генетически родственные кливажу, хотя масштабы химической дифференциации для дизъюнктивов сжатия – зон локализованного растворения и выноса вещества – могут отличаться на несколько порядков.

Итак, структуры, в основе образования которых лежит описанный выше механизм, очень широко распространены и могут развиваться на разных структурных уровнях – уровне зерен и

агрегатов зерен, уровне слоев и уровне блоков. Мы предлагаем называть структурный парагенез, образованный в результате деформационно-химической дифференциации и включающий в себя как зоны растворения разного масштаба, так и зоны отложения растворенного вещества, деформационно-химическим парагенезом. В него могут входить: межзерновой кливаж, кливаж плейчатости, бороды нарастания, муллион-структуры, стилолитовые швы, дизъюнктивы сжатия, минеральные жилы, новообразованные тела любой другой формы и т.д.

Как показали исследования, взаимоотношения между деформациями на разных структурных уровнях могут быть разными. Так, например, для Охно-Талдыкского синклиория Южного Тянь-Шаня установлено, что деформация происходила с постепенным вовлечением все более крупных структурных уровней. Вначале формировался деформационно-химический парагенез на уровне зерен, что привело к образованию межзернового кливажа в обломочных слабометаморфизованных породах, кливажа плейчатости в хлорит-мусковит-кварцевых сланцах, многочисленных кварцевых жил и бород нарастания. На следующей стадии началось формирование складок макромасштаба с разворотом уже развитого кливажа и формированием нового парагенеза – зон растворения вдоль крыльев складок и минеральных жил и зон рассеянного новообразования кварца в замковых частях складок и в теневых частях своеобразных “макролитонов” – аналогов муллион-структур. Последние стадии деформации связаны с развитием разрывных зон и перемещением блоков и крупных линз пород вдоль разрывов. В большинстве случаев эти разрывы наследуют зоны растворения предыдущей стадии, а при детальном изучении также обнаруживают следы интенсивного перераспределения кварца и хлорита (иногда кальцита).

Та же тенденция постепенного вовлечения в процесс все более крупных структурных уровней намечается и для других складчатых областей Тянь-Шаня, а также Забайкалья [12]. Деформационно-химический парагенез так же, как и в Охинско-Талдыкском синклиории, развивается на разных структурных уровнях. Обычно процесс начинается на микроуровне. Так, при образовании дизъюнктивов сжатия вначале зарождается кливаж (сплошной или локальный), затем он постепенно концентрируется в относительно узких зонах, где появляются швы, более крупные, чем межзерновой кливаж; это могут быть, в частности, муллионные швы. В этих зонах осуществляется лавинообразный процесс флюидной переработки, что в конце концов иногда приводит к формированию крупных швов – дизъюнктивов сжатия, значительно отличающихся по составу и

структуре от вмещающих пород и являющихся механически ослабленными. По этим зонам осуществляется сближение крыльев дизъюнктива, или их “сшивание”. Следствием этого иногда бывает преобразование дуговидных антиклиналей в гребневидные и/или появление ложных “смещений” слоев на противоположных крыльях дизъюнктива.

Реальные тектонические смещения развиваются по дизъюнктивам сжатия лишь при изменении ориентировки оси максимального сжатия, т.е. отклонении ее от нормали к этим дизъюнктивам. Тогда по чисто формальным признакам последние попадают в категорию взбросов или сдвигов. Это относится и к более мелким швам – муллионным и кливажным. Представляется, что такая констатация может положить конец давней дискуссии о том, является ли кливаж результатом сжатия по нормали к его поверхностям или сдвига вдоль последних. Кливаж возникает на структурном уровне зерен (или микроплойчатости) в процессе растворения под давлением в обстановке сжатия по нормали к его поверхностям. Когда же деформация переходит на более крупный уровень слоев и возникает складчатость, то смещения по кливажу обеспечивают сдвиг кровли кливажированного слоя относительно его подошвы в сторону замка антиклинали. В процессе такой деформации поверхности кливажа образуют со слоистостью все меньший угол, разный в слоях различного состава [3, 5]. Если руководствоваться представлением о “самоподобии” структур и процессов разного ранга, то можно высказать предположение, что упомянутая трансформация дизъюнктивов сжатия во взбросы или надвиги также является следствием перехода деформации на более крупный структурный уровень.

Резюмируя первую часть статьи, отметим, что сформированный в итоге деформации сложный разномасштабный деформационно-химический парагенез свидетельствует о проявлении химической дифференциации вещества на всех структурных уровнях и масштабах, от микроскопических до десятков метров, а иногда и значительно больше.

### СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Процессы растворения под давлением (а также расплавления) сильно зависят от обстановки деформирования ( $PT$  и флюидный режим). Изменение последней отражается в минеральных парагенезисах и формирует метаморфическую зональность. Совместное изучение структурных парагенезов и метаморфической зональности позволяет выявить влияние  $PT$ -условий на характер деформационно-химического парагенеза.

Из приведенного выше определения деформационно-химического парагенеза следует, что его наиболее характерной структурной формой является кливаж (межзерновой или плойчатости), секущий слоистость. В то же время имеются складчатые области, в которых (по крайней мере, на дневной поверхности) секущий кливаж отсутствует. С другой стороны, складчатости в метаморфических комплексах кливаж также не свойственен; вместо него развита сланцеватость. “Бескливажная” складчатость формируется при невысоких  $PT$ ; кливаж – при умеренных  $PT$ , когда повышена растворимость главных минералов, участвующих в процессе растворения и переотложения кальцита и кварца; сланцеватость – при высоких  $PT$ , когда господствует метаморфическая перекристаллизация. Два типа кливажа (межзерновой кливаж и кливаж плойчатости) и сланцеватость представляют собой три наиболее характерных типа новообразованных плоскостных текстур [16].

Следует заметить, что сланцеватость распространена более широко, чем кливаж. Если кливаж возникает лишь при умеренных  $PT$ , то сланцеватость – не только при высоких  $PT$ , где господствует сплошная перекристаллизация, но также и при умеренных  $PT$ , где перекристаллизация происходит избирательно, в наиболее “податливых” к этому процессу однородных по составу породах – глинистых породах и известняках. В то же время при переходе в разрезе от этих пород к породам, содержащим в большей или меньшей мере обломочную примесь (алевроитовым или псаммитовым), секущая слой сланцеватость плавно переходит в межзерновой кливаж, лишь с некоторым увеличением угла между кливажем и слоистостью. Как показали наблюдения в Зилаирском синклинии Южного Урала, тангенс этого угла линейно зависит от среднего размера обломочных зерен [3, 5]. Плавность этого перехода не дает возможности однозначно провести границу, за которой кончается сланцеватость и начинается кливаж, в особенности при первичном полево, домикроскопическом, изучении. Кроме того, присутствие сланцеватости в глинистых сланцах и известняках, возникшей при умеренных  $PT$  в области формирования кливажа, обозначено четкими, макроскопически выраженными поверхностями, чего нельзя сказать о сланцеватости, сформированной при высоких  $PT$  в метаморфических комплексах, где она часто rozpoзнается лишь при осмотре обнажения с помощью лупы. И это несмотря на то, что пластинчатые минералы, единообразно ориентированные, в первом случае различимы иногда лишь под электронным микроскопом, а во втором случае невооруженным глазом!

Все эти соображения привели нас к убеждению, что пока, несмотря на рекомендации Пенрозской конференции (1976 г.), посвященной

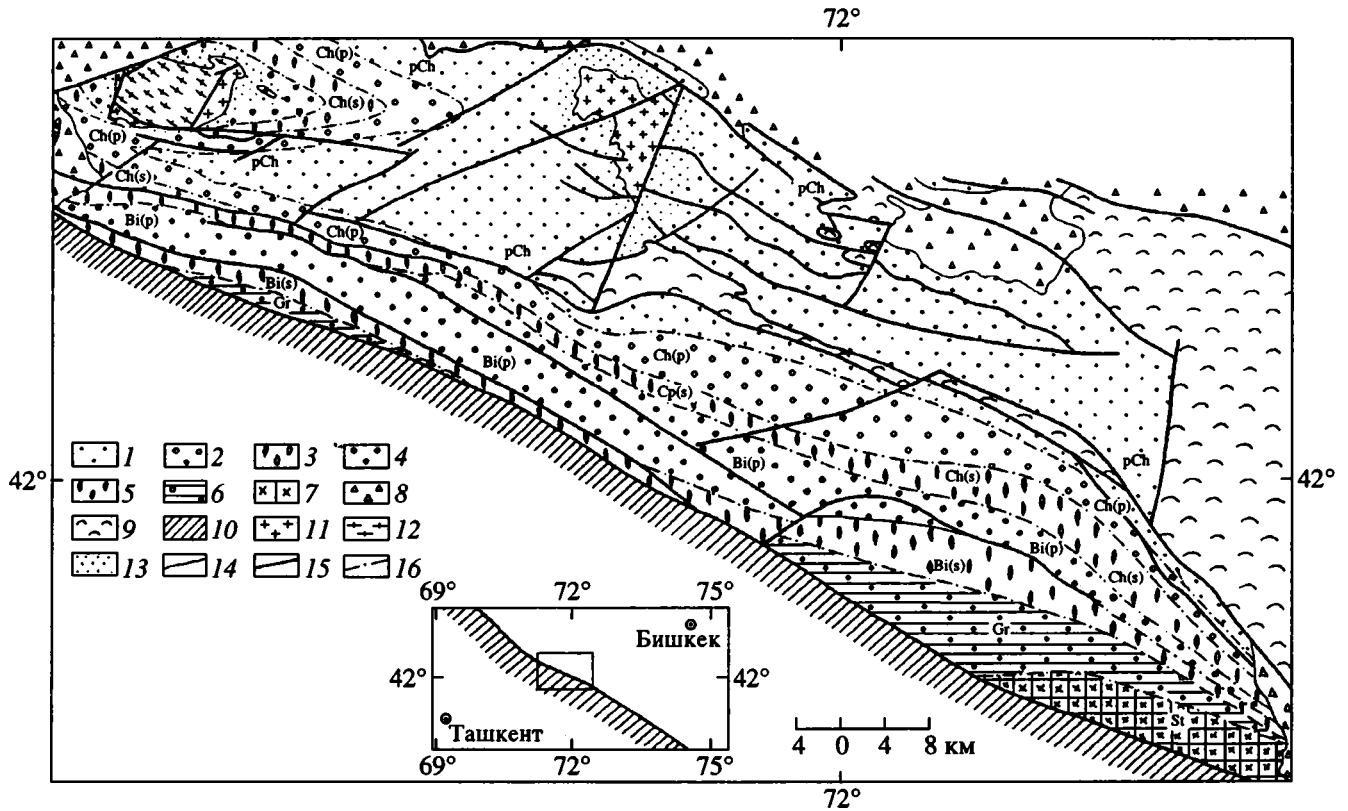


Рис. 3. Метаморфическая зональность Таласского хребта (Таласская подзона Таласо-Каратауской зоны), по А.Г. Малюжину [9].

1 - 7 - зоны регионального метаморфизма: 1 - дохлоритовая (рCh), 2, 3 - хлоритовые: 2 - посткинематическая (Ch(p)), 3 - синкинематическая (Ch(s)), 4, 5 - биотитовые: 4 - посткинематическая (Bi(p)), 5 - синкинематическая (Bi(s)), 6 - гранатовая (Gr), 7 - ставролитовая (St); 8 - кайнозойские образования; 9 - Курган-Карагоинская подзона; 10 - Чаткало-Нарынская зона Срединного Тянь-Шаня; 11, 12 - гранитоиды: 11 - синскладчатые, 12 - постскладчатые; 13 - зоны контактового метаморфизма интрузий; 14 - геологические границы; 15 - разрывные нарушения; 16 - границы зон регионального метаморфизма.

кливажу, еще не настало время отказаться от термина "кливаж сланцеватости" (*slaty cleavage*), применявшегося ранее для описания кливажа в глинистых сланцах и известняках, полностью отождествив его со сланцеватостью. При этом "кливаж" можно использовать как родовой термин, сохранив его в его первоначальном значении (*cleavage* - расщепляемость), с подразделением на кливаж сланцеватости, межзерновой кливаж и кливаж пльчатости.

Возвращаясь к вопросу о влиянии *PT*-условий на характер деформационно-химического парагенеза, заметим, что далеко не во всякой складчатой области на фоне единой метаморфической зональности развит структурный парагенез, на одном конце зональности не содержащий секущего кливажа (невысокие *PT*), а на другом конце включающий кристаллизационную сланцеватость (высокие *PT*), с деформационно-химическим парагенезом (секущий кливаж) между этими "полюсами" (умеренные *PT*).

Один из таких регионов - это складчатая область Таласского хребта Северного Тянь-Шаня, детально изученная нами [6, 13, 17]. Эта область расположена непосредственно к северу от глубинного Таласо-Ферганского разлома. Названный разлом в каледонскую тектоно-метаморфическую эпоху еще не был сдвигом и не простирался секущим образом до Ферганы, а представлял собой отрезок известной линии Тянь-Шаня - "линии Николаева", отделяющей герцинский Срединный Тянь-Шань от каледонского Северного. Ниже этот разлом именуется Главным Таласским разломом.

Этот разлом контролировал метаморфическую зональность. А.Г. Малюжинец выделил и зартировал [9] ставролитовую, гранатовую, биотитовую, хлоритовую и дохлоритовую зоны, последовательно сменяющие одна другую к северу по мере удаления Главного Таласского разлома (рис. 3). Биотитовая и хлоритовая зоны подразделены им на подзоны по признаку синкинематичности (более южные) и посткинематичности



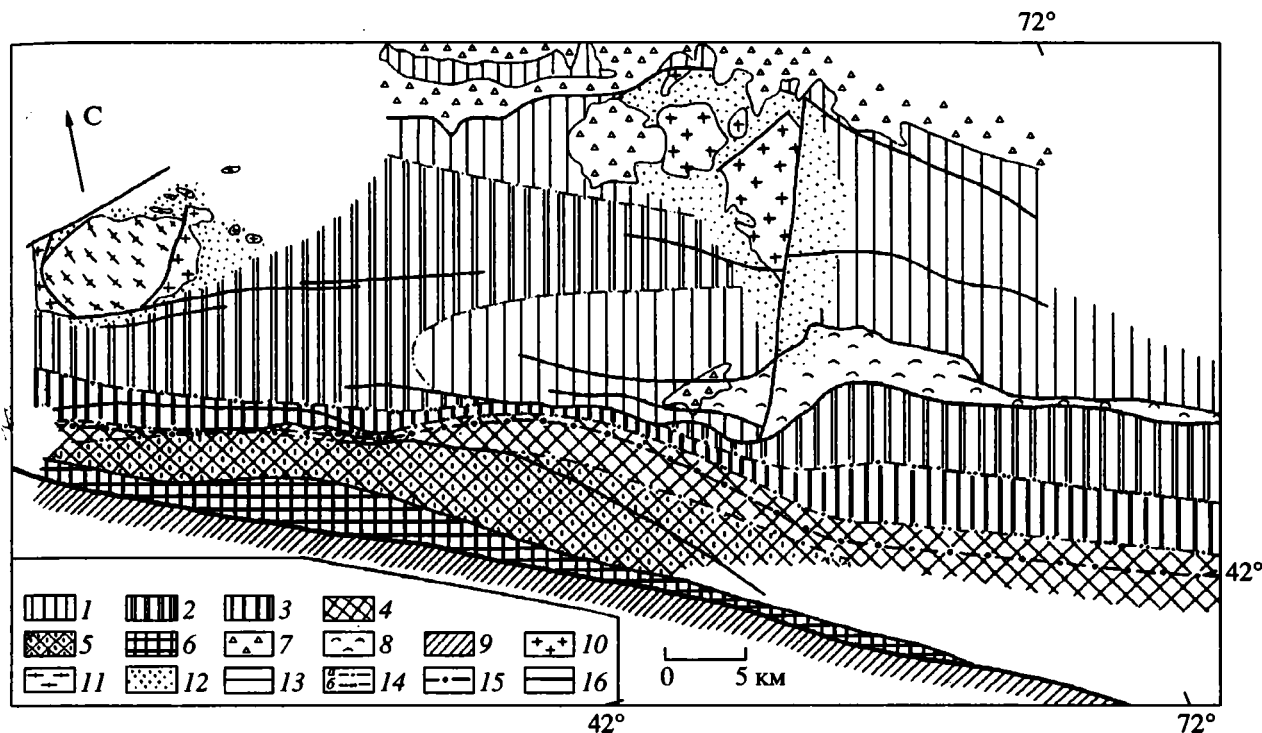


Рис. 4. Зональность постдиагенетических преобразований осадочных пород Таласского хребта (Таласская подзона Таласо-Каратауской зоны), по Н.С. Фроловой [17].

1 - 6 - зоны постдиагенетических преобразований: 1 - глубинный катагенез, 2 - ранний метагенез, 3 - поздний метагенез, 4 - 6 - метаморфизм, фация зеленых сланцев: 4 - мелкозернистых, 5 - среднезернистых), 6 - зона мраморов; 7 - кайнозойские образования; 8 - Курган-Карагоинская подзона; 9 - Чаткало-Нарынская зона Срединного Тянь-Шаня; 10, 11 - гранитоиды: 10 - синскладчатые, 11 - постскладчатые; 12 - зоны контактового метаморфизма интрузий; 13 - геологические границы; 14 - границы зон постдиагенетических преобразований: а - достоверные, б - предполагаемые; 15 - изограда биотита; 16 - разрывные нарушения.

(более северные), что указывает на расширение соответствующих зон к северу на посткинematическом (постскладчатом) этапе метаморфизма по сравнению с синкинematическим этапом. Т.е. метаморфизм на некотором отрезке времени после завершения складкообразования еще сохранил прогрессивный характер. Составлена также схема зональности постдиагенетических преобразований [17] по критериям, принятым в литологии, при любезной консультации известного специалиста в этой области О.В. Япаскурта (рис. 4). Сравнение карт, построенных по разным признакам, показывает их очень большое сходство. Границы всех зон, как посткинematических, так и синкинematических, хорошо согласуются между собой. Это свидетельствует об устойчивых источниках тепла в виде двух термальных антиклиналей, главная из которых располагалась в зоне Главного Таласского разлома. В этом регионе все, даже слабые, катагенетические преобразования пород связаны с подъемом теплового фронта, а не с погружением пород на глубину; метаморфизм носит изобарический характер.

Метаморфическая зональность не связана с возрастом толщ и глубиной их погружения. Это видно на рис. 5. Здесь изображена складчатая структура, параллельная Главному Таласскому разлому. Внизу пунктирной линией в условных единицах показано уменьшение степени метаморфизма по мере удаления к северу от разлома. А наверху штрих-пунктиром обозначено положение зеркала складчатости по подошве одной из толщ. Это зеркало образует два антиклинория и синклинорий между ними. Северный антиклинорий, более удаленный от разлома, в то же время более высокий. Это говорит о горизонтальной неоднородности метаморфизма в однообразных толщах, максимум которого приурочен к зоне Главного Таласского разлома.

По традиции принято считать, что, при прочих равных условиях, степень сжатости складок увеличивается при увеличении степени метаморфизма. В рассматриваемом примере это не так. Из рис. 5 можно видеть, что степень сжатости складок с юга на север меняется мало и никак не связана со степенью метаморфизма. Анализ разрезов через складчатую структуру, проведенный

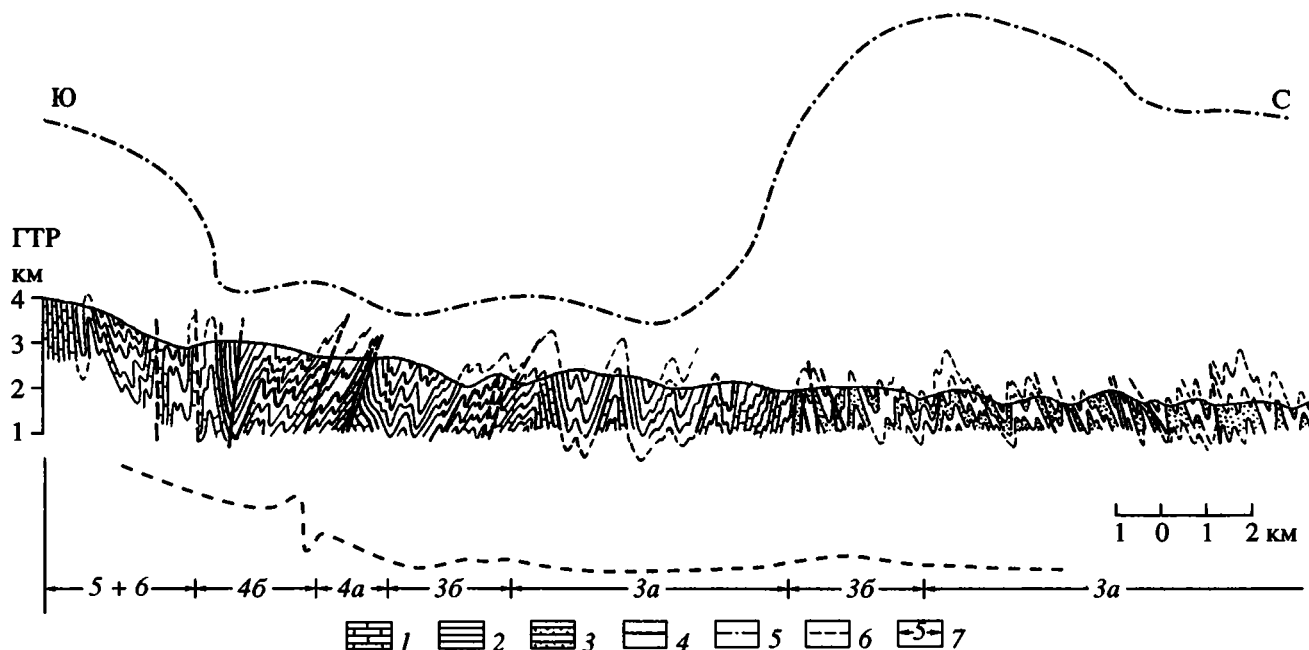


Рис. 5. Геологический разрез Таласского хребта вдоль р. Шильбилисай, по М.А. Гончарову, А.Г. Малюжину и Н.С. Фроловой [6].

1 - 3 – флишевые толщи верхнего рифея: 1 – карбонатная, 2 – карбонатно-терригенная, 3 – терригенная; 4 – разрывные нарушения (ГТР – Главный Таласский разлом); 5 – зеркало складчатости по подошве карбонатно-терригенной толщи (2); 6 – степень синкинематической раскristализации новообразованных зерен (в условных единицах); 7 – структурные зоны (см. рис. 6).

А.Г. Малюжинцем, показал, что степень сжатости складок несколько повышена в антиклинориях и понижена в синклиниях [6]. Эту закономерность более отчетливо выявил, путем количественного анализа складчатости, Е.А. Рогожин на примере других складчатых областей. В частности, на примере Большого Кавказа [18], где один из соавторов, М.А. Гончаров попытался показать, что отмеченная неоднородность полной складчатости обусловлена компенсационной организацией тектонического течения [7] при интерференции его разноранговых уровней. Другими словами, эта неоднородность никак не связана с метаморфической зональностью и обусловлена другими причинами, обсуждение которых выходит за рамки данной статьи.

В Таласском хребте существует зональность структурных форм разного масштаба – кливажа, муллион-структур, типов складок. Некоторые виды зональности поддаются картированию. Оно опиралось на изучение эволюции и механизма образования малых структурных форм. Каждая стадия складкообразования характеризуется своим набором таких форм и их локализацией в более крупных структурах. На *ранней стадии*, когда слои лежат еще горизонтально, они перерабатываются кливажем и, отчасти, муллион-структурами. В это время лишь в так называемых “одиноч-

ных” компетентных слоях возникают складки типа птигматитовых. На *второй стадии* происходит смятие в складки пакетов как кливажированных слоев, так и слоев, в которых кливаж не успел образоваться. В таких монолитных слоях кливаж в это время возникает локально и лишь в замках складок.

Структурные формы, входящие в деформационно-химический парагенез, представлены в Таласском хребте швами (зонами растворения) разного масштаба: стилолитовыми, межзернового кливажа, муллионными и швами дизъюнктивов сжатия. В парагенезе со швами находятся различные новообразованные тела как в форме послойных и секущих жил, так и в иной. Осаждение растворенных и вынесенных из швов минералов в “тенях давления” определяется неоднородностью деформаций разного масштаба, соответствующих масштабу зон растворения. Такими “тенями” являются, в частности, замки микроскладок, торцы поперечных линз муллион-структур, кровля и подошва малорастворимых слоев, выпуклые стороны слоев в складках, близких к концентрическим, и тому подобное. В крупных швах обычно много кварцевых и кальцитовых тел, обязанных своим появлением всегда содержащимся в таких зонах неоднородностям.

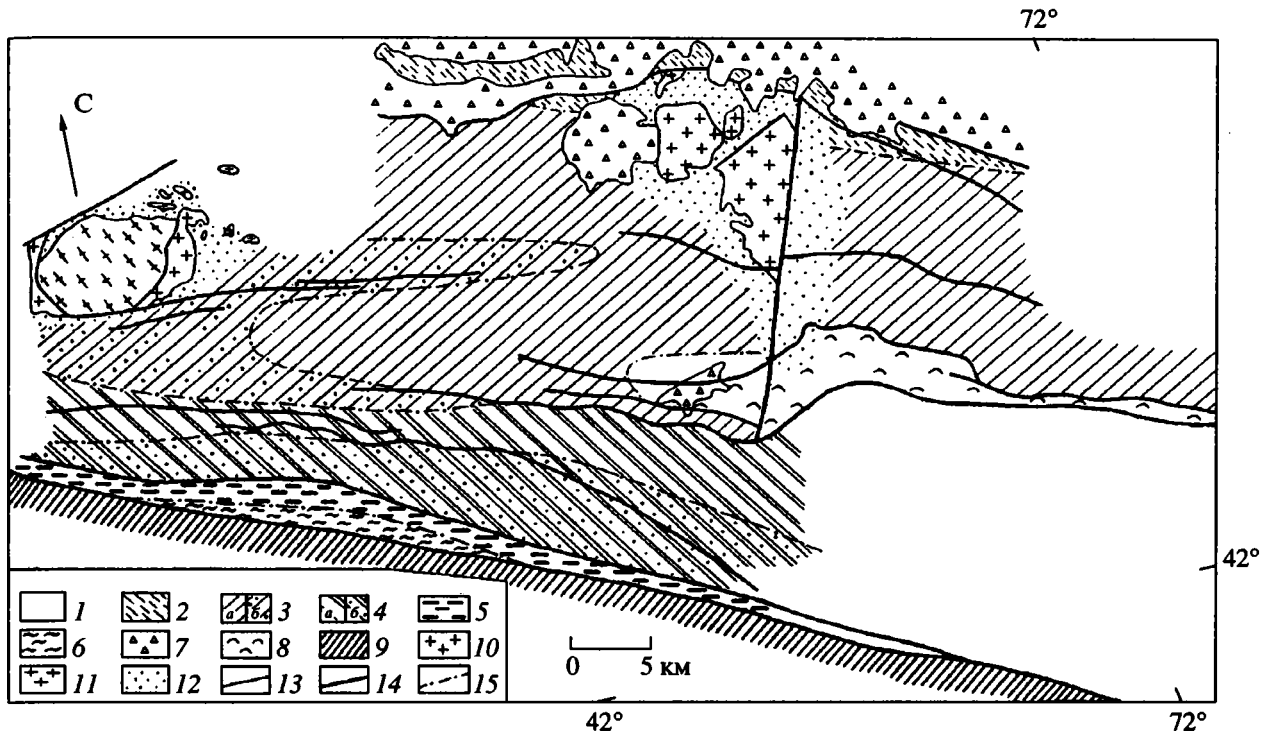


Рис. 6. Структурная зональность Таласского хребта (Таласская подзона Таласо-Каратауской зоны), по Н.С. Фроловой [17]. 1 - 6 - зоны секущего кливажа: 1 - не развит, 2 - развит в глинистых сланцах, 3 - сквозной в сланцах и песчаниках: а - отсутствует в известняках; б - локально развит в известняках, 4 - сквозной во всех слоях: а - прямой и б - обратный веер в известняках, 5, 6 - отсутствует: 5 - в мраморизованных известняках, 6 - во всех слоях; 7 - кайнозойские образования; 8 - Курган-Карагоинская подзона; 9 - Чаткало-Нарынская зона Срединного Тянь-Шаня; 10, 11 - гранитоиды: 10 - синскладчатые, 11 - постскладчатые; 12 - зоны контактового метаморфизма интрузий; 13 - геологические границы; 14 - разрывные нарушения; 15 - границы структурных зон.

Относительный вклад механических и химических процессов в перераспределение вещества при деформации зависит от величины рассматриваемого объема: чем он меньше, тем выше роль последних. Кливаж и муллион-структуры - это те структурные формы, в образовании которых доминирующую роль играли процессы деформационно-химической дифференциации. Зональность этих структур относительно легко картируется. С зональностью метаморфизма наиболее четко коррелирует зональность кливажа [17]. Она выражена в том, что в некоторой области секущий кливаж отсутствует, затем постепенно появляется во все новых разностях пород, а далее сменяется другими текстурами. Всего нами было выделено и закартировано 6 зон (рис. 6).

**Первая зона:** секущий кливаж вообще не развит (имеется лишь параллельная слоистости ориентировка чешуйчатых минералов в глинистых сланцах). **Вторая зона:** секущий кливаж развит лишь в глинистых сланцах и отсутствует в известняках и песчаниках. **Третья зона:** сквозной кливаж пронизывает пакеты сланцев и песчаников. Эта зона по дополнительному признаку - появлению локального кливажа в замках складок, обра-

зованных известняково-сланцевыми пакетами, может быть подразделена на две подзоны. **Четвертая зона:** кливаж развит в слоях всех пород. Здесь по другому дополнительному признаку намечаются две подзоны: одна с прямым веером кливажа в слоях известняков, вторая - с обратным. **Пятая зона:** кливаж исчезает в мраморизованных известняках. **Шестая зона:** кливаж отсутствует во всех слоях, но вместо него появляется кристаллизационная сланцеватость. На карте видно, что перечисленные зоны последовательно и постепенно сменяют одна другую по направлению к Главному Таласскому разлому (с небольшим "возмущением" вдоль линии, соединяющей две гранитоидные интрузии).

Сравнивая приведенные здесь карты, можно видеть, что контуры на них почти в точности повторяются. Это объясняется тем, что усиление метаморфизма приводит к изменению деформационных свойств пород, снижению контраста их вязкости. Так, известняки становятся в конце концов менее вязкими, чем сланцы, о чем свидетельствует изменение характера преломления кливажа в соответствующих слоях в зонах 4а и 4б и наличие будин сланцев среди мраморизованных

известняков в зоне 5. Постепенное снижение контраста вязкости и приводит к возможности последовательного развития кливажа во все более компетентных породах. Исчезновение же его в 5-й и 6-й зонах связано с изменением механизмов внутрислоевых деформаций при повышении температуры.

В Таласском хребте А.Г. Малюжинцем была выявлена также зональность муллион-структур в пачках известняково-сланцевого состава. Названные структуры и кливаж образуются в сходных условиях. На исследованной территории можно выделить несколько зон, отражающих последовательное распространение и развитие разных типов муллион-структур. Анализ закономерностей распределения этих зон на площади позволяет отметить две особенности. Во-первых, эти структуры не развиты в самых низкотемпературных условиях (низы дохлоритовой зоны), где очень велик контраст вязкости известняков и сланцев, и в относительно высокотемпературных (начиная с синкинематической биотитовой зоны), где известняки утрачивают компетентность и растворимость. Во-вторых, контуры зон по муллион-структурам местами сложнее, чем контуры зон по кливажу, так как на образование муллион-структур сильно влияют фациальные неоднородности осадочной текстуры. В остальном оба вида зональности схожи, что подтверждает выводы, сделанные при анализе карты зональности кливажа и при сравнении ее с картой зональности метаморфизма.

Итак, можно видеть, что в Таласском хребте происходит постепенное изменение набора и характера малых структурных форм (или деформационно-химических парагенезов), идущее параллельно и согласно с увеличением степени метаморфизма. Такая зависимость связана с термальным контролем механизмов деформации. Вот как это выглядит в общих чертах.

*На ранней стадии складкообразования при низких для района температурах (дохлоритовая зона) внутрислоевые механизмы слабо выражены. Кливаж отсутствует. Преобладает изгиб компетентных слоев.*

При средних для района температурах (хлоритовая и биотитовая зоны) ведущую роль играет процесс растворения под давлением, приводящий к широкому развитию кливажа и муллион-структур (т.е. деформационно-химический парагенез).

В условиях относительно высоких температур (гранатовая и ставролитовая зоны) механизмы внутрислоевой деформации связаны уже с диффузионной и дислокационной видами ползучести, чем и вызвано развитие кристаллизационной сланцеватости вместо кливажа.

*На собственно складчатой стадии деформация переходит на более высокий структурный уровень, – начинается лавинно развивающийся изгиб слоев. В интервале средних температур при этом продолжается процесс растворения под давлением.*

Комплексные исследования в Таласском хребте позволяют определить интервалы метаморфических условий для образования того или иного деформационно-химического парагенеза. Так, для муллион-структур он ограничен верхами дохлоритовой и хлоритовой зон. Это позволяет решить обратную задачу – по реликтам деформационно-химических парагенезов в относительно высокотемпературных комплексах оценивать уровень метаморфизма ранних этапов деформации, что часто невозможно сделать другими методами, так как минеральные парагенезисы ранних этапов бывают уничтожены в процессе последующих более высокотемпературных преобразований. Примером подобного рода исследований может служить хр. Султан-Уиздаг (Южный Тянь-Шань) [11].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представление о деформационно-химических парагенезах, или парагенезах деформационно-химической дифференциации, является дальнейшим развитием учения о структурных парагенезах – нового перспективного направления в структурной геологии. Причиной формирования деформационно-химических парагенезов является первичная (вещественная или структурная) или вторичная (возникшая в процессе деформации) неоднородность строения горных пород и их толщ, а также присутствие в них флюидной фазы. При нагружении такой системы в ней появляются участки концентрации напряжений (относительно повышенных или пониженных) – зоны компрессии и декомпрессии. Флюидная фаза стремится ликвидировать это механически неустойчивое состояние посредством растворения наиболее подвижных компонентов, в первую очередь, кальцита и кварца, в зонах компрессии и их переотложения в зонах декомпрессии.

Такая взаимосогласованная, компенсационная организация твердо-жидкой геодинамической системы происходит на разных масштабных уровнях в соответствии с масштабом неоднородностей и обусловленных ими зон компрессии и декомпрессии, среди которых можно выделить три наиболее характерных уровня – зерен, слоев и блоков. Зоны компрессии, как правило, маркируются швами разного масштаба: кливажными на уровне зерен, муллионными на уровне слоев и дизъюнктивными сжатия на уровне блоков. Зоны декомпрессии представлены жильными телами разного

масштаба, от “бород нарастания” на торцах зерен до крупных тел различной конфигурации.

“Деформационно-химические” швы – зоны компрессии и выноса наиболее подвижных компонентов – представляют собой тип “разрывов”, формирующихся в “запрещенном” для обычных разрывов направлении – по нормали к оси максимального сжатия. В процессе деформации их плоскость может отклониться от этой нормали, и тогда они начинают функционировать как взбросы или сдвиги. Как правило, это связано с переходом деформации на более крупный структурный уровень. Так, кливаж формируется на уровне зерен часто до начала складкообразования, а смещения по нему происходят на следующем этапе, на крыльях развивающихся складок, т.е. когда деформация происходит уже на уровне слоев.

Стадийность деформационного процесса, переход деформации от этапа к этапу на все более крупный уровень представляет собой характерную черту формирования разномасштабного деформационно-химического парагенеза и обусловлено истощением “деформационных возможностей” менее крупного уровня. Энергетическая подоплека такой стадийности, “лавиности” процесса деформации пока описана лишь на уровне сугубо качественных представлений и относится к сфере нового, бурно прогрессирующего раздела физики – механики структурированных сред.

Процессы растворения и переотложения материала весьма чувствительны к изменению температуры. Это особенно наглядно проявляется в тех складчатых областях, где существует метаморфическая зональность, на фоне которой удается установить и зональность структурных форм, образующих деформационно-химический парагенез. В одной из подобных областей – Таласском хребте Северного (каледонского) Тянь-Шаня – зональность таких структурных форм (в первую очередь, кливажа и муллион-структур) развита не во всем диапазоне метаморфической зональности, а лишь в средней части последней, сформированной при умеренных температурах, наиболее благоприятных для растворения и переотложения самых подвижных минералов – кальцита и кварца. В низкотемпературной зоне складчатость лишена этих структурных форм. Нет их и в высокотемпературной зоне, где происходила сплошная перекристаллизация и формировалась сланцеватость. Между этими “полюсами” наблюдаются различные переходные разновидности деформационно-химического парагенеза.

Один из пока неясных вопросов – о масштабах миграции вещества при растворении его в одних местах и переотложении в других. Иными словами, выявление тех объемов геологической среды, в пределах которых происходит (если происходит!) компенсация растворения переотложением,

и оценка соответствующих массопотоков. В то же время решение этого вопроса актуально не только в теоретическом аспекте (структурная геология), но и в интересах геологии рудных месторождений.

Настоящая работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (93-05-9338; 94-05-17059а; 94-05-17581а).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В.В. Структурная геология. 3-е изд. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 248 с.
2. Галкин В.А. Стресс-анализ в петроструктурном изучении горных пород // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1992. № 4. С. 35 - 50.
3. Гончаров М.А. О связи кливажа со складкообразованием (на примере восточного крыла Зилаирского синклиория) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1963. Т. 38. Вып. 4. С. 22 - 41.
4. Гончаров М.А. О связи мигматизации со складкообразованием // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. 51. Вып. 4. С. 126 - 138.
5. Гончаров М.А. Кливаж // Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. 2-е изд. М.: Недра, 1977. С. 93 - 119.
6. Гончаров М.А. Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988. 264 с.
7. Гончаров М.А. Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы // Геотектоника. 1993. № 4. С. 19 - 29.
8. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
9. Малюжинец А.Г. Метаморфические аналоги позднего флиша Таласского хребта и обстановка его накопления // Осадочные формации и обстановки их образования. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1987. С. 134 - 149.
10. Малюжинец А.Г., Фролова Н.С. Влияние осадочных неоднородностей на образование муллион-структур // Структурный анализ кристаллических комплексов. М.: Междугосударственный тектонический комитет, 1988. С. 73 - 76.
11. Малюжинец А.Г., Фролова Н.С. Малые структурные формы как индикатор соотношений деформации и метаморфизма во времени // Структурный анализ кристаллических комплексов и геологическое картирование. Ч. I. Киев: Ин-т геофизики АН УССР, 1990. С. 62 - 64.
12. Малюжинец А.Г., Фролова Н.С. Механизм образования дизъюнктивов сжатия // Механизмы структурообразования в литосфере и сейсмичность. М.: ИФЗ АН СССР, 1991. С. 175 - 176.
13. Малюжинец А.Г., Фролова Н.С. Роль совместного изучения структурной и метаморфической зональности в геологическом картировании (на примере докембрия Таласского хребта) // Состояние, проблемы и задачи геологического картирования областей развития докембрия на территории России. СПб: ВСЕГЕИ, 1994. С. 59 - 61.

14. Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя (обоснование, методика, применение). М.: Недра, 1985. 168 с.
15. Талицкий В.Г., Галкин В.А. Кливаж, сланцеватость. Морфология и генезис // Материалы XVII научной конференции молодых ученых Геологического факультета МГУ. Деп. в ВИНТИ, № 808-В87. М.: 1987. С. 136 - 138.
16. Талицкий В.Г., Галкин В.А. Морфологические и генетические различия сланцеватости и кливажа горных пород // Геотектоника. 1988. № 5. С. 15 - 24.
17. Фролова Н.С. Влияние метаморфизма на деформационные свойства пород (на примере Таласского Алатау) // Геотектоника. 1982. № 4. С. 18 - 24.
18. Шолло В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993. 192 с.
19. Gosgrove J.V. The formation of crenulation cleavage // Jour. Geol. Soc. 1976. Vol. 132. № 2. P. 155 - 178.

*Рецензент: А.В. Лукьянов*

## **Deformation-Chemical Parageneses and Structural Metamorphic Zonation**

**M. A. Goncharov, V. G. Talitskii, V. A. Galkin, N. S. Frolova**

*Geological Faculty, Moscow State University, Moscow*

The progressing theory of structural parageneses includes the concept of deformation-chemical parageneses formed in heterogeneous rocks and their successions. Under pressure, zones of compressive dissolution and extraction of readily mobile components (calcite and quartz) appear in such geological bodies. At the grain, bed, and block levels, these zones appear as cleavage, mullion, and stress-disjunction sutures respectively. The dissolved material precipitates in veins of various scale, from accretion rims on grain ends up to large bodies. The stage by stage deformations each time prograding to a higher level characterize the origin of deformation-chemical parageneses of different ranks. As an example, the metamorphic zonation of one fold region is shown related to zonation of structural forms (primarily of cleavage and mullion structures) representing a deformation-chemical paragenesis.

УДК 551.242.5

## ТЕКТОНО-ТЕРМАЛЬНАЯ ПЕРЕРАБОТКА – ХАРАКТЕРНЫЙ ЭНДОГЕННЫЙ РЕЖИМ ДОКЕМБРИЯ

© 1995 г. Н. А. Божко

*Геологический факультет МГУ, Москва*

Поступила в редакцию 19.05.94 г.

В свете современных данных рассмотрена проблема тектоно-термальной переработки древнего субстрата, своеобразного докембрийского режима активизации. Природа тектоно-термальной переработки связана с переутолщением коры за счет тектонического скучивания, вследствие чего возникали условия для проявления синколлизийного метаморфизма высоких ступеней до гранулитовой фации и магматизма. Рассмотрены строение поясов тектоно-термальной переработки, их пространственно-временная связь с геосинклинальными зонами, ход процесса переработки в течение одного цикла, развитие тектоно-термальной переработки во времени. Проанализированы модели происхождения и механизма тектоно-термальной переработки.

### ВВЕДЕНИЕ

Тектоническая активизация докембрия выражалась в специфической форме, отличающейся одновременным проявлением всех эндогенных процессов: метаморфизма, магматизма, метасоматоза, глубинных деформаций. Этот процесс именуется как “диасхизис” [12], “термотектогенез” [10], “протоактивизация” [8], “докембрийская тектоно-магматическая активизация” [7] и т.д. Результаты этого процесса отражены в структуре щитов в виде протяженных зон и поясов тектоно-термальной переработки или “мобильных поясов без геосинклинальной подготовки” [9], зон “омоложения” [34], зон “диасхизиса” и т.д. Суть явления заключается в том, что древний или относительно древний кристаллический субстрат данных поясов испытывал повторное, часто неоднократное воздействие деформаций, метаморфизма, магматизма, а также изотопное “омоложение” без значительного предшествовавшего осадконакопления в эпохи, существенно более поздние относительно времени его формирования. Поясам тектоно-термальной переработки посвящены многочисленные исследования, результаты которых обобщены в работах Н.А. Божко [2, 3], В.Е. Павловского, М.З. Глуховского [10], Ч.Б. Борукаева [4], Л.В. Григорьевой [7].

Исследования последних лет выявили следующие существенные особенности поясов тектоно-термальной переработки.

1. Значительную роль гранулитового метаморфизма в самом процессе переработки. Если раньше гранулиты рассматривались, главным образом, как древние породы, подвергшиеся текто-

но-термальной переработке, то в настоящее время во многих случаях мы говорим о переработке субстрата гранулитовым метаморфизмом.

2. Доминирующую роль покровно-надвиговой тектоники и горизонтальных деформаций в строении поясов тектоно-термальной переработки, свидетельствующую о значительном латеральном сокращении коры и увеличении ее мощности в процессе переработки.

3. Проявление гранулитового метаморфизма и тектоно-термальной переработки в течение всего докембрия от архея до венда включительно.

Данная статья анализирует проблему тектоно-термальной переработки, главным образом, в свете этих данных.

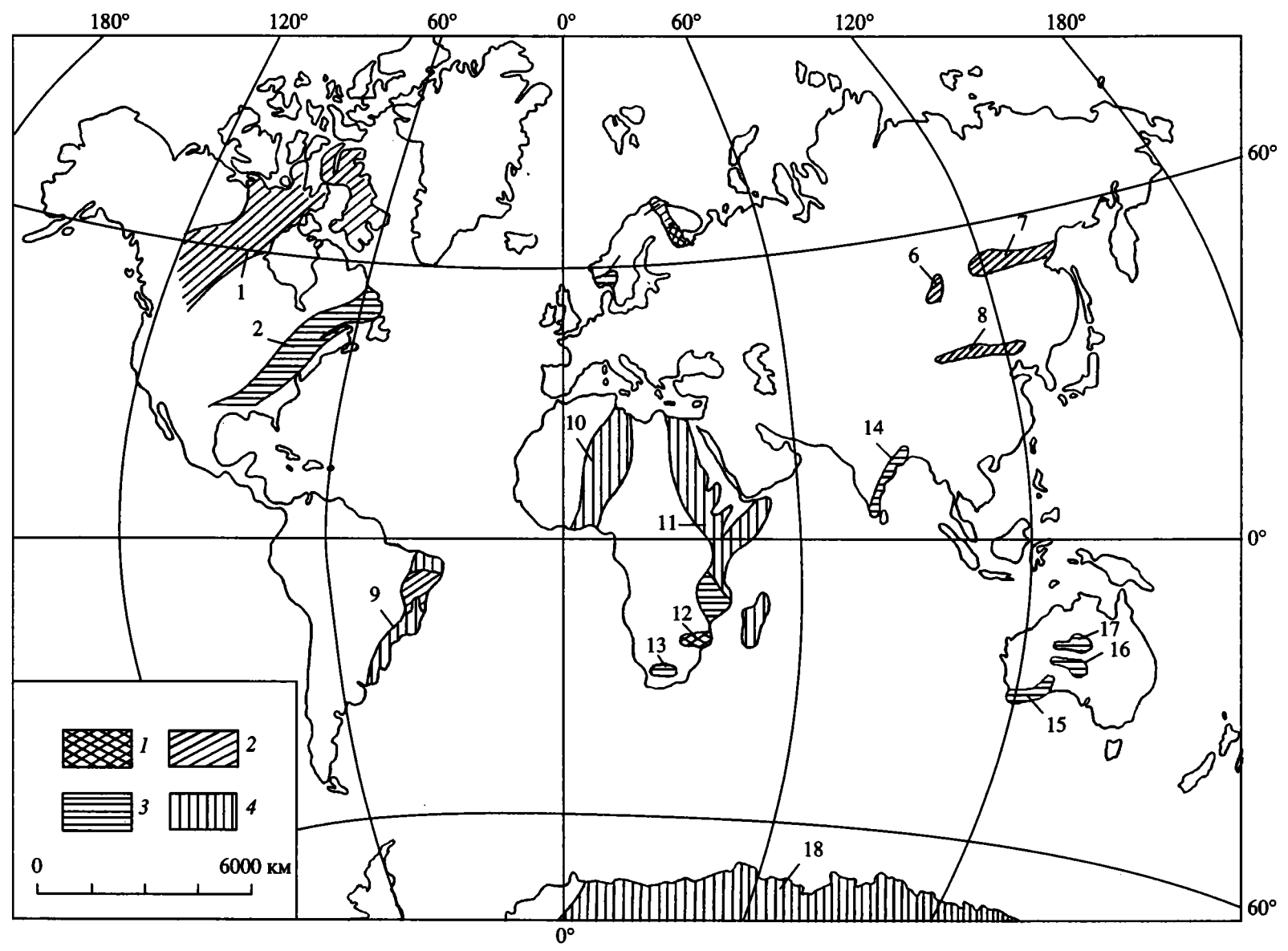
### РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ПОЯСОВ ТЕКТОНО-ТЕРМАЛЬНОЙ ПЕРЕРАБОТКИ

Разновозрастные пояса тектоно-термальной переработки установлены на всех материках (рис. 1). Обращают на себя внимание два обстоятельства.

1. Размер и протяженность поясов увеличиваются от древних к молодым.

2. На материках Лавразии процессы тектоно-термальной переработки завершились в основном в раннем протерозое и окончательно в конце среднего рифея. Здесь отсутствует самая молодая венд-кембрийская генерация поясов, широко распространенная в пределах гондванских континентов.





**Рис. 1.** Главнейшие пояса тектоно-термальной переработки.

1 - 4 - возраст главной тектоно-термальной переработки: 1 - архейский, 2 - раннепротерозойский, 3 - рифейский, 4 - вендско-кембрийский. Цифры на схеме - пояса: 1 - Черчилл, 2 - Гренвиллский, 3 - Свеконорвежский, 4 - Лапландский, 5 - Беломорский, 6 - Шарыжалгайский, 7 - Становой, 8 - Северо-Китайский, 9 - Атлантический, 10 - Ливийско-Нигерийский, 11 - Мозамбикский, 12 - Лимпопо, 13 - Намаква, 14 - Восточно-Готский, 15 - Олбэни Фрзэр, 16 - Масгрейв, 17 - Аранта, 18 - Антарктический.

В поясе тектоно-термальной переработки обычно присутствует древний перерабатываемый субстрат и комплекс, образованный непосредственно перед переработкой, испытавший в ее процессе первый диастрофизм. Породы субстрата метаморфизованы в амфиболитовой и гранулитовой фациях, в той или иной степени гранитизированы. По своему облику они напоминают серые гнейсы. Зеленокаменные пояса не типичны для поясов тектоно-термальной переработки. Породы второго комплекса обычно по своему характеру – мелководные терригенные образования, практически лишены вулканитов. Процентное соотношение выходов переработанного субстрата и пород верхнего комплекса варьирует в разных поясах. Так, в Гренвиллском поясе древние переработанные породы слагают около 80% площади пояса. В Мозамбикском поясе пород второго комплекса больше, но в целом переработанный субстрат и здесь преобладает.

Границы поясов тектоно-термальной переработки тектонические, преимущественно надвигового характера типа Гренвиллского фронта, западной границы Мозамбикского пояса и др. Строение крупных поясов характеризуется поперечной и продольной зональностью. Продольная зональность выражается в разделении пояса по его длине на отдельные сегменты, ограниченные разломами и различающиеся между собой возрастом или характером переработки. Так, в пределах Мозамбикского пояса выделяется южная часть (Мозамбик, юг Малави), испытавшая тектоно-термальную переработку и диастрофизм в кибарскую эпоху (1100 млн. лет), и северная (Танзания, Кения, Уганда), охваченная “панафриканской” (500 ± 100 млн. лет) переработкой. На восточном побережье Бразилии в пределах кратона Сан-Франсиску выделяется полоса “трансamazonской” раннепротерозойской тектоно-термальной переработки, сменяющаяся по простиранию южнее протяженным Атлантическим (Рибейра) поясом позднедокембрийской переработки. Беломорский пояс с возрастом главной тектоно-термальной переработки 2700 млн. лет переходит по простиранию в Лапландский пояс, испытавший переработку около 1900 млн. лет.

Поперечная зональность Гренвиллского пояса выражена в обособлении северо-западного параавтохтона, расположенного вблизи Гренвиллского фронта, сложенного переработанными породами кратона Сьюпириор, и аллохтонной Центральной зоны. Близкая картина отмечается и в центральной части Мозамбикского пояса, где в зоне шириной около 100 км, пограничной с кратоном Додома, развиты его переработанные архейские образования, переходящие в восточном направлении в основной мигматитовый субстрат пояса [22, 40]. В поперечном сечении пояса

Рибейра выделяется западная полоса с преимущественным развитием выходов гранулитов и восточная – менее метаморфизованных пород.

Неотъемлемая черта поясов тектоно-термальной переработки – высокий метаморфизм, достигающий гранулитовой фации. В пределах одного пояса отмечается присутствие разновозрастных гранулитовых комплексов. Полиметаморфический гранулитовый пояс кратона Сан-Франсиску в Бразилии сложен архейскими и раннепротерозойскими гранулитами по составу от кислых до ультраосновных, с преобладанием основных разностей, массивными и разгнейсованными, с гранобластовой и ксенобластовой структурами. Гранулитовый комплекс возник в результате метаморфизма осадочных и магматических образований при температуре около 1000° и давлении 5 - 8 кбар [45]. Породы представлены эндербитами, кондалитами и чарнокитами. Архейские гранулиты трудно отличимы от раннепротерозойских, возникших в процессе “трансamazonской” (2200 млн. лет) переработки. К югу от кратона Сан-Франсиску сплошная полоса гранулитов переходит в гнейсы и мигматиты, среди которых гранулиты присутствуют в виде линз размером от нескольких метров до сотни километров, а также в виде палеосом в мигматитах.

В южной части Мозамбикского пояса на территории Мозамбика и Южной Малави гранулиты фундамента с возрастом 2300 млн. лет ассоциируют с покровами кибарских гранулитов (1100 млн. лет). Различаются высокотемпературные ( $T = 800 - 900^{\circ}\text{C}$ ) и высокобарические ( $P = 12$  кбар) гранулиты [14]. В блоке Аранта Центральной Австралии гранулиты первого метаморфического цикла (1800 млн. лет) возникли при  $T = 850 - 950^{\circ}\text{C}$  и  $P = 8 - 9$  кбар и совмещены с гранулитами второго цикла (1400 - 1500 млн. лет), характеризующимися  $T$  около  $800^{\circ}\text{C}$  и  $P$  более 9 - 10 кбар [29]. Для гранулитов блока Масгрейв приводятся данные  $P$ - $T$  условий, составляющие  $720^{\circ}\text{C}$  и 11 кбар [37] и два этапа метаморфизма.

Таким образом, в одних случаях выявляется довольно типичная картина наложения гранулитового метаморфизма поздней фазы тектоно-термальной переработки на более древние гранулитовые комплексы. В других случаях гранулитовый метаморфизм перерабатывает фундамент, сложенный породами, первоначально измененными в амфиболитовой фации, как это имеет место в Кенийском сегменте Мозамбикского пояса [35] и, по-видимому, в Гренвиллском поясе.

Во всех поясах тектоно-термальной переработки отмечается высокая степень изменения субстрата за счет наложенных компрессионных деформаций. В структуре рассматриваемых поясов преобладают крупные пакеты надвигов и

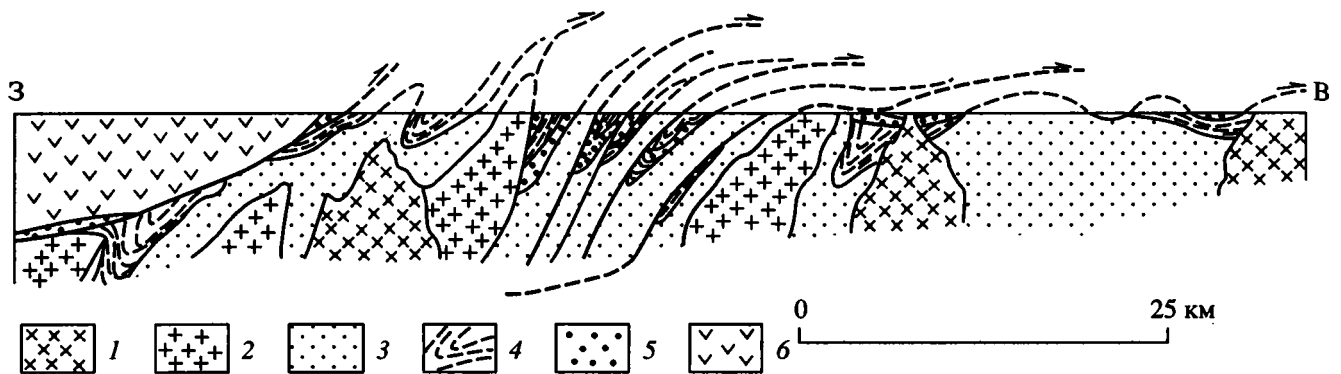


Рис. 2. Широтный идеализированный профиль через пояс Намама и клипп Мугеба (южная часть Мозамбикского пояса), по [40].

1, 2 – граниты: 1 – поздне- и посттектонические, 2 – синтектонические; 3 – высокометаморфизованный фундамент (формация Мокуба); 4 – различные супракrustальные комплексы; 5 – ультрабазиты; 6 – гранулиты клиппа Мугеба.

покровов, лежащих складок в сочетании с продольными и поперечными зонами сдвигов (рис. 2). На этом фоне обычно наблюдаются многочисленные складки разных генераций и размеров. В некоторых поясах отмечаются гранито-гнейсовые купола, возникшие на стадии переработки [42].

Магматизм поясов тектоно-термальной переработки характеризуется подчеркнутой сиаличностью и скудностью вулканитами, особенно основного состава. Отмечаются синтектонические и посттектонические гранитоиды, мигматиты.

Неотъемлемой чертой многих поясов является присутствие тел массивных анортозитов. Деформации кристаллических пород в процессе тектоно-термальной переработки сопровождались метасоматической перекристаллизацией, что приводило к значительному увеличению в них содержания  $K_2O$  и Rb и уменьшению CaO, MgO, Sr. Очень значительные изменения в отношениях Sr и Rb затрудняют истинное изотопное датирование переработанных пород, приводя к их тотальному изотопному омоложению.

### ХОД СОБЫТИЙ В ТЕЧЕНИЕ ЦИКЛА ТЕКТОНО-ТЕРМАЛЬНОЙ ПЕРЕРАБОТКИ

Анализ многочисленных поясов тектоно-термальной переработки [15, 18, 29, 30, 35, 37] позволяет выделить три стадии процесса переработки.

1. *Компрессионная стадия* характеризуется проявлением резко выраженных тангенциальных пластичных деформаций в виде пологих лежащих складок, размером от нескольких сантиметров до километров, надвигов и шарьяжей с участием пластин фундамента. Господство обстановки стресса выражается даже на минеральном уровне в виде вытянутости зерен, переориентировки первично-горизонтальной полосчатости в кру-

тую, формирования вторичной полосчатости. Главное содержание данной стадии заключается в тектоническом сучивании и увеличении мощности коры. Так, в блоке Аранта она увеличилась от 35 до 48 км, в поясе Лимпопо – до 65 км [15, 29]. Тектоническое сучивание компрессионной стадии является хорошим механизмом переутолщения, погружения и нагрева коры, что приводит к ее плавлению, конвективной транспортировке тепла и возникновению условий для гранулитового метаморфизма (рис. 3).

2. *Транспрессионная стадия* обычно выражается в формировании открытых почти вертикальных складок от 0.5 до 3 км, а также крутопадающих пластичных надвигов, ориентированных субпараллельно простиранию пояса, развивающихся в крупные прямолинейные сдвиговые зоны, в которых интенсивно протекает диафторез. Эти деформации обычно проходят на фоне метаморфизма амфиболитовой фации и внедрения рвущих плутонов гранитоидов. Далее процесс может идти в сторону развития хрупких деформаций – поперечных и косонаправленных сдвигов, сопровождающихся диафторезом зеленосланцевой фации и внедрением микрогранитов. Таким образом, косонаправленный стресс (сдвиг), вызывающий надвигообразование и повторную складчатость, сменяется крутонаправленным, что обуславливает возникновение вертикальной складчатости с осью сжатия, расположенной под большим углом к первоначальному направлению движения. Переориентировки общего поля напряжений при этом не происходит. По мнению Б. Госкоумба [29], здесь имеют место изменение реологических свойств пород при подъеме в менее пластичные горизонты коры, увеличение скорости деформаций и их локализация в древних ослабленных зонах. Данная стадия отражает общую тенденцию структурной эволюции процесса

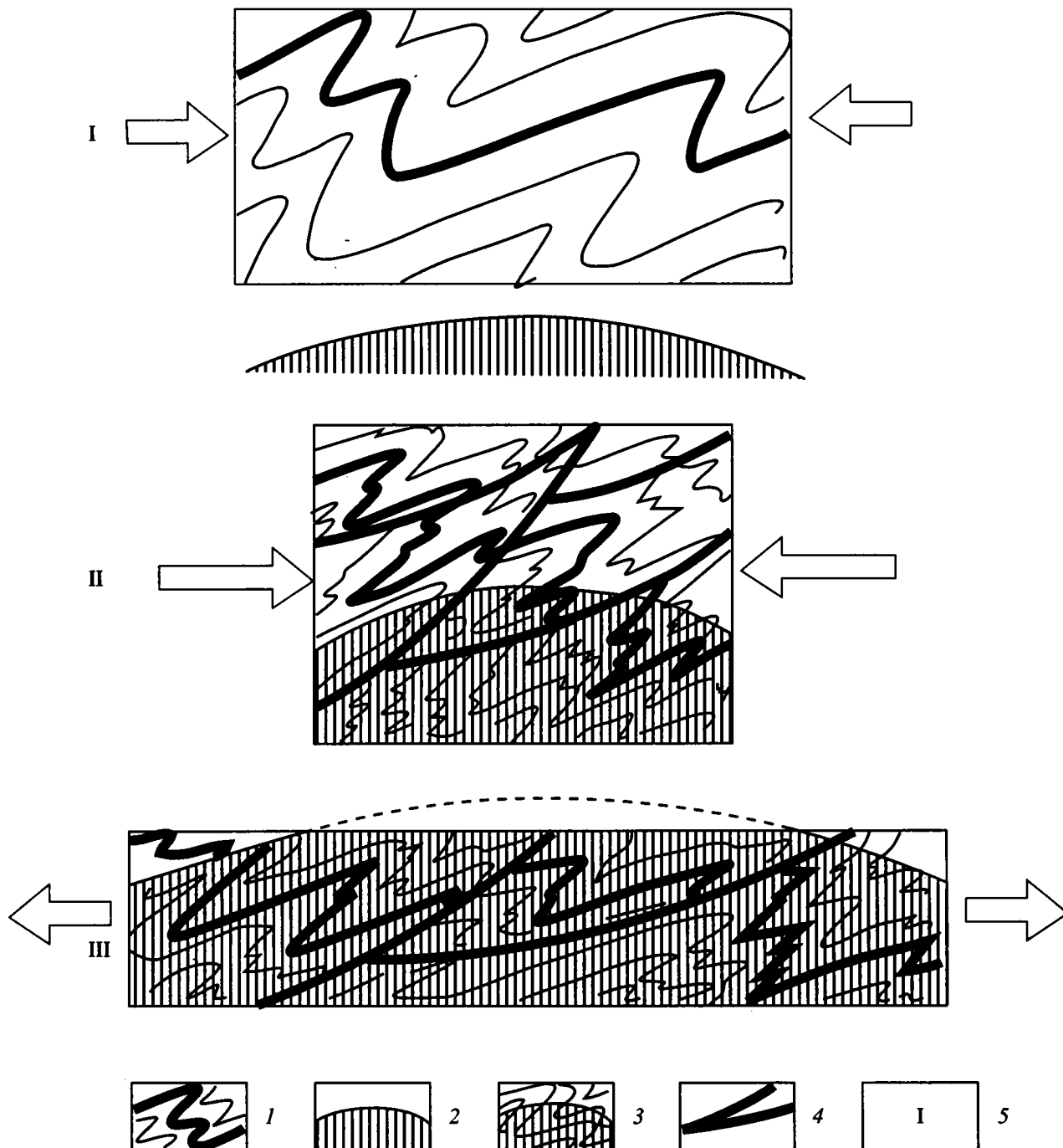


Рис. 3. Схема синколлизийного метаморфизма в процессе тектоно-термальной переработки.

1 – перерабатываемый субстрат; 2 – условное положение изобары метаморфизма высокой степени; 3 – породы, подвергшиеся высокому метаморфизму вследствие переутолщения коры в процессе тектонического сжатия; 4 – покровы и надвиги; 5 – стадии переработки.

тектоно-термальной переработки – от обширной пластичной складчатости к концентрации деформаций в сдвиговых зонах.

Конкретной иллюстрацией указанной схемы структурно-метаморфической эволюции текто-

но-термальной переработки является развитие Кенийского сегмента Мозамбикского пояса [35] в “панафриканском” цикле. Гетерогенный мигматогнейсовый фундамент претерпел здесь повторный гранулитовый метаморфизм около

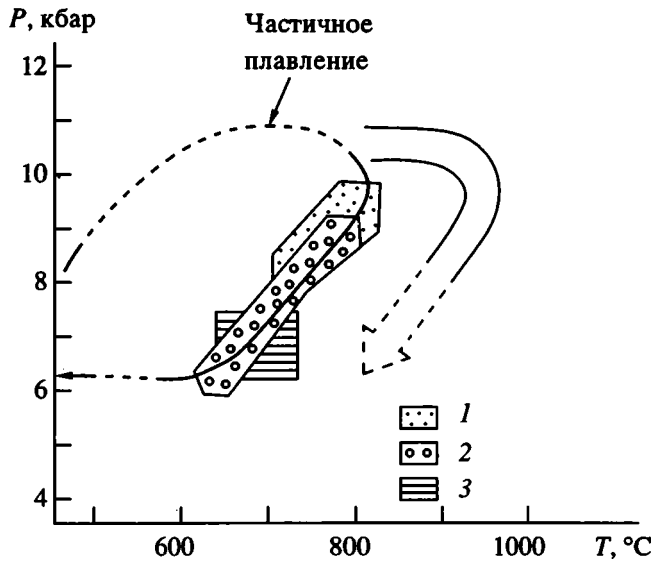


Рис. 4. Эволюция  $P$ - $T$ -условий в течение цикла протерозойской переработки комплекса Аранта (по [29], с упрощением).

1, 2 – по результатам исследования: 1 – состояний фазовой стабильности, термодинамического равновесия и геотермобарометрии, 2 – минеральных парагенезов; 3 – деформации.

820 млн. лет, тогда как осадочные породы чехла были метаморфизованы в амфиболитовой фации.

В это же время (событие Самбуруан–Сабачиан) были сформированы лежачие складки и пластичные надвиги, включающие пластины фундамента, а также имело место внедрение коровых синтетектонических гранитов. Постколлизийные деформации (событие Барагой–Барсалоий) в интервале 620 - 570 млн. лет выразилось в региональной вертикальной складчатости и образовании сдвиговых зон, простирающихся субпараллельно общему меридиональному простиранию пояса. Эти деформации протекали в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма. Финальные проявления переработки проявились в открытых складках верхних горизонтов коры и хрупких сдвигах.

Рассмотренный эволюционный тренд тектоно-термальной переработки выражается на диаграмме  $P$ - $T$  кривой, направленной в сторону оси  $T$ , т.е. по часовой стрелке, что свойственно компрессионным орогенам и показывает ход процесса на фоне падения во времени температуры и давления после пика метаморфизма [27, 29] (рис. 4).

Намеченная схема может быть в общем виде прослежена в большинстве поясов тектоно-термальной переработки [29].

3. Третья стадия – растяжения. Сжатие, доминировавшее в течение предшествующих двух стадий и вызвавшее утолщение коры, сменяется растяжением. Оно может начаться еще во время скучивания, как это имеет место в настоящее время в Тибете. Движущие силы растяжения незначительны и возникают вследствие изостатического поднятия участка переутолщенной коры. Так, современное широтное растяжение в Тибете составляет лишь  $2 \times 10^{-15}$ .

При таком темпе стопроцентная деформация растяжения наступит лишь через 100 млн. лет [36]. Интересно, что именно через такой интервал коллизия переработанных пластин Шарыжалгайского комплекса (1970 млн. лет) сменилась растяжением (1880 млн. лет) [13]. При увеличении температуры коры, например, за счет радиогенного разогрева, может наступить ослабление прочности литосферы и быстрое растяжение, приводящее к рифтогенезу. В стадию растяжения в Шарыжалгайском блоке происходит чарнокитизация вследствие поднятия флюидов и тепла до уровня средней–верхней коры в условиях рифтогенеза [13].

Со стадией растяжения и утонения коры связывается выведение на поверхность субстрата, переработанного синколлизийным гранулитовым метаморфизмом. Этот механизм, обусловленный тектоническим утонением коры, идет быстрее эрозии, которая наступает после пика метаморфизма вместе с изобарическим охлаждением переутолщенной коры. Расчеты, выполненные с применением объемных и других методов [11], показывают, что средняя скорость эрозии низкая, составляя 1 - 2 м за миллион лет. Средняя величина эрозии за поздний архей определена в 500 м, за ранний протерозой – 2000 м, за рифей и фанерозой (неогей) – немногим более 3000 м. Это предполагает чрезвычайно медленный процесс выведения гранулитов на поверхность, если принять глубину образования пород гранулитовой фации в 20 - 35 км. Вместе с тем во многих поясах восстанавливается относительно высокая скорость выведения глубокометаморфизованных образований. В блоке Масгрейв (Центральная Австралия) с помощью точного датирования ионным  $U$ - $Rb$ -методом определен подъем гранулитов, образованных при переработке древнего субстрата, за 20 млн. лет на 20 км, т.е. практически в условиях изотермальной декомпрессии с 11 до 6 кбар (рис. 5). Очевидно, что эрозия и изостазия не могут обеспечить такую декомпрессию со скоростью 1 км за 1 млн. лет.

Быстрое поднятие глубоко погруженных при коллизии пород фундамента, вызвавшее изотермальную декомпрессию [26], имело место после гренавиллской переработки. Процесс утонения

коры шел со скоростью 1 - 2 мм в год, а иногда до 5 мм в год, т.е. 1 - 2 км за 1 млн. лет по сравнению с 1 - 2 м при простой эрозии. Такой процесс утонения происходит почти изотермально и даже при увеличении температуры за счет плавления пород. По данным П. Инглэнда, породы, разогретые до 900°C, поднятые на поверхность за 50 или 200 млн. лет, будут охлаждены соответственно лишь на 10 и 20% при подъеме на первые 30 км, если они находились на глубине 60 км, и на 15 и 30% при подъеме на 20 км при первоначальной глубине 40 км.

В подъеме гранулитов могут играть большую роль крупные разломы, те же упомянутые сдвиги со взбросовой составляющей.

Можно заключить, что тектонические факторы являются главными в выведении на поверхность переработанного субстрата. Умеренное растяжение в сочетании с эрозией приводят к утонению переутолщенной коры. Конечным результатом этого процесса является рифтогенез, за которым следует тектоническое скупивание нового цикла тектоно-термальной переработки. В блоке Аранта насчитывается шесть циклов растяжения и сжатия в процессе переработки коры в интервале от 1800 до 400 млн. лет [41]. Вырисовывается, таким образом, "самозаводящийся" механизм грандиозного расшатывания коры в мобильных поясах переработки путем чередования эпох сжатия и растяжения. В процессе их эволюции континентальный рифтинг раннего протерозоя сменялся рифтингом, близким к красноморскому типу, что отражено в структуре многих рифейских поясов переработки. Последующие циклы тектоно-термальной переработки, продолжая указанную тенденцию, привели к спредингу и океанообразованию. Об этом свидетельствует расположение поясов тектоно-термальной переработки вдоль окраин молодых океанов [1]. Вместе с тем такая картина не наблюдается вдоль Тихоокеанского побережья, что может указывать на отличие механизма происхождения Тихого океана от Индийского и Атлантического.

### МОДЕЛЬ ТЕКТОНО-ТЕРМАЛЬНОЙ ПЕРЕРАБОТКИ

В настоящее время отсутствует общепринятая модель тектоно-термальной переработки. Намечается два подхода к объяснению этого явления. Первый исходит из присутствия термальной аномалии под поясами тектоно-термальной переработки и предполагает в основном статическое состояние активизированного субстрата (*in situ*). К этой категории относятся модель повышенного теплового потока Е. Димрота [24]; мантийной тепловой ячейки Винн-Эдвардса [47],

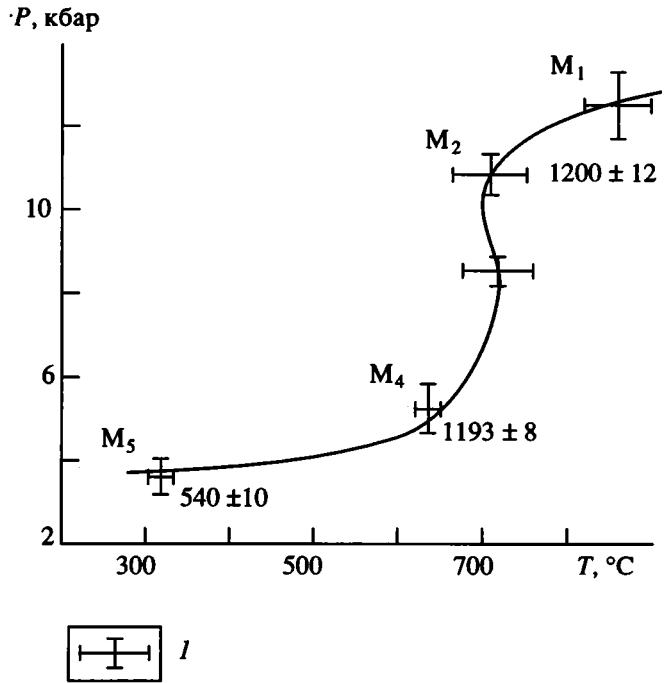


Рис. 5. Эволюция метаморфической переработки в блоке Масгрейв, по [37].

1 — минеральные ассоциации гранулитов и их возраст в млн. лет.

водных флюидов, сопровождающих гранитные расплавы, развивающиеся в коре [19]; флюидных фаз, поднимающихся из мантии к основанию коры [17]. К ним можно отнести гипотезы, связанные с привлечением горячих точек, а также гипотезу Р. Сакчи [39], объясняющую радиометрическое омоложение за счет гидротермальной деятельности, связанной с эвстатическим поднятием уровня океанов в сочетании с термальной аномалией и режимом растяжения. Указанные модели, раскрывая одни стороны тектоно-термальной переработки, не могут объяснить существенно компрессионную природу поясов переработки и более подходят к интерпретации аномальной термальной активизации, подобной той, что имела место в конце раннего протерозоя в эпоху так называемой "кратонизации".

В настоящее время наиболее популярны модели, связанные с континентальной коллизией. Впервые такая модель была предложена Дж. Дьюи и К. Бёрком [23]. Согласно ей, по аналогии с коллизией гималайского типа, в надвигающейся плите происходит лобовое сжатие, сокращение и коробление литосферы после прекращения субдукции в условиях продолжающейся конвергенции и коллизии. Это вызывает увеличение мощности коры приблизительно в два раза, что, в свою очередь, приводит к частичному плавлению нижней коры и дифференциации ее на нижнюю

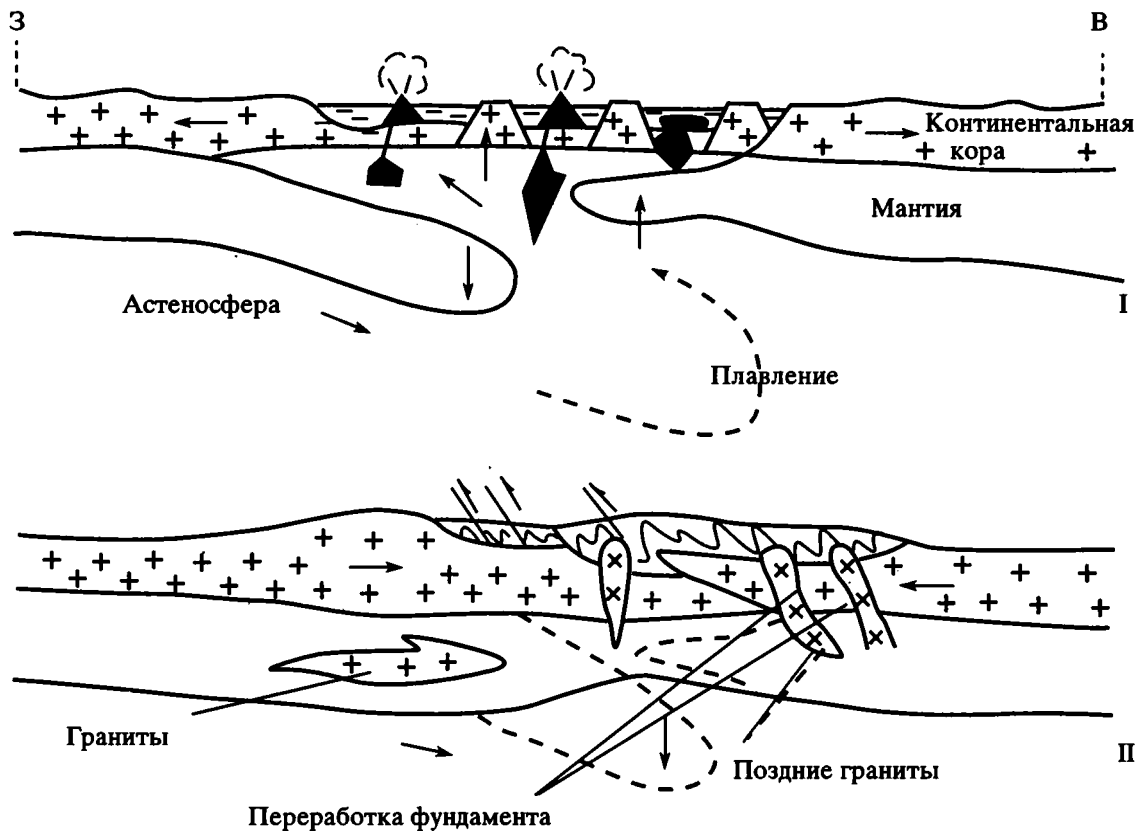


Рис. 6. Переработка фундамента кратона Сан-Франсиску по модели развития энсиалического пояса, по [36] (интерпретация У. Тексейры и др. [42]).

Пунктирные линии – шельфовые осадки; I – стадия раскрытия бассейна; II – стадия закрытия, сопровождающаяся А-субдукцией.

гранулитовую, содержащую габбро и анортозиты, и верхнюю, обогащенную гранитами. В одном ряду с вышеуказанной находится модель удвоения коры [16] за счет субгоризонтального поддвига одной континентальной пластины под другую.

Привлечение коллизионных моделей гималайского типа объясняет многое в природе тектоно-термальной переработки, предлагая механизм переработки весьма обширных поясов в течение одного и того же орогенического цикла. Вместе с тем они не являются универсальными как по некоторым общим соображениям, так и не соответствуя особенностям строения ряда поясов тектоно-термальной переработки.

1. Не является доказанным действие тектоники литосферных плит на протяжении всего докембрия. Более того, палеомагнитные и некоторые геологические данные противоречат этому.

2. Во многих поясах тектоно-термальной переработки отсутствуют офиолиты, а энсиалическая природа многих из них (Лимпопо, Аранта, Гаскойн и др.) не вызывает сомнения.

3. Термобарометрия некоторых гранулитов в зонах тектоно-термальной переработки не соответствует зонам коллизии (Атлантический пояс Бразилии, Лапландский пояс).

4. Полициклическое развитие поясов тектоно-термальной переработки предполагает неоднократные проявления коллизии гималайского типа в пределах одного пояса.

5. Практическое отсутствие моласс в поясах тектоно-термальной переработки.

В связи с вышеуказанным требуется конструирование моделей тектоно-термальной переработки мобилистского толка, не обязательно предполагающих крупные океанические раскрытия и последующую коллизию гималайского типа. При этом следует учитывать широкое развитие в пределах зон тектоно-термальной переработки рифтогенных трогов как энсиалических, так и энсиматических, т.е. близких к красноморскому типу [3]. Скучивание вдоль систем таких часто субпараллельных трогов (например, северо-восточная и юго-восточная Бразилия) может привести к охвату переработкой обширных



площадей, что по своему эффекту сопоставимо с результатами коллизии гималайского типа. Природа орогенических процессов внутриконтинентальных трогов не вполне ясна. Одной из популярных является модель А. Крёнера [36], объясняющая деформации и увеличение мощности коры за счет отслаивания надастеносферного слоя мантии и проникновения в это пространство астеносферного материала. Эта модель предусматривает горизонтальное движение плит, но в отличие от цикла Вильсона не включает формирования океанической коры, ее поглощение и проявление известково-щелочного магматизма (рис. 6).

Влаар и Клотинг [44] предлагают модель развития, альтернативную циклу Вильсона, посредством открытия и закрытия малых бассейнов типа *pull-apart*, возникающих при сдвигах и растяжении. При закрытии таких бассейнов и утолщении коры во время сжатия подстилающая их мантия выполняет функцию “горячей точки” или “горячей линии”, способствуя метаморфизму и тектоническим деформациям.

Развитие поясов тектоно-термальной переработки типа Лимпопо, не испытавших значительных раскрытий, по А. Крёнеру [36] представляется в виде восстановления мощности утоненной и механически ослабленной коры за счет процессов надвигообразования, как это имело место в Альпах.

Таким образом, данные о строении многих поясов тектоно-термальной переработки заставляют исследователей наряду с вышеуказанными создавать модели, исключая значительные раскрытия и последующую коллизию гималайского типа, но предусматривающие тектоническое переутолщение коры и взаимосвязь процессов сжатия и растяжения в эволюции пояса тектоно-термальной переработки.

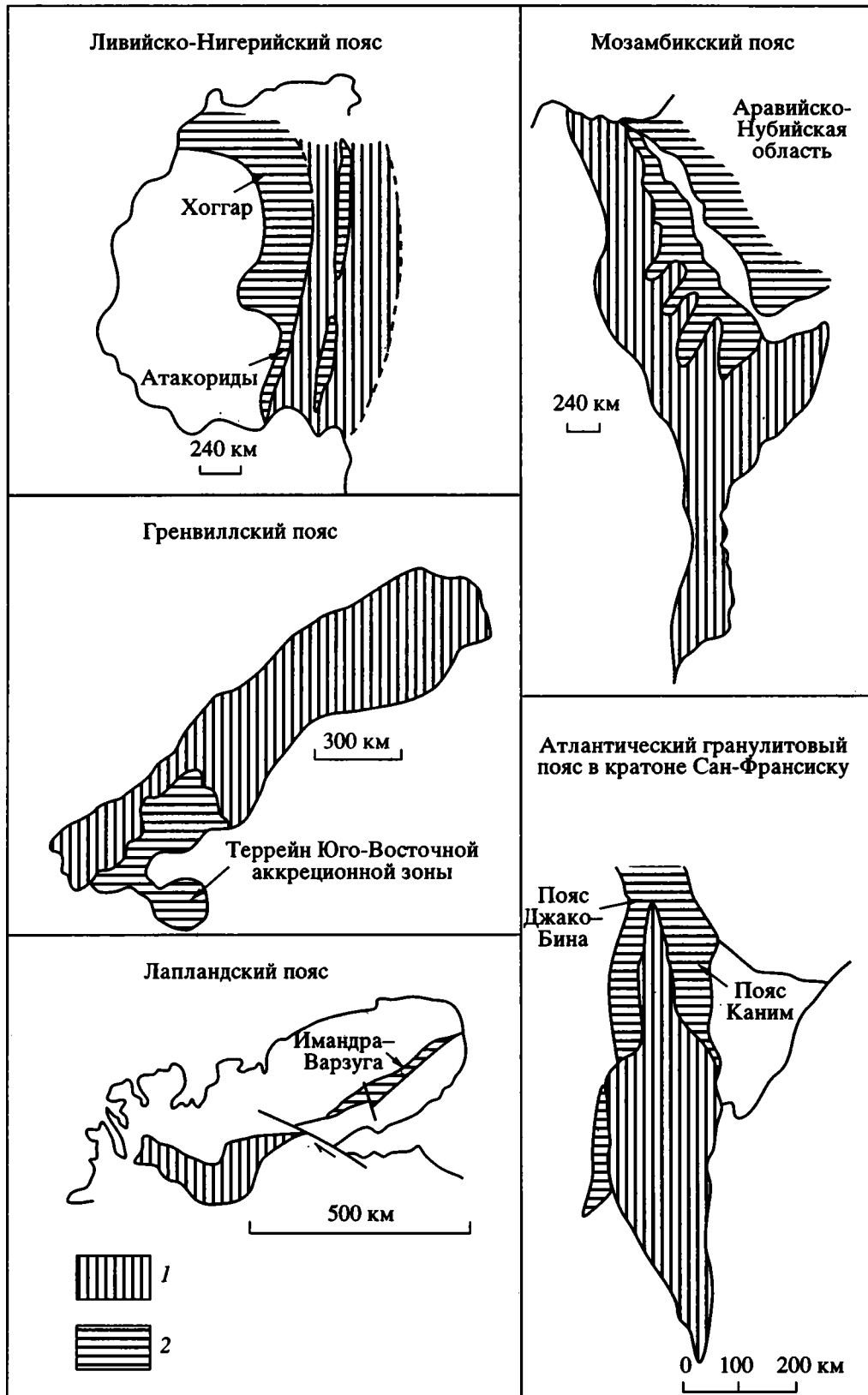
Практически повсеместно отмечается пространственно-временная связь протерозойских поясов тектоно-термальной переработки с соседними синхронными геосинклинальными зонами. Мозамбикский пояс сочленяется с Аравийско-Нубийской зоной, Лапландский – с зоной Имандра–Варзуга [28], Атлантический – с зоной Итабуна [45], Ливийско-Нигерийский – с Транссахарской (Хоггаро-Атакорской) зоной, Гренвиллский – с зоной Эльзевир и Адирондакской [21, 46], Аранта и Масгрейв – с Аделаидской. При этом смежные геосинклинальные зоны могут располагаться субпараллельно, косо по отношению к поясам тектоно-термальной переработки или находиться на их продолжении (рис. 7). По своей природе они могут соответствовать древним островным дугам, аккреционным комплексам, интракратонным геосинклиналям, межкратон-

ным поясам, развивающимся по циклу Вильсона. В противоположность поясам тектоно-термальной переработки, данные структуры сложены слабометаморфизованными образованиями. Пространственная сопряженность и синхронность развития поясов тектоно-термальной переработки и геосинклинальных зон свидетельствует о существующей генетической связи между ними. При сочленении пояса с расположенной вдоль него складчатой зоной через пограничную сутуру можно предположить развитие процесса тектоно-термальной переработки в пределах континентальной окраины над полого падающей зоной Беньофа, однако при этом требуется объяснить скудность известково-щелочного вулканизма.

Поперечное расположение поясов тектоно-термальной переработки по отношению к геосинклинальным поясам, возможно, указывает на их локализацию вдоль древнего трансформного разлома.

Древняя островная дуга, причленяясь к континенту, может служить триггером, создавая эффект толчка в сопряженном поясе тектоно-термальной переработки и соответствующие покровно-надвиговые деформации в нем. Именно так объясняется переработка субстрата в Гренвиллском поясе 1100 млн. лет тому назад при его столкновении с островной дугой Эльзевир [21, 46]. Вышеуказанный механизм вызывает эффект, близкий к тому, который возникает по модели континентальной коллизии Дж. Дьюи и К. Бёрка [23], однако таковая в данном случае отсутствует и передача напряжений происходит от столкновения с блоком ювенильной коры. Формирование зоны, развивающейся по циклу Вильсона, таким образом, может существенно влиять на ход событий в смежном поясе тектоно-термальной переработки, но последний не является ареной раскрытия океанического пространства и связанной с этим последовательности событий.

Следовательно, механизм тектоно-термальной переработки в каждом конкретном случае отличается своеобразием и может быть генетически связан с развитием смежных или внутренних трогов, передачей напряжения вдоль пояса, столкновением плит, но всегда он направлен на скупивание коры и как следствие – погружение древнего субстрата на глубину, где он испытывает высокий метаморфизм до гранулитовой фации (см. рис. 3).



**Рис. 7.** Примеры метаморфической полярности образований поясов тектоно-термальной переработки и смежных одновозрастных складчатых зон.

1 – комплексы поясов тектоно-термальной переработки, метаморфизованные в амфиболитовой и гранулитовой фашиях; 2 – слабоизмененные ювенильные комплексы соседних подвижных зон.

## ВЗАИМООТНОШЕНИЕ ПОЯСОВ ТЕКТОНО-ТЕРМАЛЬНОЙ ПЕРЕРАБОТКИ, КРАТОНОВ, АРХЕЙСКИХ ГРАНУЛИТОВЫХ ПОЯСОВ И ОБЛАСТЕЙ АНОРОГЕННОГО МАГМАТИЗМА

Тектоно-термальная переработка практически не затрагивает кратоны. Этот феномен требует объяснения, так как и относительно небольшие кратонизированные массивы (например, блок Додома внутри Мозамбикского пояса) избежали даже термального прогрева, тогда как в непосредственной близости от них в коре, видимо, иного типа шли активные тектоно-термальные процессы переработки. Вероятно, это связано с древней неоднородностью литосферы и отражает степень истощения мантии.

Архейские гранулитовые пояса или представляют собой древнейшие зоны тектоно-термальной переработки, наложенные на серогнейсовый фундамент, или отражают первичную неоднородность литосферы. В пользу первого предположения свидетельствует то обстоятельство, что максимальные возрастные датировки (около 4 млрд. лет) получены из серых гнейсов. Независимо от того, являются ли архейские гранулитовые пояса первичными структурами сиалической протокоры или возникли на стадии обособления гранит-зеленокаменных областей в результате древнейшей тектоно-термальной переработки, следует иметь в виду приуроченность только к ним последующих процессов переработки и протерозойского гранулитового метаморфизма. В этом смысле представляется интересной модель М. Катца [33], в которой взаимоотношение кратонов и гранулитовых поясов сравнивается с распределением порфиروبластов в матрике очковых гнейсов. Деформированные границы между миниплитами-кратонами, соответствующие гранулитовым поясам, рассматриваются в этой модели как вечные ослабленные зоны, где концентрируются неоднократные пластичные деформации, в противоположность архейским кратонам, сохранившим стабильность с архея. Прогрессивное увеличение протяженности зон переработки во времени от сравнительно небольших в архее до крупных в конце протерозоя отражает переход от мелкоячейстой к крупноячейстой конвекции.

В ряде поясов тектоно-термальной переработки наблюдается их частичное или полное пространственное совпадение с геоструктурными областями анорогенного вулканизма и плутонизма, возникшими в конце раннего протерозоя – начале рифея, в эпоху общей кратонизации. Эти области характеризуются развитием своеобразной ассоциации неметаморфизованных кислых наземных вулканитов, гранит-порфиров, грани-

тов-рапакиви, габбро, анортозитов и грубообломочных континентальных молассоидных отложений, выполняющих грабенообразные впадины. Режим, формирующий подобные геоструктуры, противоположен по содержанию режиму поясов тектоно-термальной переработки. Объединение этих процессов в понятие “протоактивизация” как отражающее вообще докембрийскую активизацию [5, 8] не представляется корректным. На мой взгляд, он более всего соответствует термину “термотектогенез”, употребляемому Е.В. Павловским и М.З. Глуховским [10], хотя эти авторы понимают его шире. Вместе с тем пространственная связь поясов анорогенного магматизма и тектоно-термальной переработки, хотя и не носит повсеместного характера, может быть не случайной. Примером такой связи может служить наложение Гренвиллского пояса тектоно-термальной переработки на подобный ему по протяженности (до 1500 км) пояс анорогенного магматизма с возрастом около 1500 млн. лет. Анорогенный магматизм в данном случае предшествовал процессу тектоно-термальной переработки. Вместе с тем в Свеконорвежском поясе он заполнял паузы между фазами переработки, связанной с ротацией миниплиты. Чередование во времени глобальных этапов орогенной активности и анорогенного магматизма, возможно, связано с распадом и формированием суперконтинента [32].

Анализ связи тектоно-термальной переработки и анорогенного магматизма имеет, по-видимому, прямое отношение к проблеме анортозитов в поясах тектоно-термальной переработки. Не исключена возможность того, что по крайней мере часть анортозитов, сформированных в анорогенной обстановке, подверглась метаморфизму в процессе последующей тектоно-термальной переработки и, таким образом, не является непосредственно продуктом переработки.

Формирование анортозитов и комплементарных гранитов-рапакиви происходит, по М.З. Глуховскому и др. [6], в процессе термотектогенеза, но в разных конкретных динамических обстановках: анортозитов – в обстановке сжатия, а гранитов-рапакиви – растяжения. Вместе с тем пространственная разобщенность этих пород, на которую уже указывали авторы, не имеет универсального значения, если обратиться к подобным примерам в других районах мира. Кроме того, ассоциация гранулитов с анортозитами может в свете сказанного выше иметь только пространственный, но не временной характер. Иными словами, анортозиты могли быть метаморфизованы позднее, в процессе тектоно-термальной переработки.

Пояса тектоно-термальной переработки контролируют многие процессы фанерозойского тектогенеза. Помимо уже отмеченной предопределенности рифтогенеза и вторичного океанообразования [1] эти перманентно мобильные геоструктуры обеспечивают металлогеническую детерминированность, локализацию кольцевых щелочных интрузивных тел, определенный неотектонический режим и т.п. Эти геоструктуры, потеряв в фанерозе многие черты поясов тектоно-термальной переработки, остались областями активизации, превратившись в разновидность эпиплатформанных орогенических поясов.

## ВЫВОДЫ

1. Процесс тектоно-термальной переработки включает воздействие покровно-сдвиговых деформаций, глубинного до гранулитовой фации метаморфизма, интрузивного магматизма и тотального изотопного омоложения на относительно древний кристаллический субстрат. Он развивается полициклически с интервалом 350 - 400 млн. лет в пределах протяженных поясов.

2. Тектоно-термальная переработка происходит на глубине, в условиях переутолщенной за счет тектонического сучивания коры. Цикл тектоно-термальной переработки завершается растяжением, являющимся вместе с эрозией важным фактором утонения коры и выведения переработанного субстрата на поверхность.

3. Развитие поясов тектоно-термальной переработки во времени характеризуется увеличением их протяженности. На материках Гондваны пояса существовали активно до раннего палеозоя включительно. В Лавразии проявление этих процессов завершилось, главным образом, в раннем протерозое и окончательно – к позднему рифею.

4. Отмечается пространственная и генетическая связь поясов тектоно-термальной переработки с синхронными слабометаморфизованными комплексами, возникшими в результате плитно-тектонических процессов. Вместе с тем тектоно-термальная переработка существенно отличается от цикла Вильсона, неизменно проявляясь в пределах континентальной коры.

5. Процесс тектоно-термальной переработки, проходящий на фоне крупных внутриплитных горизонтальных движений, противоположен по своей природе анорогенному магматизму, особенно активно проявившемуся в конце раннего – начале позднего протерозоя.

6. Общепринятая модель тектоно-термальной переработки в настоящее время отсутствует. Наиболее типичной представляется модель внутриплитной коллизии, которая может быть обусловлена различными факторами. Эта модель в

отличие от межконтинентальной коллизии гималайского типа объясняет происхождение древнейших энсиалических зон тектоно-термальной переработки.

7. Развивающиеся в саморегулирующемся режиме сжатия–растяжения полициклические пояса тектоно-термальной переработки являются благоприятными областями для проявления рифтогенеза и спрединга в отличие от кратонов. Кратоны и пояса тектоно-термальной переработки отражают, по-видимому, древнейшую тектоническую делимость коры. При этом архейские гранулитовые пояса являются первыми в истории Земли поясами тектоно-термальной переработки. Отмечается четкая приуроченность к ним последующих процессов переработки.

Автор благодарит Ч.Б. Борукаева за полезные советы по содержанию статьи.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Божко Н.А. Историко-геологическое изучение субстрата континентальных рифтовых зон и предопределенность рифтогенеза // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 33 - 40.
2. Божко Н.А. Тектоно-термальная переработка докембрийского фундамента Гондваны // Вестник МГУ. Сер. геол. 1979. № 5. С. 17 - 30.
3. Божко Н.А. Поздний докембрий Гондваны. М.: Недра, 1984. 230 с.
4. Борукаев Ч.Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
5. Бухаров А.А. Протоактивизированные зоны древних платформ. Новосибирск: Наука, 1987. 202 с.
6. Глуховский М.З., Моралев В.М., Суханов М.К. Тектоническое положение раннепротерозойских анортозитов и гранитоидов Алданского щита и зональность процессов термотектогенеза // Геотектоника. 1993. № 3. С. 69 - 81.
7. Григорьева Л.В. Докембрийская тектоно-магматическая активизация (геология и металлогения). Л.: Недра, 1986. 222 с.
8. Казанский В.И. Эволюция рудоносных структур докембрия: архейские кратоны и области протоактивизации // Рудоносные структуры докембрия. М.: Наука, 1982. С. 7 - 66.
9. Кратц К.О., Хильтова В.Я., Вревский А.Б. и др. Этапы и типы эволюции докембрийской коры древних щитов. Л.: Наука, 1981. 163 с.
10. Павловский Е.В., Глуховский М.З. Проблема термотектогенеза // Геотектоника. 19482. № 6. С. 38 - 52.
11. Резанов И.А. Величина эрозии за историю Земли и природа катархейского метаморфизма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64. Вып. 4. С. 104 - 113.

12. Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
13. Aftalion M., Bibikova E.V., Boves D.R., Hopgood A.M., Perchuk L.L. Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the Granulite-Gneiss-Charnokite-Granite complex, Lake Baikal, USSR: a U-Rb, Rb-Sr and Sm-Nd isotopic study // *Journal of Geology*. 1991. Vol. 99. P. 851 - 862.
14. Andreoli M.A.G. Petrochemistry, tectonic evolution and metasomatic mineralisation of Mozambique Belt granulites from S. Malawi and Tete (Mozambique) // *Precambrian Research*. 1984. Vol. 25. P. 161 - 186.
15. Ashwal L.D., Morgan P., Hoisch T.D. Tectonics and heat sources for granulite metamorphism of supracrustal-bearing terranes // *Precambrian Research*. 1992. Vol. 55. P. 525 - 538.
16. Barazangi M., Ni J. Velocities and Propagation Characteristics of Pn and Sn Beneath the Himalayan Arc and Tibetan Plateau: Possible Evidence for Underthrusting of Indian Continental Lithosphere Beneath Tibet // *Geology*. 1982. Vol. 10. P. 179 - 185.
17. Burwash R.A., Krupička J., Culbert R.R. Cratonic Reactivation in the Precambrian Basement of Western Canada 3. Crustal Evolution // *Can. Journ. of Earth Sci.* 1973. Vol. 10. № 2. P. 283 - 291.
18. Casting C., Troboulet C., Feybesse J.L., Chevromonot P. Tectonometamorphic evolution of Ghana, Togo and Benin in the Light of the Pan-African / Brasiliano Orogeny // *Tectonophysics*. 1993. Vol. 218. P. 323 - 342.
19. Collerson K.D., Kerr A., Vocke R.D., Hanson G.N. Reworking of Sialic Crust as Represented in Late Archean-Age Gneisses, Northern Labrador // *Geology*. 1982. Vol. 10. P. 202 - 208.
20. Corriveau L. Proterozoic Subduction and Terrane amalgamation in the south-western Grenville Province, Canada: Evidence from ultrapotassic to shoshonitic plutonism // *Geology*. 1990. Vol. 15. P. 614 - 617.
21. Daly J.S., Melelland J.M. Juvenile Middle Proterozoic crust in the Adirondack Highlands, Grenville Province, Northeastern North America // *Geology*. 1991. Vol. 19. P. 119 - 122.
22. Daly M.C. The Intracratonic Irumide Belt of Zambia and its Bearing on Collision Orogeny During the Proterozoic of Africa / Eds. Coward M.P., Ries A.C. // *Collision Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Publication. 1986. № 19. P. 321 - 328.
23. Dewey J.F., Burke K.C.A. Tibetan, Variscan and Precambrian Basement Reactivation: Products of Continental Collision // *Journal of Geology*. 1973. Vol. 81. P. 683 - 692.
24. Dimroth E. The Labrador Geosyncline Revisited // *American Journal of Science*. 1972. Vol. 272. P. 487 - 506.
25. Ellis D.J., Maboko M.A. Precambrian Tectonics and the Physicochemical Evolution of the Continental Crust. 1. The Gabbro - eclogite Transition Revisited // *Precambrian Research*. 1992. Vol. 55. P. 491 - 506.
26. England P.C. Diffuse Continental Deformation: Length Scales, Rates and metamorphic Evolution // *Philosophical Transactions of Royal Society of London*. 1987. A. 321. P. 3 - 22.
27. England P.C., Thompson A.B. Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism, part 2: Heat Transfer During the Evolution of the Thickened Continental Crust // *Jour. Petrol.* 1984. Vol. 25. P. 894 - 928.
28. Gaal G. Gorbatschev R. An Outline of the Precambrian Evolution of the Baltic Shield // *Precambrian Research*. 1987. Vol. 35. P. 15 - 52.
29. Goscombe B. High-Grade Reworking of Central Australian Granulites: Metamorphic Evolution of the Arunta Complex // *Journal of Petrology*. 1992. Vol. 33. Part 4. P. 917 - 962.
30. Harley S.L. The Origins of Granulites: a Metamorphic Perspective // *Geological Magazine*. 1989. Vol. 126. № 3. P. 215 - 247.
31. Hoffman P.F. Precambrian Geology and Tectonic History of North America / Eds. Baily A.W. and Palmer A.R. // *The Geology of North America - an Overview*. Geological Society of America, 1989. P. 447 - 512.
32. Hoffman P.F. Speculations on Laurentia's First Gigayear (2.0 to 1.0 Ga) // *Geology*. 1989. Vol. 17. P. 135 - 138.
33. Katz M.B. The Tectonics of Precambrian Craton-Mobile Belts: Progressive Deformation of Polygonal miniplates // *Precambrian Research*. 1985. Vol. 27. P. 307 - 319.
34. Kennedy W.Q. The Structural Differentiation of Africa in the Pan-African (+500 m.y.) // *Tectonic Episode*. Res. Inst. Afr. Geol. Univ. Leeds 8-th Ann. Rep. 1964. P. 48 - 49.
35. Key R.M., Charsley T.J., Hackman B.D., Wilkinson A.F., Rundle C.C. Superimposed Upper Proterozoic Collision-Controlled Orogenies in the Mozambique Orogenic Belt of Kenya // *Precambrian Research*. 1989. Vol. 44. P. 197 - 225.
36. Kroner A. Archean to Early Proterozoic tectonics and Crustal evolution: a review. *Revista Brasileira de Geociencias*. 1982. Vol. 12. № 1 - 3. P. 15 - 31.
37. Maboko M.A.H., Williams I.S., Compston W. Zircon U-Rb Chronometry of the Pressure and Temperature History of Granulites in the Musgrave Ranges, Central Australia // *Journal of Geology*. 1991. Vol. 99. P. 675 - 697.
38. Meleand J., Chiarenzelli J., Whitney P., Isachsen Y. U-Rb zircon geochronology of the Adirondack Mountains and Implication for their Geologic Evolution // *Geology*. 1988. Vol. 16. P. 920 - 924.
39. Sacchi R. On the Pan-African Rejuvenation // *Estratto Dagli. Atti Della Academia Della Scienze di Torino*. 1989. Vol. 123. P. 1 - 13.
40. Sacchi R., Marques J., Costa M., Cosati C. Kibara events in the Southernmost Mozambique Belt // *Precambrian Research*. 1984. Vol. 25. P. 141 - 159.
41. Shaw R.D., Stewart A.J., Black L.P. The Arunta Inlier: a Complex ensialic Mobile Belt in Central Australia. Part 2: Tectonic History Australian // *Journal of Earth Sciences*. 1984. Vol. 31. № 4. P. 457 - 484.
42. Teixeira W., Figueiredo M.C.H. An Outline of Early Proterozoic Crustal Evolution in the Sao Francisco Craton, Brazil: a review // *Precambrian Reserch*. 1991. Vol. 53. P. 1 - 22.
43. Thomas M.D., Gibb R.A. Proterozoic Plate Subduction and Collision: Processes for Reactivation of Archean

- crust in the Churchill Province // Geological Association of Canada. Special Paper. 1985. № 28. P. 263 - 279.
44. *Vlaar N.J.* Precambrian Geodynamical Constraints. The Deep Proterozoic Crust in the North Atlantic Provinces / Eds. Tobi A.C., Touret J.L.R. O. Reidel Publishing Company, 1985. P. 3 - 20.
45. *Wernick E., Almeida F.F.M.* The Geotectonic Environments of Early Precambrian Granulites in Brazil // Precambrian Reserch. 1979. Vol. 8. P. 1 - 17.
46. *Windley B.F.* Anorogenic Magmatism and the Grenvillian Orogeny // Canadian Journal of Earth Science. 1989. Vol. 26. P. 479 - 489.
47. *Wynne-Edwards H.R.* Proterozoic Ensialic Orogenesis: The Millipede Model of Ductile Plate Tectonics // American Journal of Science. 1976. Vol. 276. P. 927 - 953.

*Рецензент: Ч.Б. Борукаев*

## **Tectonothermal Reworking – the Endogenic Regime Peculiar of the Precambrian**

**N. A. Bozhko**

*Geological Faculty, Moscow State University, Moscow*

The problem of tectonothermal reworking of the ancient substratum is considered in the light of modern data as a peculiar activating regime of the Precambrian. The tectonothermal reworking is related to the abnormal crustal thickening due to tectonic imbrication that caused the high grade (up to the granulite facies) metamorphism and magmatism. Structural belts of tectonothermal reworking, their time-space relation to the geosynclines, the development of a reworking cycle, and the belt evolution with time also are considered along with modeling of the tectonothermal mechanisms and origin.

УДК [551.24+552.4](575.2)

## СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА МАЛОГО НАРЫНА И ПРОБЛЕМА ГРАНИЦЫ СЕВЕРНОГО И СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

© 1995 г. А. В. Миколайчук, В. В. Котов, С. И. Кузиков

*Северо-Киргизская геологическая экспедиция, Киргизия, Бишкек*

Поступила в редакцию 28.07.93 г.

Кристаллические сланцы, амфиболиты и мраморы, развитые в среднем течении р. Малый Нарын, считавшиеся кристаллическим основанием герцинид Срединного Тянь-Шаня, авторами относятся к автохтонным образованиям каледонид Северного Тянь-Шаня. Метаморфиты, установленные в тектоническом окне, перекрываются аллохтоном, сложенным среднепалеозойскими породами срединно-тяньшаньских герцинид. Развитая северней система субширотных разломов ("важнейшая структурная линия Тянь-Шаня" или "линия Николаева") в свете новых данных не может рассматриваться как граница сопряжения складчатых систем Срединного и Северного Тянь-Шаня. Установлено, что разрывная система линии Николаева представлена сдвигами позднепалеозойского заложения.

Кристаллические сланцы, амфиболиты и мраморы, слагающие западное окончание хр. Джетым (Центральный Тянь-Шань), впервые были описаны С.С. Шульцем как свита Малого Нарына [15]. Вместе с прилегающими отложениями среднего палеозоя метаморфические образования слагают южное крыло "линии Николаева" – крутопадающего разлома, являющегося северной границей складчатой системы Срединного Тянь-Шаня (рис. 1, [16]).

В.Г. Королев, сопоставляя свиту Малого Нарына со свитой Куйлю Сарыджазского блока и с метаморфитами Тахталыкской гряды, считал их протерозойским кристаллическим цоколем складчатых сооружений Срединного Тянь-Шаня [7]. И если в дальнейшем была доказана принадлежность свиты Куйлю к нижнепротерозойскому кристаллическому основанию [17], а среди кристаллических сланцев Тахталыкской гряды установлены образования палеозойского возраста [1, 14], то при рассмотрении стратиграфического положения метаморфит Малого Нарына из-за недостаточной изученности последних исследователи вынуждены ограничиваться умозрительными построениями, допуская при этом как раннепротерозойский [15], так и палеозойский их возраст [14]. В дальнейшем для описываемого метаморфического комплекса используется название "малонарынский комплекс", принятое при унификации легенды к полумиллионной карте Кыргызстана [6].

Выходы малонарынского комплекса известны лишь у меридионального колена р. Малый Нарын (Кичи Нарын) на слиянии с р. Сары-Кюнгей,

где слагают участок площадью около 25 квадратных километров (рис. 2). Результаты, полученные при детальном картировании поля развития малонарынского комплекса и прилегающих территорий (Сарыкюнгейского участка), положены в основу настоящего сообщения, поскольку позволяють снять с обсуждения часть вопросов как о возрасте метаморфит, так и об их положении в палеозойской структуре Тянь-Шаня.

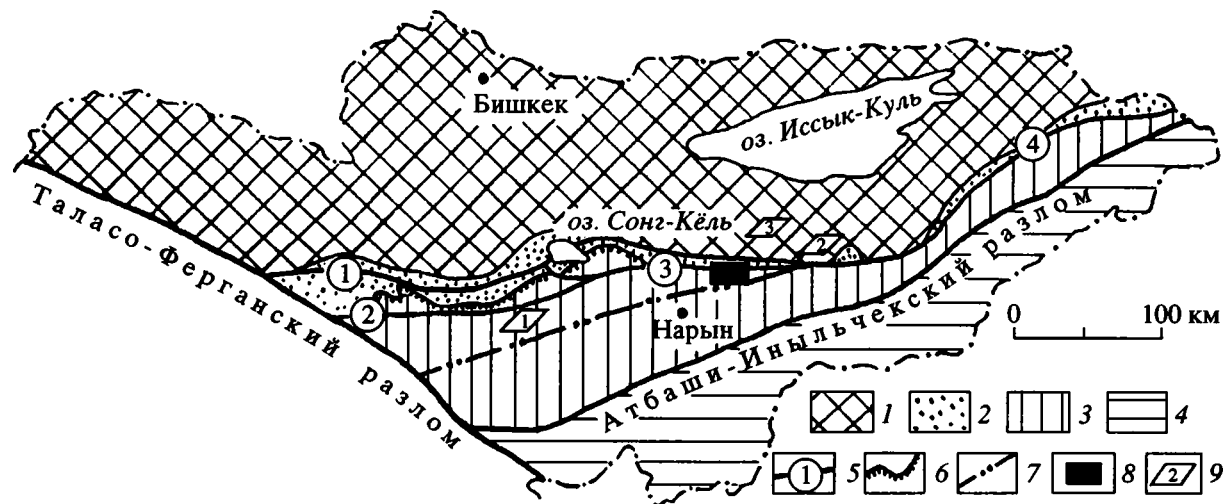
### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УЧАСТКА САРЫКЮНГЕЙ

Малонарынский метаморфический комплекс надежно установлен только на западном окончании хребта Джетым. По левому борту р. Малый Нарын (1 - 1.5 км ниже устья р. Сары-Кюнгей) метаморфиты по надвигу перекрываются мраморизованными известняками предположительно раннепалеозойского возраста (бугулторская толща). Зона надвига сложена меланжем мощностью до 50 м, представляющим собой тектонизированную карбонатную массу с валунами кристаллических сланцев.

Малонарынский метаморфический комплекс и раннепалеозойские (?) мраморизованные известняки составляют каледонское основание, на котором с размывом и угловым несогласием залегают нижнекаменноугольные разнообломочные брекчии (гравитационная олистостромма), сменяющиеся терригено-карбонатными отложениями.

Каледонское основание и покоящаяся на нем нижнекаменно-угольная олистостроммовая толща в герцинской структуре района составляют





**Рис. 1.** Тектоническая схема восточной части Кыргызстана. 1 – каледониды Северного Тянь-Шаня; 2 – 3 – герциниды Среднего Тянь-Шаня; 2 – терригенные разрезы Сонкульского и Джумгальского типов разреза, 3 – карбонатные отложения Кавакского типа разреза; 4 – герциниды Южного Тянь-Шаня; 5 – основные разломы (цифрами отмечены структуры из системы разломов “линии Николаева”: 1 – Северо-Кавакский, 2 – Кашкасуйский, 3 – Южно-Сонкульский, 4 – Терскойский); 6 – Кавакский надвиг; 7 – градиентная зона поля силы тяжести (по данным А.Н. Лобанченко); 8 – местоположение Сарыкюнгейского участка; 9 – местоположение упомянутых в тексте хребтов: Молдо-Тоо (1), Джетымбель (2), Карагоман (3).

автохтон. Структурно выше развиты среднепалеозойские карбонатные отложения Кавакского разреза, слагающие одноименный тектонический покров. Метаморфические образования, бугулторская толща, нижнекаменноугольная олистострома и Кавакский покров смяты в Нуринскую антиформную складку, протягивающуюся в западном направлении до меридиана р. Кара-Ункюр (около 60 км). Восточный сегмент этой структуры остался неизученным.

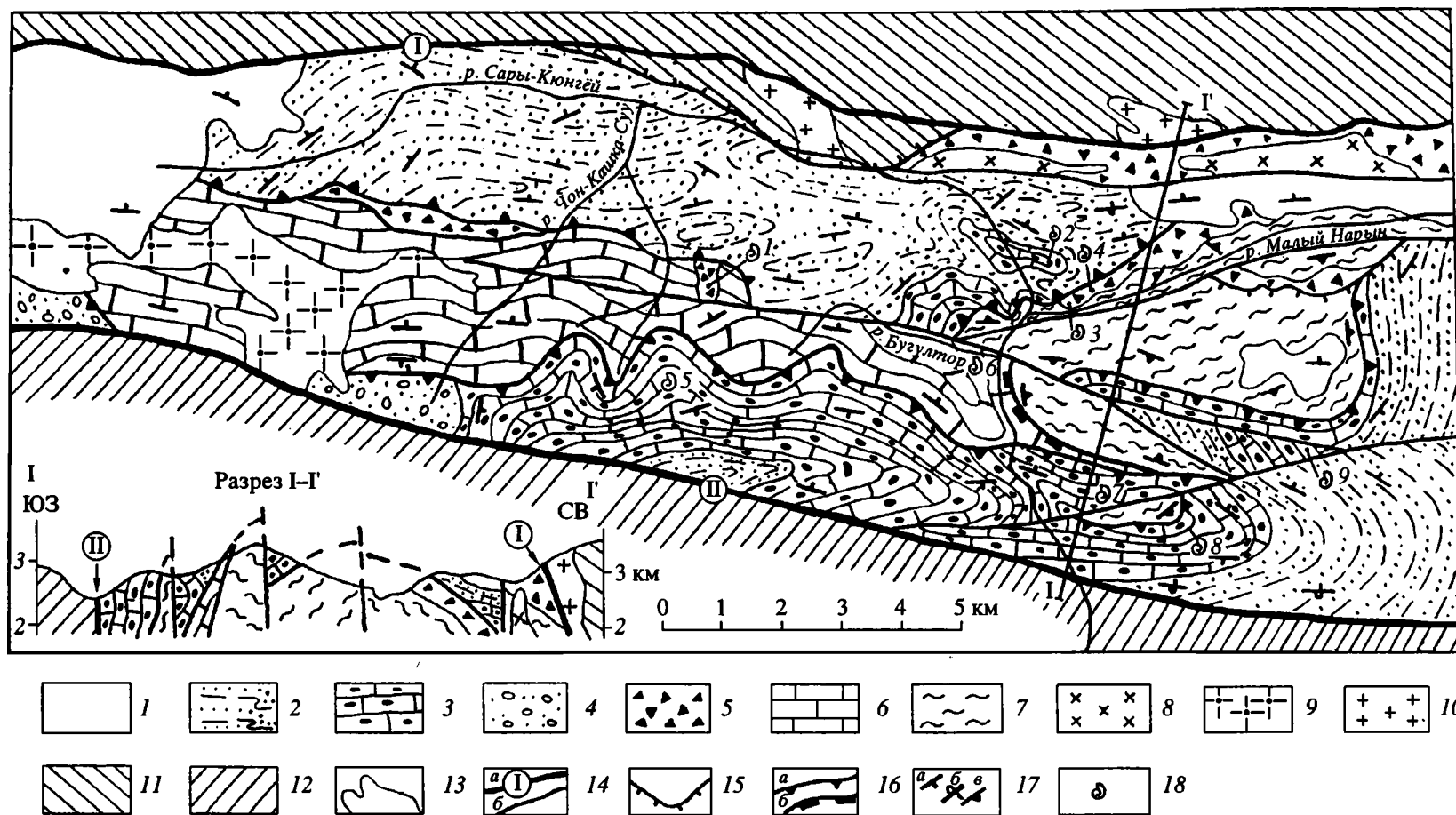
**Малонарынский комплекс.** В нижней части комплекса преобладают серые и светло-коричневые мраморы с подчиненными им пластовыми залежами амфиболитов и амфиболовых сланцев. Их сменяет пачка темно-серых, зелено-серых слюдястых и амфиболовых сланцев с подчиненными прослоями мраморов. В верхней части разреза, составляющей третью пачку, сланцы вытесняются темно-зелеными амфиболитами. Общая мощность комплекса – 1200 м.

Детальному петрографическому изучению были подвергнуты две нижние пачки комплекса, вскрывающиеся на правом борту р. Малый Нарын в 2.5 км выше устья р. Сары-Кюнгей. Видимое основание разреза представлено среднекристаллическими массивными и полосчатыми мраморами серого, белого, редко серовато-розового и кремового цветов. Среди мраморов присутствуют линзы карбонатных сланцев, сложенных кальцитом и светлой слюдой, а также тела силикатных мраморов с тремолитом, диопсидом и кварцем. Мраморы подвержены процессу офикальцитизации и в этом случае они приобретают

зеленую и серо-зеленую окраску. Среди мраморов присутствуют амфиболиты в виде отдельных тел линзовидной, будинообразной, ленточной форм (мощностью от 0.5 до 5 м). Значительно реже в мраморах отмечаются линзообразные тела метапелитовых сланцев (0.5 - 1.5 м мощности). Амфибол-плагноклазовые сланцы, как правило, слагают краевые части тел амфиболитов, имея с ними постепенные переходы. Иногда эти сланцы образуют отдельные пласты и лентообразные тела среди метапелитовых сланцев. В мраморах часто отмечаются структуры пластического течения, которые образуют рисунки, напоминающие тонкую изоклинальную складчатость. Видимая мощность описываемой пачки 100 - 150 м.

В располагающейся выше второй пачке кристаллических сланцев иногда на контакте между мраморами и сланцами встречаются тела амфиболитов. Среди кристаллических сланцев выделяются два типа: темно-серые амфиболовые сланцы и светло-серые сланцы метапелитового состава. По минеральному составу метапелитовые сланцы разделяются на пять разновидностей: двуслюдяные, биотитовые, кордиеритовые, гранатовые и гранат-ставролитовые сланцы. Количественные соотношения между амфиболовыми и метапелитовыми сланцами меняются вверх по разрезу несколько раз, с переменным преобладанием одной из указанных выше разновидностей. Контакты между ними всюду отчетливые и резкие.

Анализ минеральных ассоциаций основных типов пород позволяет сделать вывод, что они претерпели два этапа метаморфизма. Наиболее



**Рис. 2.** Геологическая карта Сарыкюнгейского участка. 1 – палеоген-неогеновые отложения; 2 – 4 – Кавакский тип разреза: 2 – алевролиты, песчаники и гравелиты каракиинской свиты ( $C_1 v_{1,2}$ ), 3 – известняки, известковые алевролиты, доломиты ( $D_3 fm-C_1 v_1$ ), 4 – красноцветные песчаники и конгломераты тюлькубашской свиты ( $D_{2-3}$ ); 5 – Сонкульский тип разреза: брекчи, песчаники, алевролиты, органогенно-детритовые известняки олистостромовой толщи ( $C_{1t2}-C_1 v$ ); 6 – мраморизованные известняки бугулторской толщи ( $PZ_1$ ); 7 – кристаллические сланцы, амфиболиты и мраморы малонарынского комплекса ( $PZ_1$ ); 8 – микроридориты ашукольторского комплекса (P); 9 – гранодиориты сонкульского комплекса ( $C_2$ ); 10 – лейкограниты аламинского комплекса (S); 11 – нижнепалеозойские отложения Сусамыро-Долонской зоны; 12 – венд-нижнепалеозойские отложения Джетымской зоны; 13 – стратиграфические и интрузивные границы; 14 – крутопадающие разломы: а – краевые (I – Южно-Сонкульский, II – Нуринский), б – внутриблоковые; 15 – надвиги, сопряженные с крутопадающими разломами; 16 – тектонические покровы: а – герцинские, б – каледонские; 17 – элементы залегания: а – нормальные, б – опрокинутые, в – метаморфической полосчатости; 18 – точки сбора фауны и их номера.

хорошо сохранившиеся минеральные ассоциации, отражающие уровень метаморфизма основного этапа, наблюдаются в глыбах и блоках, запечатанных в карбонатном матриксе нижнекаменноугольной олистостромы. Тогда как породы, слагающие основное тело малонарынского комплекса, подвержены интенсивному зеленосланцевому диафторезу.

Первый и он же основной этап метаморфизма привел к образованию гранатовых, гранат-ставролитовых и кордиеритовых сланцев с парагенетическими ассоциациями: кв + пл + би + му + гр; кв + пл + би + му + гр + ставр + кв + пл + би + корд<sup>1</sup> соответственно. Учитывая тесную пространственную ассоциацию этих пород, можно принять, что степень метаморфизма соответствует условиям эпидот-амфиболитовой фации (450 - 600°C, 2 - 3 кбар). Зеленосланцевый диафторез, который проявился после формирования нижнекаменноугольной олистостромовой толщи, макроскопически выражен вторичным рассланцеванием, образованием будин и линз петрографически однородных пород, а также складками пластического течения масс. В диафторированных сланцах появляется новая минеральная ассоциация (пл + кв + хл + сер), а иногда удается наблюдать две системы сланцеватости, более поздняя из которых проявлена однонаправленной ориентировкой чешуек хлорита и белых слюд.

**Бугулторская толща** прослеживается от ущелья р. Малый Нарын в западном направлении вдоль северного склона хр. Нура. Наиболее полный разрез толщи вскрывается по бортам реки Чон-Кашка-Суу, где ее мощность достигает 1000 м. Слагают толщу пелитоморфные и тонкозернистые или среднезернистые мраморизованные известняки светло-серого цвета. Благодаря присутствию карбонатов темно-серого и кремового оттенков выходы толщи приобретают массивно-слоистый облик. Очень редко в известняках присутствуют линзы и желваки серых кремней мощностью до 5 - 7 см.

В приустьевой части руч. Бугултор в массивно-слоистых известняках толщи встречены единичные членики криноидей. На существующих геологических картах [6] бугулторская толща ошибочно относилась к турнейским отложениям Кавакского типа разреза. Последние отличаются широким развитием в разрезе разнообразных литофациальных и биостратиграфических комплексов. В то же время, бугулторская толща по составу и сложению тождественна известнякам, описанным Л.Н. Орловым (1967 г.) в Южном Присонкулье под названием "сарыйрыйская свита".

<sup>1</sup> би – биотит, гр – гранат, кв – кварц, корд – кордиерит, му – мусковит, пл – плагиоклаз, сер – серицит, ставр – ставролит, хл – хлорит.

**Олистостромовая толща** вскрывается по бортам р. Малый Нарын и по левому составляющему р. Чон-Кашка-Суу, где с несогласием и размывом залегает на каледонском основании.

По правому борту р. Малый Нарын полимиктовые и карбонатные брекчии облекают глыбы, валуны и олистолиты, представленные мраморами или кристаллическими сланцами малонарынского комплекса. Подошва олистолитов нередко тектонизирована. Вмещающими породами являются органогенно-обломочные известняки и микрослоистые известковые доломиты, содержащие переменное количество терригенной кластики. Выше по разрезу появляются мелкозернистые кварцевые и литокластит-кварцевые песчаники, микрослоистые песчаные и известковые доломиты, перемежающиеся прослоями брекчий мощностью первые метры. Среди брекчий преобладают мономиктовые карбонатные разности. Мощность базального (олистостромового) горизонта колеблется от 150 до 400 м. Постепенно разрез надстраивается тонкослоистыми глинистыми и алевролитными доломитами, находящимися в переслаивании с кварцевыми песчаниками и черными глинистыми алевролитами. Видимая мощность терригенно-карбонатных отложений не превышает 350 м.

К югу, по левому борту р. Малый Нарын, карбонатные породы вытесняются литокластит-кварцевыми разнозернистыми песчаниками. Они расслаиваются тонкослоистыми алевролитами, известковыми алевролитами, аргиллитами и единичными горизонтами мелкообломочных брекчий мощностью 2 - 3 м. Видимая мощность разреза толщи по левобережью р. Малый Нарын не превышает 300 м.

Из нижней части разреза олистостромы во вмещающих органогенно-обломочных известняках обнаружены фораминиферы верхнетурнейского подъяруса *Endothyra (Latiendothyra) ex gr. latispiralis* Lip., *Paleospiroplectammina cf. tchernyshinensis* (Lip.) (р. Чон-Кашка-Суу), а также *Eblania ex gr. michoti* (Conil et Lys), *Omphalotis ex gr. paraturkestanica* (Pojarck, et Skv.), *Globoendothyra (Eogloboendothyra) orelica* Udov., *Tetrataxis sp.*<sup>2</sup>, характеризующие переходные слои от верхнего турне к нижнему визе (правый борт р. Малый Нарын, рис. 2, точка 3). Верхи олистостромовой толщи (рис. 2, точка 4) охарактеризованы поздневизейскими фораминиферами *Omphalotis ex gr. minima* (Raus. et Reitl.), *Endothyranopsis crassa* (Brady), *Globoendothyra ishimica* (Raus.) и водорослями *Palaeoberesella lachuseni* (Moell.).

**Кавакский тектонический покров** сложен среднепалеозойскими отложениями Срединного Тянь-Шаня. В его видимом основании развиты

<sup>2</sup> Приведенные и последующие определения фораминифер и водорослей сделаны С.Б. Гуциным.

средне-верхнедевонские красноцветные континентальные отложения (800 - 1200 м), сложенные конгломератами и гравелитами, сменяющимися выше розовыми литокластит-кварцевыми песчаниками. На них залегают карбонатные отложения мощностью 1000 - 1200 м. Завершает разрез терригенный флиш визейского возраста мощностью не менее 2000 м. Данный разрез отвечает северному (Бауралбас-Молдотаускому) подтипу Кавакского типа разреза [19].

Наиболее сложно построена карбонатная надформация, в ее составе выделяются фаменские терригенно-карбонатные, фамен-нижнетурнейские известняково-доломитовые и турне-визейские рифовые образования. В сравнении с карбонатами бугулторской толщи, описываемые отличаются высокой насыщенностью органическими остатками. Фаменская часть разреза (рис. 2, точки 5, 9) охарактеризована фораминиферами *Archaeosphaera minima* Sul., *Eotuberitina* sp. и водорослями *Asterosphaera pulshra* Reitl. Турнейский ярус (рис. 2, точка 8) охарактеризован фораминиферами *Tourmayellina* sp., *Chemysinella* sp., *Endothyra* (*Inflatoendothyra*) *inflata maxima* Lip., *Endothyra* (*Tuberendothyra*) *ex. gr. tuberculata* Lip.. Ю.В. Жуков (1971) отмечает также, что А.Я. Гладченко из этой же толщи определила верхнетурнейские брахиоподы *Spirifer grimesi* Hal, *Sp. tomacensis* Kon., *Sp. catkalicus* Dik., *Dictyoclostus burlingtonensis* Hall, *D. deruptus* Rom.. Верх карбонатного разреза (рис. 2, точка 2) охарактеризованы ранне-средневизейскими фораминиферами *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *Tuberitina malakhovae* Pobjark., *Endothyra* (*Latiendothyra*) *ex. gr. latispiralis* Lip., *En. ex. gr. similis* Raus. et Rtitl.

\* \* \*

Данные о непрерывности среднепалеозойского разреза Срединного Тянь-Шаня, от среднего девона до башкирского яруса были получены к началу 60-х годов [5]. В последующем Е.В. Христов выделил его в Кавакский тип разреза [19]. Данная схема стратиграфии не претерпела значимых изменений и до настоящего времени. С другой стороны, В.И. Гавриловой по результатам съемочных работ (1946 г.) было установлено несогласное залегание нижнекаменноугольных брекчий на метаморфитах малонарынского комплекса. Игнорирование этих наблюдений столь длительное время обусловлено влиянием доминировавших у исследователей региона фиксистских геотектонических концепций. Распространение малонарынского комплекса и перекрывающих его отложений к югу от Южно-Сонкульского разлома ("линии Николаева") принималось как неопровержимое доказательство их принадлежности к складчатой системе Срединного Тянь-Шаня [16]. Расшифровка внутренней структуры Нуринской антиформы приводит нас к решению вопроса о

структурном положении малонарынского комплекса и влечет за собой корректировку сложившихся представлений о характере сочленения складчатых систем Срединного и Северного Тянь-Шаня.

### ЗОНА СОЧЛЕНЕНИЯ СЕВЕРНОГО И СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Большинство исследователей кыргызского Тянь-Шаня неоднократно обращались к этой теме, развивая одну из двух гипотез, сформулированных еще в 30-х годах. По мнению В.А. Николаева, среднепалеозойские отложения Срединного Тянь-Шаня шарьированы на складчатую систему Северного Тянь-Шаня. Согласно представлениям А.В. Пейве, разрабатывавшего в то время учение о глубинных разломах, контрастное сочленение среднепалеозойских разрезов в этой зоне интерпретировалось не иначе, как влияние глубинного дизъюнктива. Анализу раннепалеозойской истории данной зоны посвящена отдельная статья Г.И. Макарычева и М.Д. Геся [10]. Многие дискуссионные вопросы наши свое решение в работах Е.В. Христова [18, 19], приводившего детальное картирование в пределах хр. Молдотто. Как показано Е.В. Христовым, зона сочленения двух складчатых систем выражена в фациальной смене карбонатных разрезов Срединного Тянь-Шаня (Кавакский тип разреза), терригенными сероцветными, а затем и красноцветными разрезами Северного Тянь-Шаня, выделенными соответственно в Сонкульский и Джумгалский типы (рис. 3).

Кавакский тип разреза слагает непрерывную колонну осадков от среднего девона по нижнебашкирский подъярус включительно и со скрытым стратиграфическим несогласием залегает на средне-верхнеордовикских отложениях каледонского основания Срединного Тянь-Шаня. Начинается Кавакский разрез красноцветными конгломератами и песчаниками среднего-верхнего девона (тюлькубашская свита), постепенно сменяющимися терригенно-карбонатными отложениями фаменского яруса. Верхняя часть разреза, в которой выделяются все три яруса нижнего карбона, в основном сложена карбонатными породами. Среди последних преобладают органогенные и органогенно-детритовые известняки, включающие переменное количество прослоев и желваков кремней. Южные выходы Кавакского разреза (Южно-Молдотауский подтип) достигают 4 км мощности. К северу, на фоне происходит двукратное уменьшение мощности карбонатной части разреза (в Бауралбас-Молдотауском подтипе) и наблюдается изменчивость фаций, выраженная в появлении терригенной примеси и конгломератовидных известняков. Кроме того, наблюдаются внутриформационные размывы. С раннего визе

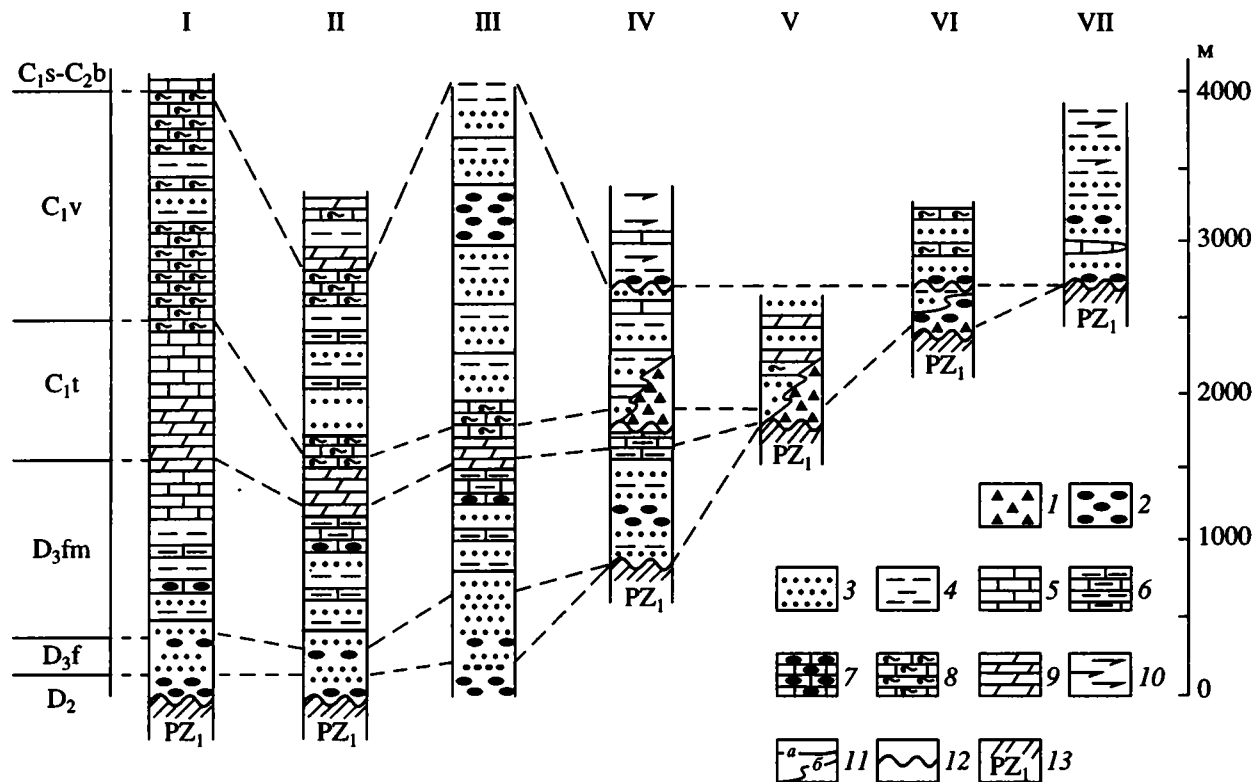


Рис. 3. Среднепалеозойские разрезы зоны сочленения Срединного и Северного Тянь-Шаня.

1 – брекчии; 2 – конгломераты, гравелиты; 3 – песчаники; 4 – алевриты, глинистые сланцы; 5 – массивные пелитоморфные, 6 – глинистые, 7 – комковатые, конгломератовидные, 8 – органогенные, органогенно-детритовые; 9 – доломиты, доломитистые известняки; 10 – гипсы; 11 – I границы свит (а) и фациальные переходы (б); 12 – угловые несогласия; 13 – комплекс пород каледонского основания. Римскими цифрами обозначены: I – III – Каванский тип разрезов (I, II – хр. Молдо-Тоо, по данным Е.В. Христова [18, 19]; III – хр. Нура), IV – VI – Сонкульский тип разрезов (IV хр. Молдо-Тоо, по данным Е.В. Христова [18]; V – хр. Нура; VI – хр. Джетымбель, по данным Т. Джумалиева и др. [8]), VII – хр. Молдо-Тоо, по данным Е.В. Христова [19].

карбонатные породы фациально замещаются терригенным флишем (каракиинская свита).

В развитии северней Сонкульском типе разреза фиксируется несколько уровней размыва и несогласия. На северо-тяньшаньских каледонидах с угловым несогласием залегают верхнедевонские конгломераты, пестроцветные песчаники и алевриты (коктайская свита, 700 м). По резкому согласному контакту их сменяют глинистые и песчаные известняки верхнего фамена-нижнего турне (боординская свита, 250 м). Выше с угловым несогласием на отложениях верхнего девона залегают толщи несортированных разнообломочных брекчий, включающих олистолиты размером до 30-40 м. В составе кластического материала наряду с породами подстилающих отложений присутствуют граниты, роговики, мраморы каледонского основания. Толща брекчий, достигающая 450-500 м, к югу фациально замещается флишевыми отложениями позднеурнейско-визейского возраста [18].

Близкая по составу толща позднего турне-раннего визе описана В.Г. Королевым и его соавторами [8] в хр. Джетымбель. Девонская часть разреза отсутствует и на неровной поверхности каледонских гранитов залегают разнообломочные и валунные “брекчии обвалов”. В составе обломков присутствуют кварциты, зеленокаменно измененные породы, но преобладают граниты из комплекса основания. Брекчии цементируются и сменяются по латерали органогенно-обломочными известняками позднеурнейского возраста. Их мощность не превышает 50 м, а выше с полимиктовыми конгломератами в основании залегают нижневизейские отложения (270 м), представленные чередующимися пачками песчаников и черных алевритов.

Верху Сонкульского разреза представлены лагунно-морскими, часто гипсоносными, отложениями серпуховского яруса и ниже-башкирского подъяруса (600 м), с перерывом и скрытым несогласием залегающими на флишевых образованиях визейского яруса [8, 19]. В ряде случаев визейские

отложения Сонкульского типа разреза без видимого несогласия сменяются терригенными красноцветными отложениями ( $C_{1s}$  -  $C_{2b_1}$ ). Обычно последние залегают непосредственно на каледонском основании и шлейфом переменной мощности (300 - 1200 м) облакают отложения Сонкульского разреза с севера. В этом случае они выделяются как Джумгальский тип разреза [5, 19].

Если для последних двух разрезов фациальные переходы не вызывают сомнения, то их соотношения с развитым южнее Кавакским типом разреза не установлены, так как их сочленение происходит по одноименному тектоническому покрову (рис. 1, 3, [12, 19]). В ненарушенном виде Кавакский покров сохранился лишь в хр. Молдо-Тоо, срезаясь как с запада, так и с востока крутопадающими разломами субширотного простирания. Традиционно они рассматривались в качестве конседиментационных структур, контролировавших вышеописанную фациальную зональность. Именно эта система крутопадающих субширотных разломов объединяется на геологических картах в "линию Николаева". В.Н. Богдецкий и Л.Н. Орлов (устное сообщение) обратили внимание на то, что центральный сегмент "линии Николаева", выделенный в Южно-Сонкульский разлом (рис. 1), является левосторонним сдвигом, вдоль которого фиксируется смещение гранодиоритовых интрузий среднекаменноугольного возраста на расстояние 28 - 30 км. Дополнительные данные, подтверждающие этот вывод, получены нами. В частности, в Южном Присонкулье, на расстоянии 30 - 34 км к западу от поля развития малонарынского метаморфического комплекса, уже в северном крыле Южно-Сонкульского разлома расшифровывается структура, являющаяся смещенным фрагментом вышеописанной Нуринской антиформы. В полосе шириной до 2 км, ограниченной с севера интрузией среднекаменноугольных гранодиоритов, получили развитие гнейсы, амфиболиты и аповулканические сланцы, выделенные В.Г. Королевым (1949 г.) в метаморфический комплекс раннепалеозойского (?) возраста. В восточном направлении метаморфиты перекрываются толщей мраморизованных известняков и филлитов (сарыйрийская свита), структурно выше которых располагается Кавакский тектонический покров.

Левостороннее смещение масс по Южно-Сонкульскому разлому находит подтверждение и в структурном рисунке сдвиговых дислокаций второго порядка, сопровождающих последний. В южном крыле с основным разломом сопряжены сдвиги юго-восточного простирания с амплитудой смещения 1 - 3 км, тогда как в его северном крыле получили развитие асимметричные и опрокинутые складки волочения, осложненные чешуйчатыми надвигами запад-северо-западного простирания.

По результатам анализа структурных рисунков, созданных пликативными и дизъюнктивными дислокациями второго порядка, левостороннее смещение устанавливается также вдоль Северо-Кавакского и Кашкасуйского разломов, составляющих западный сегмент "линии Николаева". Эти сдвиговые структурные парагенезисы получили отчетливое отражение на крупномасштабных геологических картах хр. Молдо-Тоо, составленных геологами Управления геологии Кыргызстана под руководством Л.Н. Орлова, В.А. Северинова и Е.В. Христова.

В свете новых данных можно предполагать, что Нуринская антиформа представляет собой тектоническое окно, в пределах которого изпод Кавакского покрова вскрываются отложения Сонкульского разреза, покоящиеся на каледонском основании северо-тяньшаньского типа. В данном районе Сонкульский тип разреза представлен лишь нижекаменноугольной олистостромовой толщей.

Из сказанного следует, что Южно-Сонкульский разлом, ограничивающий с севера поле развития малонарынского комплекса и показанный на всех мелкомасштабных картах как "линия Николаева" или "важнейшая структурная линия Тянь-Шаня", занимает более скромное положение в иерархии палеозойских структур Тянь-Шаня. Это заключение представляется тем более убедительным, что в расположенных севернее горах Карагоман и бассейне р. Кара-Куджур широко развиты метаморфиты карагоманского комплекса, сходные с малонарынским как по строению разреза, так и основными минеральными парагенезисами.

#### ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И КОРРЕЛЯЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Выбор карагоманского комплекса в качестве эталона для сравнительной петрохимической характеристики обусловлен высокой степенью изученности последнего. Его принадлежность к зональной плутоно-метаморфической (или андалузит-филлит-гнейсовой), по классификации Н.Л. Добрецова [9]), формации, сформировавшейся по отложениям Макбало-Бурханской зоны в связи со становлением раннепалеозойского Каракуджурского батолита, обосновывалась Л.Н. Бельковой [3]. А.Б. Бакировым [2] установлена метаморфическая зональность комплекса от мигматитов и гнейсов амфиболитовой фации до приконтактных кордиеритовых сланцев. В наиболее полной форме эти воззрения нашли отражение в исследованиях В.А. Глебовицкого и его соавторов [4]. Данным выводам не противоречат и полученные нами К/Аг датировки мигматитов

Химический состав пород (в вес. %) метаморфических комплексов Северного Тянь-Шаня и эффузивных толщ неметаморфизованного обрамления

№ п/п	№ проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ППП	Сум-ма
<b>Малонарынская свита</b>															
1	9116	53.5	2.04	14.25	2.80	8.35	0.15	5.05	5.80	2.60	3.40	0.14	0.60	1.26	99.94
2	9118	52.5	1.66	15.15	1.80	7.20	0.10	5.85	6.00	4.34	2.22	0.14	0.45	2.58	99.99
3	9119	51.4	1.58	14.65	3.67	7.96	0.15	5.35	6.70	2.85	2.25	<0.1	0.44	2.10	99.10
4	9124	48.5	1.48	13.75	2.70	6.34	0.13	9.00	12.20	2.46	1.42	0.10	0.14	2.63	100.85
5	9125/1	48.5	3.20	13.30	3.70	8.64	0.13	6.00	9.15	3.40	1.50	<0.1	0.36	1.76	99.64
6	9125	59.5	0.80	18.10	0.62	5.62	0.15	3.70	1.65	2.72	4.30	<0.1	0.13	2.54	99.83
7	9125/2	63.0	0.80	16.80	0.67	6.12	0.28	3.05	1.00	1.60	4.04	<0.1	0.14	1.91	99.41
8	9125/3	64.5	0.79	16.40	0.88	5.11	0.23	2.70	0.85	1.82	4.38	<0.1	0.15	1.92	99.71
<b>Карагоманская серия</b>															
9	P141/5	37.3	2.53	13.50	8.97	11.66	0.28	7.05	14.00	1.04	1.90	0.11	0.19	1.22	99.75
10	P141/28	50.2	1.20	14.00	2.18	8.93	0.20	8.00	11.60	1.28	0.70	0.19	<0.1	1.28	99.96
11	P141/30	48.5	0.52	15.15	2.70	7.99	0.20	9.20	11.60	2.04	0.96	<0.1	<0.1	1.34	100.20
12	103ж	48.43	0.75	15.48	2.35	6.84	0.14	10.16	12.46	1.33	0.72	0.07	0.04	1.38	100.10
13	1012г	49.00	0.92	14.77	2.85	7.60	0.17	9.18	10.42	2.20	1.20	–	0.16	0.79	100.19
14	1018а	48.14	2.49	13.88	3.71	11.26	0.22	5.72	7.79	2.20	2.39	–	0.48	0.96	99.21
15	1018б	49.43	0.86	15.35	2.80	8.13	0.22	6.78	10.00	1.50	2.49	0.02	0.05	2.32	100.07
16	30940	59.00	1.00	16.90	1.66	5.76	0.17	3.90	4.40	1.86	3.10	<0.1	0.18	1.74	99.67
17	30941	64.00	0.89	15.70	1.58	5.25	<0.1	2.70	0.85	2.00	2.88	0.10	0.24	2.90	99.09
18	30942	62.60	0.97	15.60	2.20	5.69	<0.1	2.80	1.65	2.66	2.80	0.10	0.28	1.90	99.25
19	30943	68.60	0.80	14.00	1.78	3.67	<0.1	2.45	0.80	2.36	2.50	<0.1	0.25	2.60	99.81
20	30944	48.80	0.97	16.00	4.27	7.06	0.20	8.55	9.65	1.22	0.16	<0.1	<0.1	2.30	99.18
21	30945	48.40	1.05	16.00	4.79	6.77	0.18	8.55	9.85	1.22	0.12	<0.1	<0.1	2.30	99.23
22	30946	49.00	0.97	15.65	4.96	6.84	0.18	8.75	9.65	1.22	0.18	<0.1	<0.1	2.29	99.69
<b>Бельчійская свита</b>															
23	8/67	52.31	2.50	10.84	3.60	10.86	0.14	8.29	4.48	–	0.50	–	0.23	6.44	100.19
24	685/3	51.25	2.74	14.92	2.95	6.88	0.15	3.62	6.61	0.62	3.45	–	0.29	6.38	99.86
25	690/2	50.81	2.45	15.16	2.55	8.28	0.14	6.34	3.64	4.56	0.38	–	0.20	5.31	99.82
26	1777/3	48.96	3.16	11.60	2.26	10.20	0.72	9.38	6.27	2.23	1.63	–	0.24	4.22	100.17
27	1777	56.91	0.84	15.75	1.62	4.54	0.13	4.30	6.70	1.76	2.51	–	0.28	4.91	100.25
28	30951	53.50	2.96	14.40	1.84	6.05	0.15	3.05	6.25	2.00	2.00	0.12	0.25	1.10	99.67
29	30952	54.00	3.08	14.40	1.98	6.19	0.14	2.95	5.50	2.01	1.50	<0.1	0.26	6.75	99.39

Примечание. Малонарынская свита: 1 - 5 – амфиболиты; 6 - 8 – сланцы кристаллические; карагоманская серия: 9 - 15 – амфиболиты; 16 - 22 – сланцы кристаллические; бельчійская свита: 23 - 25 – метабазаальты; 26 – базаальты; 27 - 29 – андезитобазаальты. Анализ авторских проб выполнен в ЦКЛ ПО “Кыргызгеология”; анализы 13 - 15 заимствованы из работы [4]; анализы 12, 23, 26 - 27 – из коллекций Т.А. Додоновой, В.В. Киселева, Д.Г. Васильева.

из карагоманского комплекса, составляющие  $411 \pm 16$  млн. лет по биотиту и  $412 \pm 16$  млн. лет по мусковиту (лаборатория ВСЕГЕИ). Ввиду того, что в современной структуре карагоманский комплекс сохранился практически ненарушенным, от малонарынского комплекса он отличается

большой полнотой разреза. Наряду с мраморами, амфиболитами и кристаллическими сланцами здесь широко развиты порфиroidы и мигматиты, а породы с парагенезисами амфиболитовой фации через эпидот-амфиболитовую к периферии сменяются зеленосланцевыми образованиями.



Сходство карагоманского и малонарынского комплексов подтверждается петрохимическими данными (таблица). Химическому анализу подвергались амфиболиты и кристаллические сланцы, не содержащие выделений, прожилков или других инородных образований. Потери при прокаливании этих проб не превышают 5 %, поэтому в дальнейших построениях использованы химические анализы без пересчета на сухой остаток. На диаграмме реконструкции первичных составов пород А.В. Предовского [13] амфиболиты и кристаллические сланцы обоих метаморфических подразделений сгруппировались в поля базальтов и граувак (рис. 4). Столь четкое распределение фигуративных точек составов метаморфических пород трудно объяснить случайным совпадением.

Пересчетами анализов кристаллических сланцев по методу А.Н. Неелова [11] установлено, что четыре анализа с карагоманского комплекса охватывают непрерывный ряд от алевролитовых аргиллитов до граувакковых песчаников, тогда как имеющиеся три анализа кристаллических сланцев из малонарынского комплекса оказались сходными между собой по составу и не выходят за пределы алевролитовых аргиллитов. Вероятно, отмеченные несоответствия выборок обусловлены недостаточным количеством анализов малонарынских метапелитов в большей степени, чем различиями в составе сравниваемых метаморфических пород. Пересчет амфиболитов по той же методике показал, что породы обоих подразделений диагностируются как базальты и андезитобазальты.

При последующей сравнительной характеристике, наряду с амфиболитами карагоманского комплекса, в качестве местного петрохимического эталона используется выборка базальтов и андезитобазальтов бельгийской свиты, поскольку переход эффузивов данной свиты в амфиболиты, а затем и мигматиты карагоманского комплекса устанавливается по р. Бельче (Баш-Бюлетю) прямыми геологическими наблюдениями. Очевидно, что при петрохимическом сравнении эффузивов и амфиболитов целесообразно ограничиться лишь диаграммами, построенными на сочетании окислов стабильных элементов. Распределение фигуративных точек анализов на таких диаграммах (рис. 5, 6) свидетельствует, что амфиболиты малонарынского комплекса не выходят за пределы поля эффузивов бельгийской свиты и их метаморфизованных аналогов.

Сходство в строении разреза, типе метаморфизма и петрохимических характеристиках пород карагоманского и малонарынского комплексов дают основание полагать, что на этапе своего формирования они представляли собой единую

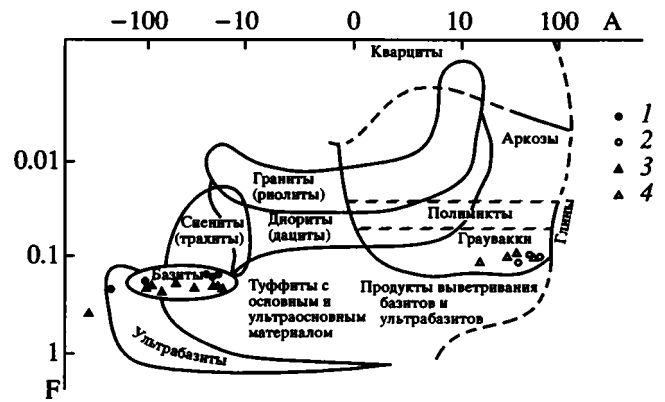


Рис. 4. Составы метаморфических пород малонарынского и карагоманского комплексов (диаграмма А.А. Предовского [13]). 1 - 2 - малонарынский комплекс: 1 - амфиболиты, 2 - кристаллические сланцы; 3 - 4 - карагоманский комплекс: 3 - амфиболиты, 4 - кристаллические сланцы. Поля составов изверженных пород показаны сплошной линией, осадочных - пунктирной.

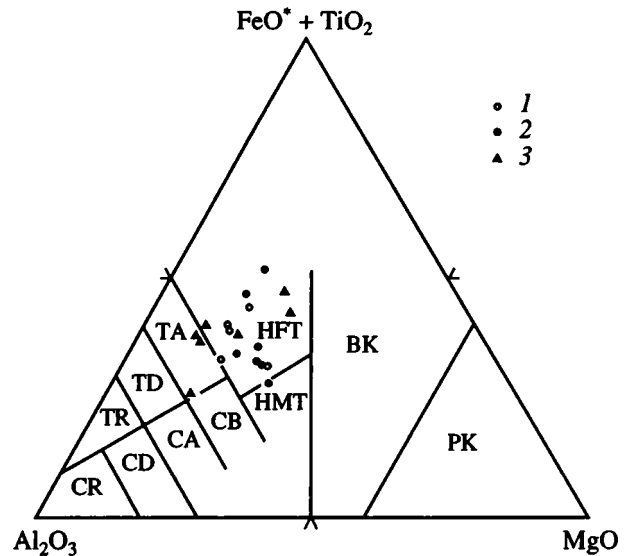


Рис. 5. Составы метабазитов метаморфических комплексов и эффузивов бельгийской свиты (диаграмма  $Al_2O_3-FeO^* + TiO_2-MgO$  [20]). PK - перидотитовые коматииты; BK - базальтовые коматииты; толеитовая серия: HMT - высокомагниево-базальты, HFT - высокожелезистые базальты, TA - андезиты, TD - дациты, TR - риолиты; известково-щелочная серия: CB - базальты, CD - дациты, CR - риолиты. 1 - амфиболиты малонарынского комплекса; 2 - амфиболиты карагоманского комплекса; 3 - базальты, андезитобазальты бельгийской свиты.

метаморфическую формацию. Нельзя также исключить, что их пространственная разобщенность, наблюдаемая в современной структуре, является следствием позднепалеозойских сдвиговых деформаций.

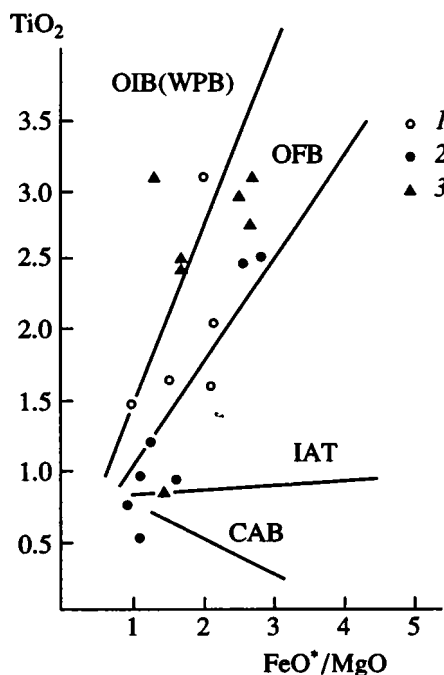


Рис. 6. Составы метабазитов метаморфических комплексов и эффузивов бельгийской свиты (диаграмма  $TiO_2-FeO^*/MgO$  [21]). OIB – базальты океанических островов, WPB – внутриплитные базальты, OFB – базальты океанического дна, IAT – толенты островных дуг, CAB – известково-щелочные базальты. Остальные условные обозначения показаны на рис. 5.

## ВЫВОДЫ

Изложенный выше материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Малонарынский комплекс вскрывается в тектоническом окне под Кавакским покровом и представляет собой фрагмент каледонской складчатой системы Северного Тянь-Шаня.

2. Амплитуда Кавакского покрова устанавливается лишь по геофизическим данным. Если допустить, что его корневая зона отвечает гравитационной градиентной зоне, разделяющей высокоплотностной “северно-тяньшаньский” и низкоплотностной “срединно-тяньшаньский” типы гранитного слоя земной коры (данные А.Н. Лобанченко), то амплитуда горизонтального перемещения по Кавакскому покрову составит не менее 50 км (рис. 1).

3. Система разломов, выделяемая на геологических схемах и картах как “линия Николаева”, представляет собой серию позднепалеозойских сдвигов с амплитудой смещения в первые десятки километров и не может рассматриваться как граница сопряжения складчатых систем Среднего и Северного Тянь-Шаня. Роль граничной структуры, как это и предполагал В.А. Николаев,

принадлежит тектоническому покрову, названному в последующие годы Кавакским.

Авторы выражают глубокую признательность А.Б. Бакирову, С.Б. Гушину и М.Г. Леонову, нашедшим время ознакомиться с рукописью статьи и критически обсудить затронутую проблему.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакиров А.Б. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978. 262 с.
2. Бакиров А.Б., Добрецов Н.Л. Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1972. 138 с.
3. Белькова Л.Н., Огнев В.Н. Древние толщи Северного Тянь-Шаня. М.: Недра, 1964. 136 с.
4. Другова Г.М., Глебовицкий В.А., Дук В.Л., Кицул В.И., Савельева Т.Е., Седова И.С., Семенова А.П. Высокоградентные режимы метаморфизма в развитии земной коры. Л.: Наука, 1982. 229 с.
5. Галицкая А.Я., Королев В.Г. Карбон Северной Киргизии // Материалы по геологии Тянь-Шаня. Вып. 1. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1961. С. 43 - 75.
6. Геологическая карта Киргизской ССР. Масштаб 1 : 500 000 / Под ред. Игембердиева С.А. Л.: Мингео СССР, 6 листов. 1980.
7. Геология СССР. Том XXV. Киргизская ССР / Под ред. Помазкова К.Д. М.: Недра, 1972. Кн. 1. 280 с.
8. Джумалиев Т., Королев В.Г., Криволюцкая В.Н., Рябконов С.А. Нижнекаменноугольные отложения в верховьях р. Малый Нарын // Материалы по геологии Тянь-Шаня. Вып. 1. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1961. С. 77 - 102.
9. Добрецов Н.Л. Принципы выделения и классификации метаморфических формаций и задачи формационных исследований // Метаморфические формации (принципы выделения и классификации). Новосибирск: Наука, 1979. С. 6 - 19.
10. Макарычев Г.И., Гесь М.Д. Тектоническая природа зоны сочленения Северного и Среднего Тянь-Шаня // Геотектоника. 1981. № 4. С. 57 - 72.
11. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
12. Орлов Л.Н. Роль гипсов в механизме формирования покровов Центрального Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 4. С. 105 - 111.
13. Предовский А.Н. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия // Международная программа геологической корреляции. Проект 91. Металлогения докембрия. Л.: Наука, 1980. С. 135 - 151.
14. Сагындыков К.С., Судоргин А.А., Житников А.А. Низкотемпературные метаморфизованные формации верхнего протерозоя-палеозоя Среднего Тянь-Шаня // Метаморфические формации. Принципы выделения и классификации. Новосибирск: Наука, 1981. С. 110 - 114.

15. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии / Под ред. Осмонбетова К.О. Фрунзе: Илим, 1982. Кн. 1. 371 с.
  16. Тектоническая карта Киргизской ССР. Масштаб 1 : 500000. Объяснительная записка. Фрунзе: Илим, 1987. 86 с.
  17. Киселев В.В., Анаяров Ф.Х., Комаревцев В.Г., Синусова Е.М., Цыганок Э.Н. Уран-свинцовый возраст цирконов из толщ докембрийского фундамента герцинид Среднего Тянь-Шаня // Изв. АН КиргССР. Физ.-техн. и матем. науки. 1988. № 4. С. 76 - 82.
  18. Христов Е.В. Переходные среднепалеозойские разрезы северного склона хребта Молдотау и их положение в региональной структуре Тянь-Шаня // Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970. С. 125 - 142.
  19. Христов Е.В. Структурно-фациальные соотношения среднего и верхнего палеозоя в зоне "важнейшей структурной линии Тянь-Шаня" в хр. Молдотау. Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. Львов: изд-во Львовского ун-та, 1971. 33 с.
  20. Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // Ontario Department of Mines. Miscellaneous: 1976. Paper 66. P. 21.
  21. Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites // J. Geol. 1975. V. 83. № 2. P. 249 - 281.
- Рецензенты: М.Г. Леонов, В.С. Буртман*

## **Structural Position of the Malyi Naryn Metamorphic Complex as Related to the Problem of Boundary between the North and Median Tien Shan**

**A. V. Mikolaichuk, V. V. Kotov, S. I. Kuzikov**

*North-Kyrgyz Geological Expedition, Kyrgyzia, Bishkek*

Schists, amphibolites, and marbles occurring in the middle course area of the Malyi Naryn River, and considered previously as rocks of the Hercynian crystalline basement, are recognized as an autochthonous complex of the North Tien Shan. Being exposed in the tectonic window, these metamorphic rocks are overlain by the Middle Paleozoic allochthonous formations of the Median Tien Shan Hercynides. The new data indicates that a sublatitudinal fault zone to the north ("the major structural lineament of the Tien Shan", or "the Nikolaev's Line") can't be considered as the junction boundary of folded systems of the North and Median Tien Shan. Dislocations of the Nikolaev's Line are classified as strike-slip faults originated in the Late Paleozoic time.

УДК 551.248.2(470.6)

## О ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДЕФОРМАЦИЯХ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА НА ОСНОВЕ ВЫСОКОТОЧНЫХ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

© 1995 г. Н. А. Касьянова, М. Е. Абрамова, И. Г. Гайрабеков

Грозненский нефтяной институт, Грозный

Поступила в редакцию 11.12.91 г.

Представлены результаты изучения современной геодинамической обстановки в пределах Восточного Кавказа с использованием точных геодезических методов. По данным повторных высокоточных линейных измерений выявлены горизонтальные перемещения в земной коре в пределах восточной части Дагестанского клина и Приморской равнины. При этом установлены нелинейное перемещение тектонических блоков в сторону Каспийской впадины и неравномерность их вращения во времени.

### ВВЕДЕНИЕ

До недавнего времени проводимые в нашей стране геодинамические исследования были направлены на изучение современных вертикальных тектонических движений. При этом не уделялось должного внимания имевшим место горизонтальным подвижкам, отчего в ранних геодинамических исследованиях не всегда давалась объективная оценка геодинамической обстановки региона. С началом выпуска высокоточных светодальномеров отечественного производства появилась реальная возможность выявления современных горизонтальных деформаций земной поверхности и получения их количественной оценки.

Район исследований охватывает область сочленения восточного обрамления Дагестанского клина и Приморской равнины Южного Дагестана (рис. 1а), располагаясь в зоне развития фронтального поддвига-надвига [17, 18]. Район характеризуется высокой сейсмичностью [6], большими скоростями современных вертикальных движений земной коры [9, 10], что свидетельствует о высокой тектонической активности.

Тектоническая природа Дагестанского клина не имеет единого толкования [3, 8, 17, 18, 20]. Формирование складчатости Дагестанского клина, представляющего собой выраженное в современном рельефе дугообразное образование, обращенное выпуклостью на север-северо-восток, объясняют либо пододвиганием Закавказской микроплиты под горное сооружение Восточного Кавказа [1, 7], либо резким увеличением скорости сближения Аравийской и Евразийской плит [4, 14]. По мнению ряда исследователей [2, 6, 11 - 13, 16, 19] структуры Восточного Кавказа в новейшее время развивались в условиях тангенциального сжатия (рис. 1б). Данные неотектонических и геоморфологических исследований [15] по Восточному

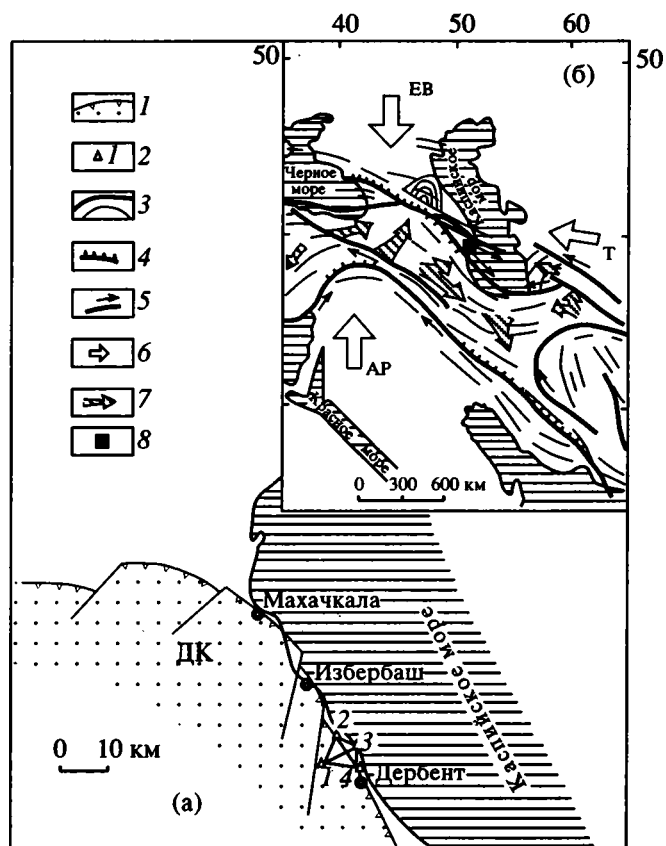


Рис. 1. Схема геодезической сети (а) и направления основных тектонических течений Кавказско-Аравийского сегмента Альпийского пояса [2] (б).

1 – надвиги Дагестанского клина (ДК) [18]; 2 – пункты триангуляции и их номера; 3 – простирации складок; 4 – надвиги и фронты шарьяжей; 5 – сдвиги; 6 – направления движения литосферных плит относительно Евразии в новейшее время; 7 – направления главных тектонических течений в новейшее время; 8 – район исследований. Буквами на схеме обозначены литосферные плиты: ЕВ – Евразийская, АР – Аравийская, Т – Туранская.

Кавказу не противоречат вышесказанному и согласуются с неомобилистскими представлениями, объясняющими формирование складчатых деформаций Дагестанского клина субмеридиональным горизонтальным сжатием.

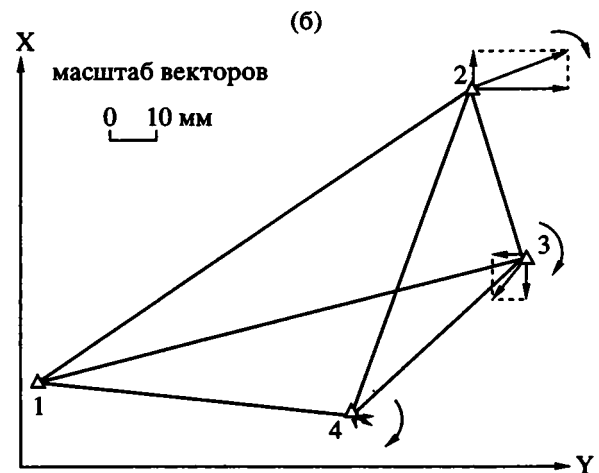
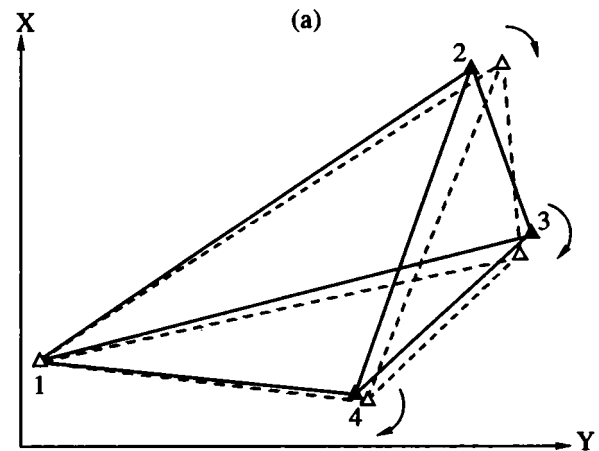
### ГЕОДЕЗИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ

Надвиговые зоны продолжают развиваться в настоящее время, о чем свидетельствуют результаты высокоточных линейных геодезических измерений, выполненных летом 1991 года в районе горьдов Избербаш и Дербент. Это первые исследования Восточного Кавказа для достоверного выявления горизонтальных деформаций земной поверхности, закономерно отражающихся в морфологии различных по размерам и степени дислоцированности структурных элементов, и получения количественной оценки деформационного процесса. Задача исследований состоит в том, чтобы на основе высокоточных линейных измерений между смежными точками в их исходном и сместившемся состояниях математически описать произошедшие деформации, что позволяет определить систему взаимосвязанных параметров, количественно характеризующих деформационный процесс [5].

Определение горизонтальных деформаций было проведено по модели линейно-угловой сети, конфигурация которой соответствует части реальной государственной сети триангуляции 3 класса точности, существующей в пределах рассматриваемого района и представляет собой геодезический четырехугольник. Сеть для наблюдений пунктов выбрана таким образом, чтобы она охватывала различные в тектоническом отношении структурные элементы. В частности, пункт № 1 расположен в пределах складчатой области Дагестанского клина, а пункты №№ 2, 3, 4 – Приморской равнины. Анализировались линейные измерения двух циклов наблюдений: измерения, выполненные ГУГК в 1967 году, и измерения, проведенные нами в 1991 г. С целью геометрического согласования разнородных элементов обрабатываемых сетей уравнивание второго цикла измерений (1991 г.) выполнялось после введения необходимых редукиций для перехода на поверхность референц-эллипсоида Красовского, а затем на плоскость проекции Гаусса-Крюгера. Рассмотрение ведется в системе координат, начало которой совмещено с пунктом № 1. Введенная система координат может перемещаться вместе с этим пунктом, сохраняя, однако, неизменность направления своих осей.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Результаты сравнительного анализа координат пунктов геодезической сети с разницей в 24 года являются предварительными данными о горизонтальных деформациях земной поверхности в пределах восточной части Дагестанского клина (пункт № 1) и Приморской равнины (пункты №№ 2, 3, 4) (рис. 2а). Отмечается нелинейное перемещение тектонических блоков указанных структурных элементов. Отдаление пунктов № 2 и № 4 от пункта № 1 и сближение последнего с пунктом № 3 говорит о неравномерном вращении блока с пунктами №№ 2, 3, 4 относительно блока с пунктом № 1. Изменения расстояний между



▲ I    △ II    ↑ III    ↷ IV

Рис. 2. Горизонтальная деформация в предгорьях и приморской полосе Южного Дагестана по пунктам триангуляции за 24 года. I, II – расположение пунктов триангуляции: I – 1967 года, II – 1991 года (а); III – вектор смещений пунктов по осям X и Y (б); IV – направление разворотов пунктов в плане.

Таблица 1. Результаты полевых измерений и математической обработки

Название стороны	Длина линий, измерений в 1991 г. и приведенных к горизонту $S_0$ (м)	$\Delta S_n$ (м)	$\Delta S_y$ (м)	Длина линий в проекции Гаусса 1991 г. (м)	Длина линий в проекции Гаусса, вычисленная по координатам 1967 г. (м)	Разность длин линий $\delta S$ (м)
1 - 2	7909.691	-0.179	5.812	7915.324	7915.113	+0.211
1 - 3	7591.570	-0.170	5.599	7596.999	7579.092	-0.093
1 - 4	4781.671	-0.121	3.488	4785.038	4784.998	+0.040
2 - 3	2878.978	+0.005	2.180	2881.163	2881.171	-0.008
2 - 4	5488.539	-0.008	4.112	5492.643	5492.730	-0.087
3 - 4	3614.006	-0.004	2.717	3616.719	3616.844	-0.125

Примечания.  $\Delta S_n$  – поправка за приведение длины линии на референц-эллипсоид Красовского, определяющаяся по формуле:

$$\Delta S_n = -S \frac{H_m}{R_m} + S \frac{H_m^2}{R_m^2}, \text{ где } S - \text{длина измеренной линии; } H_m - \text{средняя отметка измеренной линии; } R_m - \text{средний радиус кривизны.}$$

$$\Delta S_y - \text{ поправка при редуцировании линий на плоскость в проекции Гаусса, определяющаяся по формуле: } \Delta S_y = S \frac{Y_m^2}{2R_m^2} + S \frac{\Delta Y^2}{24R_m^2},$$

где  $Y_m$  – среднее значение ординат концов линии.

Длина линии в проекции Гаусса вычисляется по формуле:  $S = S_0 + \Delta S_n + \Delta S_y$ .

Таблица 2.

Наименование направления	Приращения координат, вычисленных по результатам измерений 1991 г.		Приращения координат, вычисленные по координатам 1967 г.		Разность приращений	
	$\Delta X$ (м)	$\Delta Y$ (м)	$\Delta X$ (м)	$\Delta Y$ (м)	$\delta \Delta X$ (м)	$\delta \Delta Y$ (м)
1 - 2	+4535.627	+6486.946	+4535.550	+6486.740	+0.077	+0.206
1 - 3	+1796.768	+7381.465	+1796.850	+7381.540	-0.082	-0.075
1 - 4	-671.266	+4737.720	-671.260	+4737.680	-0.006	+0.040

пунктами и точные значения составляющих векторов смещений пунктов показаны в таблицах 1 и 2. Наибольшие изменения длин зафиксированы для линий, имеющих простирание, близкое к северо-восточному. Графическое изображение горизонтальной деформации показало, что геодезические пункты за 24-летний период испытали вращательно-поступательные перемещения: при смещении пунктов №№ 2, 3, 4 на северо-восток одновременно отмечается разворот по часовой стрелке относительно их прежнего положения.

Характер смещения пунктов, вероятно, имитирует накопление деформаций в ослабленной зоне северо-западного простирания, по которой возможна современная активизация разрыва, контролирующего региональную структурную неоднородность юго-восточной части Дагестана. Он разграничивает складчатую область Дагестанского клина и платформенную Приморской равнины, характеризующихся разным режимом тектонических движений земной коры. Подобное предположение подтверждается данными сейсморазведки, проведенной в 1991 году (Пасечный Г.И., 1991 г.),

где по отражающему горизонту  $P_{1+2} - K_2$  в плане между пунктами № 1 и №№ 2, 3, 4 были выявлены две зоны разрывных нарушений северо-западного простирания (рис. 3). Это согласуется с различиями в характере горизонтальных перемещений геодезических пунктов.

Значения скоростей современных тектонических движений земной поверхности занижаются по мере увеличения времени между циклами наблюдений, так как они выражают средние скорости разнонаправленных тектонических движений. Учитывая это, следует отметить значительные по величине скорости современных горизонтальных движений земной поверхности, выявленных в результате проведенных исследований. Указанное справедливо и для приращений координат: по осям  $X$  и  $Y$  колеблются от 1 до 20,6 см, причем амплитуда разворота пунктов в плане, судя по величинам приращений, увеличивается к северу (рис. 2б, табл. 2). Скорость удаления пункта № 2 от пункта № 1 составила 10 мм/год, а пункта № 4 от № 1 - 2 мм/год, что указывает на резкую дифференцированность тектонических движений.

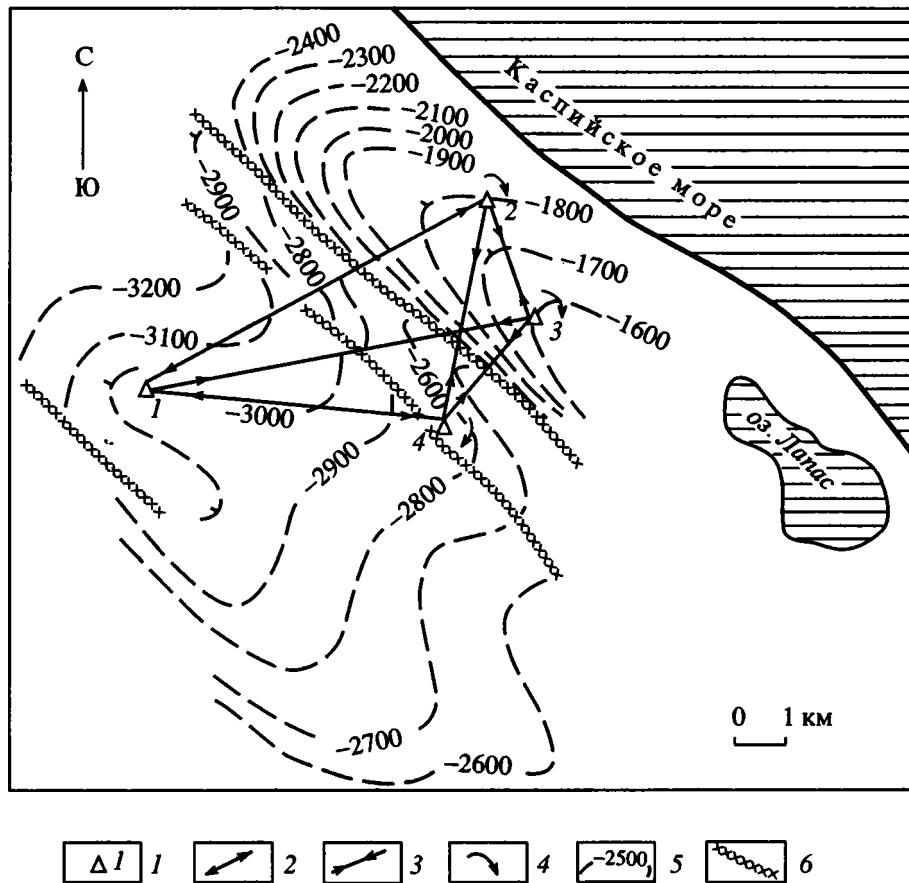


Рис. 3. Схема сопоставления геодинамических параметров с данными сейсморазведки:

1 – пункты триангуляции и их номера; 2, 3 – изменение длин линий: 2 – увеличение, 3 – сокращение; 4 – направление горизонтального смещения пунктов триангуляции; 5 – линии сейсмоизогипс по горизонту  $P_{1+2} - K_2$  в метрах; 6 – разрывные нарушения, выявленные по сейсмическим данным.

Прослеживается определенная связь между скоростью и направленностью горизонтальных перемещений. Так, скорость удаления пункта № 2 от пункта № 1 в 5 раз больше скорости удаления пункта № 4 от пункта № 1, при этом разворот пункта № 2 по часовой стрелке, судя по приращениям, также происходит в 5 раз интенсивнее.

Обращает на себя внимание, что скорость современных горизонтальных движений земной поверхности в 2 - 3 раза превышает скорость современных вертикальных движений в этом районе [9, 10]. Результаты анализа скоростей современных вертикальных движений за последние 15 лет указывают на резкое увеличение скоростей погружения земной поверхности в пределах Приморской равнины – она увеличилась с 2 до 4 мм/год. Однако эти цифры были получены в результате уравнивания высотной геодезической сети значительной по площади территории, и, следовательно, не могут быть истинными значениями, т.к. являются сглаженными. Анализ отметок точек, полученных по результатам топографических съемок 1973 и 1989 годов, показал, что

положительные отметки пунктов № 2 и № 3 сменились на отрицательные. Аналогичные высотные колебания, выразившиеся в прогибании земной поверхности, характерны и для морских террас различного возраста. Это свидетельствует о том, что главной причиной деформаций террас являются, видимо, тектонические движения, режим которых фиксируется в изменениях современного рельефа.

## ВЫВОДЫ

Результаты проведенных исследований следует считать предварительными, т.к. они получены на основании двух циклов измерений и при продолжении этих работ могут измениться. Вместе с тем, они имеют несомненный интерес, так как охватывают сравнительно длительный период времени (24 года). Это позволяет выявить относительно “чистые” тектонические движения за счет исключения или значительного сокращения влияния движений техногенного происхождения.

Установленные инструментальным путем закономерности пространственного распределения геодинамических параметров свидетельствуют об относительном современном перемещении восточной части Дагестанского клина и Приморской равнины в сторону Каспийской впадины. Выявленные нелинейные перемещения тектонических блоков представляют собой неравномерные во времени вращательно-поступательные движения, что говорит о довольно сложном взаимоотношении указанных соседних структурных элементов, принимающих участие в единой активной зоне фронтального поддвига-надвига.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов Г.И. Итоги изучения тектонического строения и истории геологического развития Северного Кавказа // Тезисы докл. VI краевой конф. по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа. Ессентуки: Сев.-Кавк. НТЦ, 1985. С. 116 - 119.
2. Буртман В.С. Процессы тектонического течения в Альпийском поясе // Геотектоника. 1990. № 6. С. 30 - 39.
3. Буторин Г.Д., Мирзоев Д.А., Шарафутдинов Ф.Г. К вопросу о глубинном строении мезозойских отложений Дагестанского клина // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 4. С. 48 - 54.
4. Вардапетян А.Н. Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского региона // Океанология. 1979. Т. 19. Вып. 6. С. 1066 - 1074.
5. Геодезические методы изучения деформаций земной коры на геодинамических полигонах. М.: ЦНИИГАиК, 1985. 113 с.
6. Дейнега Г.И., Казарьянц Г.С. Возможные направления поисков и оценка перспектив обнаружения глубокозалегающих полезных ископаемых в пределах Восточного Кавказа и Предкавказья // Геология и геохимия минерального сырья Дагестана. Махачкала: Дагкнигиздат, 1989. Вып. 38. С. 107 - 125.
7. Дотдугев С.И. Об асимметрии и причинах преобладающего одностороннего роста Большого Кавказа // Тезисы докладов V Конф. по геол. и полезным ископаемым Сев. Кавказа. Ессентуки: Сев.-Кавк. НТЦ, 1980. С. 150 - 152.
8. Дотдугев С.И. Строение и происхождение пакета покровов Шатского в предгорьях Дагестана // Геотектоника. 1990. № 3. С. 59 - 69.
9. Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. Масштаб 1 : 2 500 000. М.: ГУГК СССР, 1973.
10. Карта современных вертикальных движений земной коры по геодезическим данным на территории СССР. Масштаб 1 : 5 000 000. М.: ГУГК СССР, 1989.
11. Копп М.Л. О происхождении поперечных складчатых зон эпигеосинклинальных орогенных поясов на примере восточной части альпийского пояса Евразии // Геотектоника. 1979. № 2. С. 94 - 107.
12. Копп М.Л., Щерба И.Г. История позднеальпийского развития Восточного Кавказа // Геотектоника. 1985. № 6. С. 94 - 108.
13. Коршенбаум Р.М. Тектонические особенности Восточной антиклинальной зоны Южного Дагестана и нефтегазоносность поднадвиговых поднятий // Состояние и пути повышения эффект. разв. и освоен. местор. нефти и газа. Махачкала: Дагкнигиздат, 1988. Вып. 37. С. 76 - 79.
14. Кулошвили С.И. Некоторые вопросы неотектоники и сейсмотектоники Кавказа в связи с его современной геодинамической обстановкой // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 105 - 111.
15. Никитин М.Ю. Неотектоника Восточного Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 3. С. 21 - 36.
16. Сихарулидзе Д.И., Тутберидзе Н.П., Баграмян А.Х. Мегаблок Кавказской литосферы // Методика и результаты выделения блоков земной коры и сейсмически активных зон. Тбилиси: Мецниереба, 1989. С. 16 - 19.
17. Соборнов К.О. Формирование складчато-надвиговой структуры Дагестанского клина // Геотектоника. 1991. № 3. С. 34 - 46.
18. Соколов Б.А., Соборнов К.О. Оценка перспектив нефтегазоносности Дагестана // Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М.: изд-во МГУ, 1986. С. 130 - 136.
19. Шарафутдинов Р.Г. К тектонике Сулакского выступа в связи с нефтегазоносностью мезозойских отложений // Геология и закономерности размещения полезных ископаемых в мезозойских отложениях Дагестана. Махачкала: Дагкнигиздат, 1975. Вып. 9. Т. 1. С. 103 - 106.
20. Шолло В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 395 с.

Рецензент В.Г. Трифонов

## Horizontal Deformations in East Caucasus Based on High Accuracy Geodesic Measurements

N. A. Kas'yanova, M. E. Abramova, I. G. Gayrabekov

Grozny Oil Institute, Grozny

Analyses of East Caucasus modern geodynamic based on precise geodesic methods is presented. Horizontal displacements in the earth crust of the eastern part of Dagestan wedge and Primorskaya plain are revealed on the base of repetition high accuracy linear measurements. Non linear tectonic block displacements in the direction of the Caspian basin and unevenness of their rotation in time are established.



УДК 551.248.2/556.34(235/216)

## МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ПАРАМЕТРЫ И НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМАЦИОННОЕ СОСТОЯНИЕ СРЕДЫ СЕЙСМИЧНЫХ ЗОН ТЯНЬ-ШАНЯ

© 1995 г. М. Омуралиев, А. М. Корженков

*Институт сейсмологии АН Киргизии, Бишкек*

Поступила в редакцию 08.07.93 г.

На основании количественного определения полного вектора тектонических движений и его горизонтальной составляющей исследованы морфоструктуры Северо-Восточного Тянь-Шаня. Установлен ряд корреляционных зависимостей между названными векторами, а также шириной крыльев и высотой складок. Выявлена критическая величина полного вектора неотектонических движений, разделяющая различный режим развития морфоструктур. Разработана методика определения величин горизонтальной деформации земной коры и ее скорости. Установлено возрастание численных значений полного вектора неотектонических движений, горизонтальной деформации земной коры и ее скорости для сейсмических зон внешних частей Тянь-Шаня по сравнению с сейсмическими зонами во внутренних областях орогена.

Для реконструкции поля напряжений и деформаций в земной коре по геологическим данным большую значимость имеют морфоструктурные исследования новейших складок Тянь-Шаня. Деформации верхней части палеозойского основания и кайнозойского покрова на новейшем этапе развития Тянь-Шаня повсеместно и хорошо задокументированы в связи с хорошей обнаженностью. Они хорошо картируются в палеоген-неогеновых и четвертичных отложениях и древней денудационной поверхности палеозойского основания, представляющей собой опорный горизонт, и описаны многочисленными исследователями: Ф. Столичкой, М. Фридрихсеном, В. Девисом, Э. Хентингтоном, Г. Мерцбахером, Г. Кейделем, Г. Принцем, П. Гребером, К. Леуксом, Ф. Махачеком и др.

Поднятия и впадины Тянь-Шаня имеют складчатую природу [3 - 5, 7, 12, 13 и др.]. Новейшие складки палеозойского фундамента, сложенного осадочными, метаморфическими и изверженными породами, известны под различными названиями: "warping" Э. Хентингтона, "plis de fond" Э. Аргана, "складки основания" С.С. Шульца, "мегаскладки" Б.А. Петрушевского и др.

Практически все новейшие складки Тянь-Шаня и других горных областей асимметричны: одно крыло крутое и короткое, а другое – пологое и длинное. Крутое крыло на зрелом этапе развития складки осложнено разрывными структурами взбросового, взбросо-надвигового типа, а пологое крыло осложнено разрывами в меньшей мере. Здесь отмечаются разломы типа сбросов или обратных сбросов (поддвигов).

Антиклинальные структуры по мере роста расширялись, особенно со стороны крутых крыльев, вовлекая в поднятие части крутых крыльев впадин и образуя зоны высоких и низких предгорий. Структурные формы впадин и обрамляющих их поднятий в целом разделяются на три типа: моновергентные, дивергентные и конвергентные. Асимметричность и вергентность новейших морфоструктур предопределена, главным образом, величинами и направлениями горизонтальных тектонических движений [2, 6, 8, 10].

Под "морфоструктурой" мы вслед за О.К. Чедия [10] понимаем новейшую структурную форму, выраженную в рельефе. В том случае, если морфоструктурный анализ сопровождается морфометрическим, можно перейти от качественной к количественной оценке тектонических движений, к определению величин деформации.

В геологической практике исследователи чаще всего изучают вертикальную амплитуду неотектонических движений, в результате составляется карта новейшей тектоники. Отдельные авторы пытаются определить горизонтальную компоненту тектонических движений [9, 11]. Ими измеряются современная топографическая ширина крыльев складки, которая соотносится с шириной ее горизонтальной проекции. Однако полученная таким образом величина содержит и вертикальную составляющую тектонических движений. В связи с этим нами сделана попытка оценить горизонтальную деформацию, а также полный вектор тектонических движений вергентных (асимметричных) структур.

Такие исследования были проведены для морфоструктур, расположенных на территории ме-

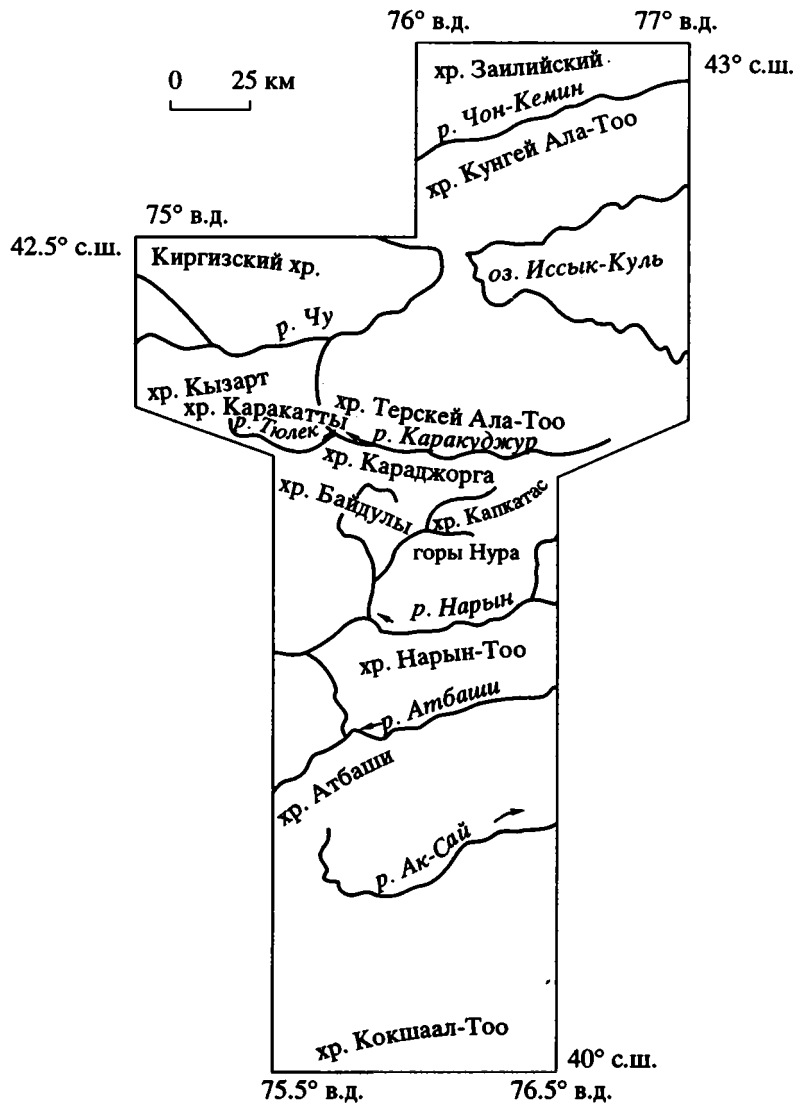


Рис. 1. Оро-гидрографическая схема района исследований.

ридональной полосы, протянувшейся через Кыргызский Тянь-Шань (рис. 1). Использовались 59 замеров на 29 складках основания.

#### МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ МОРФОСТРУКТУРНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК

Используя данные геолого-структурного и геоморфологического картирования, а также результаты дешифрирования аэрофото- и космоснимков, определяют исходные морфометрические параметры: величины горизонтальных проекций ширины длинного ( $D$ ) и короткого ( $K$ ) крыльев складки (рис. 2), далее с геологической или тектонической карт снимается высота складки ( $H$ ). Затем с их помощью рассчитываются следующие важнейшие морфоструктурные характеристики, отражающие напряженно-деформационное состояние среды сейсмических зон:

– абсолютная величина полного вектора тектонических движений ( $\bar{B}$ ) (см. рис. 2);

– величина горизонтальной проекции от полного вектора на горизонтальную плоскость ( $\Delta$ ).

Вышеперечисленные параметры вычисляются по формулам:

$$\Delta = D - \frac{D+K}{2}, \text{ или } \Delta = \frac{D-K}{2}; \quad (1)$$

$$\bar{B} = (\Delta^2 + H^2)^{1/2}; \quad (2)$$

$$\bar{B} = \frac{\Delta}{\sin \alpha} \text{ или} \quad (3)$$

$$\bar{B} = \frac{\Delta}{\cos \alpha}, \quad (4)$$

где  $\alpha$  – угол между полным вектором и его вертикальной составляющей:

$$\alpha = \text{arctg} \frac{\Delta}{\bar{H}}. \quad (5)$$

Для определения величин напряжений в земной коре необходима оценка горизонтальной деформации ( $\epsilon$ ) и ее скорости ( $\dot{\epsilon}$ ). Здесь важное значение имеет величина горизонтальной проекции полного вектора тектонических движений. Разделив  $\Delta$  на исходную величину рассматриваемого участка земной коры до начала деформации ( $L$ ):

$$L = \Delta + \text{III}, \quad (6)$$

получаем значение горизонтальной поперечной деформации ( $\epsilon$ ) за весь дислокационный этап:

$$\epsilon = \frac{\Delta}{\text{III} + \Delta} = \frac{\Delta}{L}, \quad (7)$$

где III – ширина горизонтальной проекции складки:

$$\text{III} = \text{D} + \text{K}. \quad (8)$$

Разделив  $\epsilon$  на длительность дислокационного этапа ( $T$ ) (32 млн. лет для новейшей тектоники), получим скорость деформации для каждой конкретной точки замера:

$$\dot{\epsilon} = \frac{\epsilon}{T}. \quad (9)$$

Данная методика не замыкается в рамках изучения новейших морфоструктур, но также может быть использована для изучения напряженно-деформационного состояния древних образований и погребенных структурных форм.

### РЕЗУЛЬТАТЫ

Были рассчитаны различные отношения вышеназванных значений:

- проекций на горизонтальную плоскость короткого к длинному крылу складки ( $\text{K/D}$ );
- высоты складки к горизонтальной проекции полного вектора тектонических движений ( $\text{H}/\Delta$ );
- высоты складки к абсолютной величине полного вектора тектонических движений ( $\text{H}/\bar{V}$ );
- горизонтальной проекции короткого крыла складки к горизонтальной проекции полного вектора ( $\text{K}/\Delta$ );
- величины полного вектора тектонических движений к его горизонтальной составляющей ( $\bar{V}/\bar{\Delta}$ );
- горизонтальной проекции полного вектора к ширине складки ( $\Delta/\text{III}$ ).

Полученные параметры были сопоставлены. Результаты определения эмпирической линии регрессии рассматриваемых параметров показали,

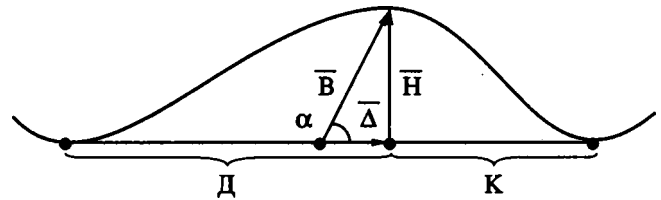


Рис. 2. Схема структурной формы – антиклинальной складки.

$\bar{V}$  – полный вектор тектонических движений;  $\alpha$  – угол восстания полного вектора – угол между полным вектором и его горизонтальной составляющей;  $\bar{H}$  – высота складки – вертикальный вектор тектонических движений; D – ширина длинного и K – короткого крыльев складки;  $\bar{\Delta}$  – вектор горизонтальных тектонических движений.

что их зависимости не линейны и некоторые из них необходимо преобразовать линейным путем, посредством разделения исследуемой совокупности на два и более класса. Такое разделение производится по значениям одного из двух рассматриваемых параметров, в пределах которых эмпирическая линия регрессии близка к прямой и имеет сравнительно высокий коэффициент корреляции.

Зависимость между величиной полного вектора движения масс ( $\bar{V}$ ) и разницей горизонтальных проекций длинного и короткого крыльев складки:

$$\text{П} = \text{D} - \text{K} \quad (10)$$

описывается двумя уравнениями:

$$\text{П} = 0.26 \cdot \bar{V}, \text{ при } \bar{V} \leq 3.7 \text{ км}; \quad (11)$$

$$\text{П} = 2.54 \cdot \bar{V} - 8.42, \text{ при } \bar{V} > 3.7 \text{ км}.$$

Учитывая уравнение (1), можно также говорить о связи между величинами  $\bar{V}$  и  $\Delta$  (рис. 3а), представленной формулами:

$$\Delta = 0.13 \cdot \bar{V}, \text{ при } \bar{V} \leq 3.70 \text{ км}; \quad (12)$$

$$\Delta = 1.27 \cdot \bar{V} - 4.21, \text{ при } \bar{V} > 3.70 \text{ км}.$$

Особо следует остановиться на величине  $\bar{V} = 3.7$  км, представляющей собой критическое значение вектора – точку графического излома двух линий, описываемых уравнениями регрессии между  $\bar{V}$  и  $\Delta$ . В интервале значений полного вектора неотектонических движений от 0 до приблизительно 3.7 км происходит их рост, при меньших значениях горизонтальной составляющей вектора. После достижения  $\bar{V}$  критической величины меняется соотношение роста исследуемых параметров. Резко начинает возрастать величина

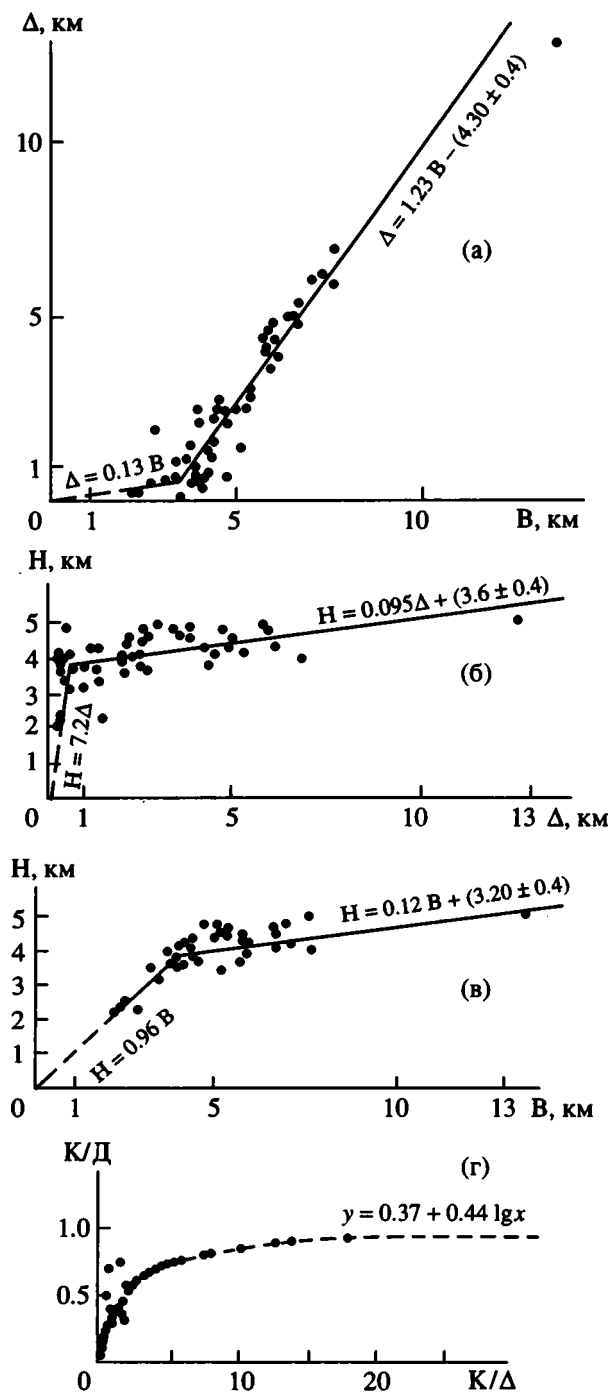


Рис. 3. Корреляция полного вектора неотектонических движений ( $\bar{V}$ ) и горизонтальной составляющей вектора ( $\bar{\Delta}$ ) – (а); зависимость между высотой складки ( $H$ ) и горизонтальной составляющей ( $\bar{\Delta}$ ) полного вектора тектонических движений – (б); связь между высотой складки ( $H$ ) и полным вектором неотектонических движений ( $\bar{V}$ ) – (в); корреляция отношения горизонтальных проекций короткого к длинному крылу складки ( $K/D$ ) и отношения горизонтальной проекции короткого крыла складки к горизонтальной проекции полного вектора неотектонических движений ( $K/\bar{\Delta}$ ) – (г).

горизонтальной составляющей по мере дальнейшего увеличения значений полного вектора. По-видимому, в земной коре рассматриваемого региона Тянь-Шаня существует определенный этап в развитии структур (приблизительно до высоты складки, равной 3.6 км), после чего начинается их резкая горизонтальная деформация.

Зависимость между высотой складки ( $H$ ) и горизонтальной проекцией полного вектора тектонических движений ( $\Delta$ ) (см. рис. 3б) описывается следующими уравнениями:

$$H = 7.2 \cdot \Delta, \text{ при } \Delta \leq 0.51 \text{ км};$$

$$H = 0.095 \cdot \Delta + 3.6, \text{ при } \Delta > 0.51 \text{ км}. \quad (13)$$

Осредняющая линия, характеризующая связь высоты складки ( $H$ ) и полного вектора тектонических движений ( $\bar{V}$ ), также разбивается на два отрезка (см. рис. 3в). До величины  $\bar{V} = 3.8$  км происходит рост  $H$  при незначительном увеличении полного вектора. После этой критической отметки начинается резкое увеличение значений  $\bar{V}$ , при незначительном росте  $H$ :

$$H = 0.96 \cdot \bar{V}, \text{ при } \bar{V} \leq 3.8 \text{ км};$$

$$H = 0.12 \cdot \bar{V} + 3.2, \text{ при } \bar{V} > 3.8 \text{ км}. \quad (14)$$

Аналогичная картина отмечается и для следующих уравнений связи между морфоструктурными параметрами: полным вектором тектонических движений ( $\bar{V}$ ) и шириной складки ( $\bar{Ш}$ ):

$$\bar{V} = 1.2131 \cdot \bar{Ш}, \text{ при } \bar{V} \leq 3.1 \text{ км};$$

$$\bar{V} = 0.1763 \cdot \bar{Ш} + 2.7, \text{ при } \bar{V} > 3.1 \text{ км}. \quad (15)$$

высотой складки ( $H$ ) и ее шириной ( $\bar{Ш}$ ):

$$H = 1.2131 \cdot \bar{Ш}, \text{ при } H \leq 3.4 \text{ км};$$

$$H = 0.0437 \cdot \bar{Ш} + 3.4, \text{ при } H > 3.4 \text{ км}; \quad (16)$$

а также высотой складки ( $H$ ) и шириной рассматриваемого участка земной коры до начала деформации ( $L$ ):

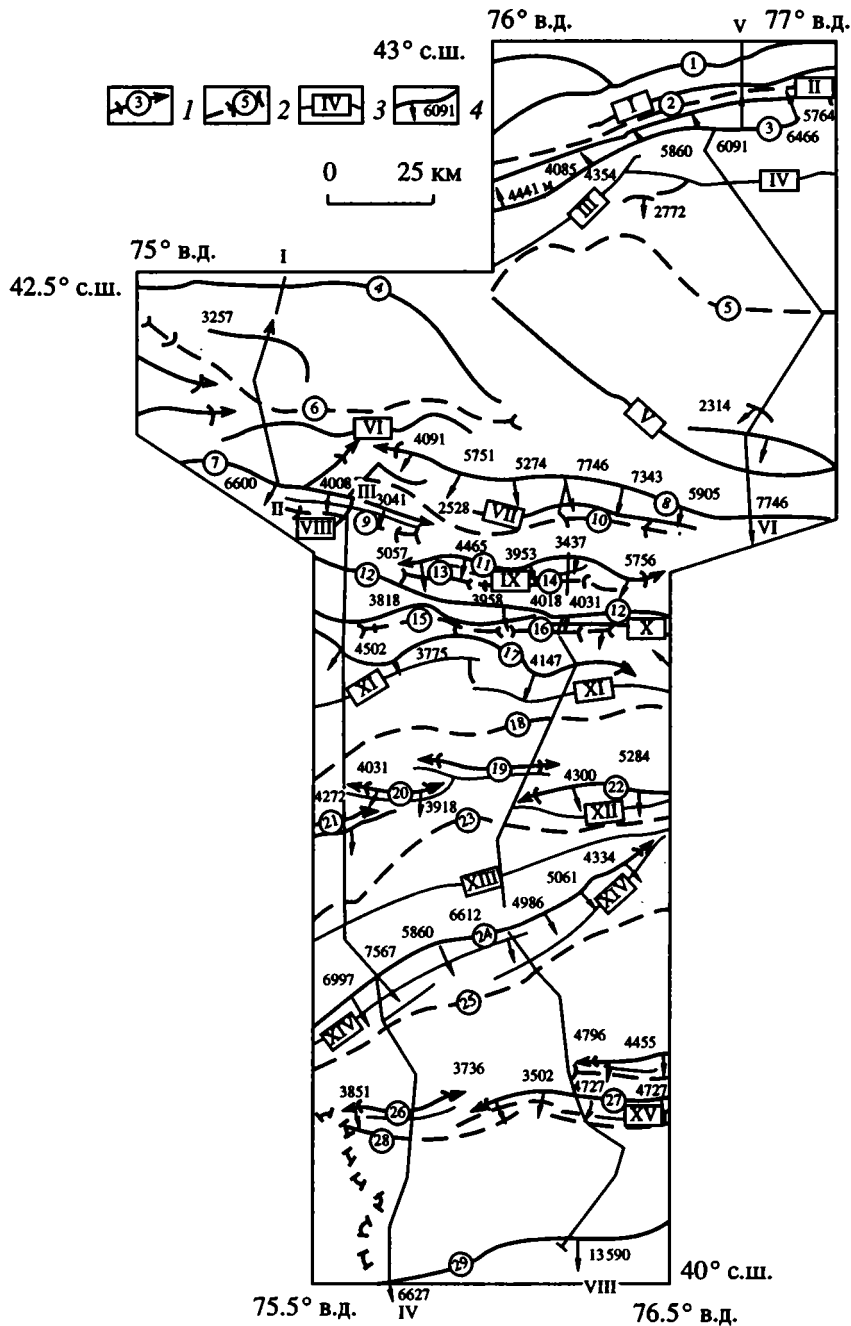
$$H = 1.0176 \cdot L, \text{ при } H \leq 3.75 \text{ км};$$

$$H = 0.0262 \cdot L + 3.65, \text{ при } H > 3.75 \text{ км}. \quad (17)$$

Более сложная нелинейная связь отмечается между параметрами  $K/D$  – отношением короткого и длинного крыльев антиклинальной складки и  $K/\Delta$  – отношением короткого крыла и величины горизонтальных движений (см. рис. 3г). Они, очевидно, выражают степень асимметрии структурных форм и напряженно-деформационное состояние среды. Связь между ними имеет вид:

$$K/D = 0.044 \cdot \lg K/\Delta + 0.37. \quad (18)$$

Отсюда видно, что  $K/D > 0.37$ , поскольку  $\lg K/\Delta$  должен быть не равен нулю и  $K/D < 1$ , так как в симметричных структурах  $K/D = 1$  и



**Рис. 4.** Карта-схема площадного распределения полного вектора неотектонических движений на Северо-Восточном Тянь-Шане.

1, 2 – оси: 1 – антиклинальных и 2 – синклинальных складок; 3 – важнейшие разломы; 4 – направления и величины полных векторов неотектонических движений; 5 – положение профилей, изображенных на рис. 5 (римские цифры без рамки).

Новейшие структуры: мегантиклинали: 1 – Заильская, 3 – Кунгейская, 5 – Кыргызская, 7 – Кызарт-Каракатгинская, 8 – Терскойская, 11 – Караджоргинская, 12 – Байдулы-Капкатасская, 17 – Корго-Нурина, 22 – Нарын-Тоуская, 24 – Атбашинская, 29 – Кокшаальская; мегасинклинали: 2 – Чон-Кеминская, 4 – Иссык-Кульская, 6 – Кочкорская, 9 – Тюлекская, 10 – Каракуджурская, 18 – Нарынская, 23 – Атбашинская, 25 – Аксайская; синклинали: 13 – Кичине-Каракуджурская, 14 – Султансаринская, 15 – Тесыкская, 16 – Онарчинская, 28 – Балыктыджонская; антиклинали: 19 – Аламышикская, 20 – Карагайская, 21 – Каратауская, 26 – Таш-Елюйская, 27 – Сарыбелесская. Краевые разломы (римские цифры в рамке): I – Северо-Кеминский, II – Чилико-Кеминский, III – Тогузбулакский, IV – Культорский, V – Предтерскойский, VI – Южно-Кочкорский, VII – Каракуджурский, VIII – Тюлекский, IX – Кичине-Каракуджурский, X – Тесык-Онарчинский, XI – Северо-Нарынский, XII – Южно-Нарынтоуский, XIII – Северо-Атбашинский, XIV – Южно-Атбашинский, XV – Тюекуйрукский. Римские цифры без рамки – номера линий профилей.

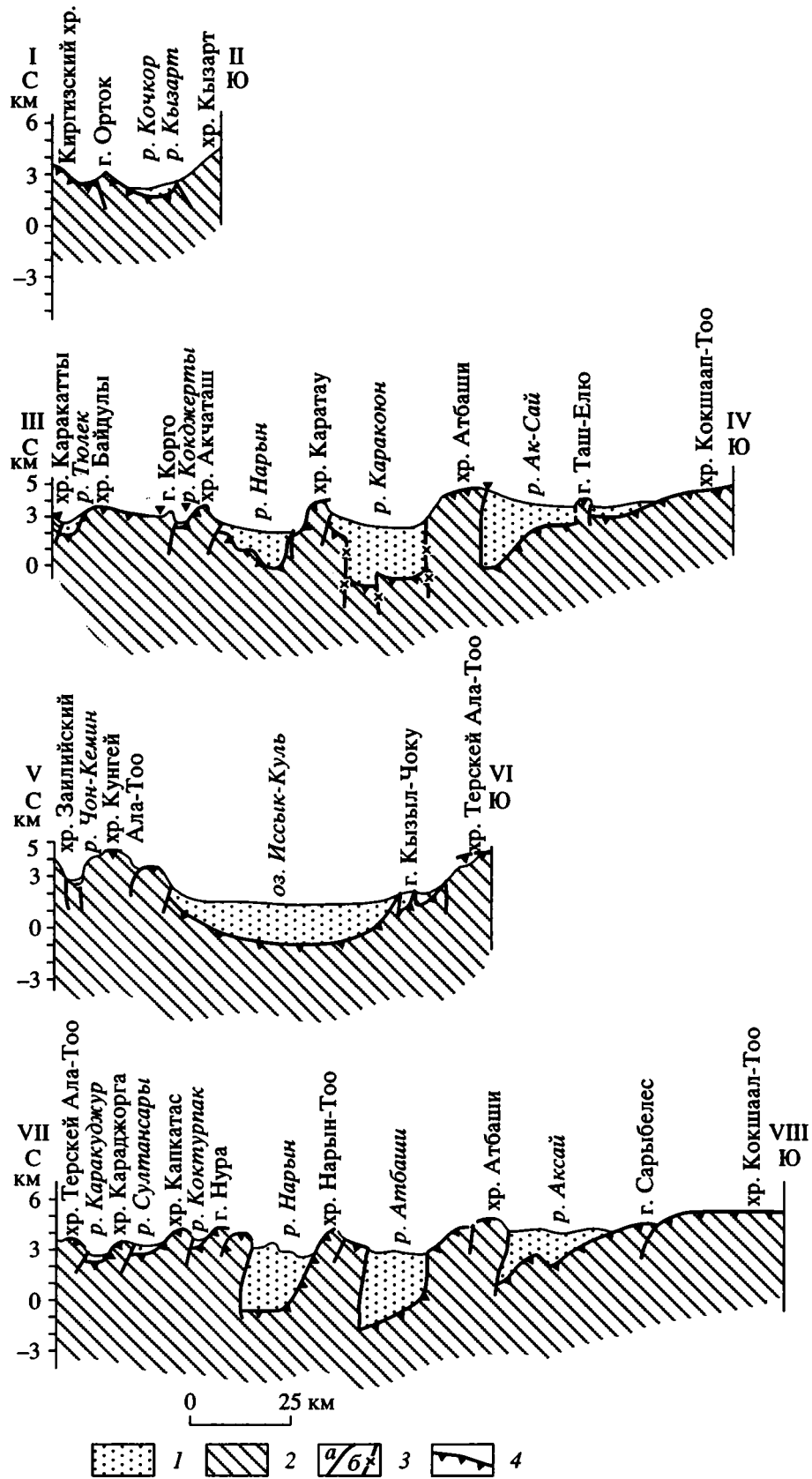


Рис. 5. Профили к карте-схеме (см. рис. 4).

1 – кайнозойские отложения покроя; 2 – домезозойские образования; 3 – разломы (а – по геологическим данным, б – выявленные геофизическими методами); 4 – доорогенный пенеплен.

величины горизонтальных составляющих тектонических движений близки к нулю. Отсюда следует, что короткое крыло может быть в 2.7 раза меньше, чем длинное крыло, а величины поперечных горизонтальных движений могут быть меньше, чем короткое крыло ( $\Delta < K$ ).

На основании оценки величины полного вектора тектонических движений составлена карта-схема его площадного распределения (рис. 4). Пространственное распределение величины  $\bar{V}$  по простиранию структур показывает его уменьшение к периклиналям складок. Так, например, у Терсейской (см. рис. 4, 8) мегантиклинали в месте максимального восстания шарнира складки  $\bar{V} = 7767$  м, в западной периклинали уменьшаясь до 4091 м; Атбашинская (см. рис. 4, 24) мегаскладка в средней части имеет  $\bar{V} = 7567$  м, в то время как на восточной ее периклинали  $\bar{V} = 4334$  м. Наименьшая величина полного вектора неотектонических движений на исследованной территории у Коконадыр-Тегерекской антиклинали:  $\bar{V} = 2217$  м (профиль V-VI на рис. 5), наибольшая у Кокшаальской (см. рис. 4, 29) мегантиклинали:  $\bar{V} = 13590$  м.

Анализ величин полного вектора неотектонических движений для изученной части Северо-Тяньшаньской сейсмической зоны показал значения  $\bar{V}$ , достигающие 7746 м; для Гиссаро-Кокшаальской сейсмической зоны вышеназванные величины достигают 13590 м, в то время как во внутренней зоне Тянь-Шаня (в Центральном Тянь-Шане)  $\bar{V}_{\text{макс.}} = 7567$  м. Приведенные данные говорят об увеличении неотектонических движений к внешним зонам Тянь-Шаня.

Для характеристики сейсмогенерирующих зон значимым показателем является средняя величина горизонтальной поперечной деформации, которая, по всей видимости, должна превышать аналогичную величину в центральной части орогена. Действительно, для Северо-Тяньшаньской и Гиссаро-Кокшаальской зон отмечаются более высокие значения горизонтальной поперечной деформации:  $\epsilon = 0.16$  и  $\epsilon = 0.17$  соответственно. В то время как в Центральном Тянь-Шане  $\epsilon = 0.13$ . Таким образом, в среднем каждый километр земной коры Тянь-Шаня сократился за новейший этап на 140 м.

Средние скорости горизонтальной поперечной деформации также являются наиболее высокими в краевых частях постплатформенного орогена. Это такие цифры:  $\dot{\epsilon} = 1.64 \times 10^{-16}$  для Северо-Тяньшаньской сейсмогенной зоны,  $\dot{\epsilon} = 1.75 \times 10^{-16}$  для Гиссаро-Кокшаальской зоны, в то время как в Центральном Тянь-Шане средняя скорость горизонтальной поперечной деформации составляет всего  $1.35 \times 10^{-16}$ . Средняя же скорость горизон-

тальной поперечной деформации для всей изученной полосы составляет  $1.52 \times 10^{-16}$ .

Для определения средних величин полного вектора тектонических движений, горизонтальной поперечной деформации и ее скорости были использованы: 21 замер для Северо-Тяньшаньской сейсмогенерирующей зоны, 10 замеров для Гиссаро-Кокшаальской сейсмогенерирующей зоны и 28 замеров для Центрального Тянь-Шаня.

Зная величины горизонтальных проекций для антиклинальных складок и учитывая голоморфный (полный) характер новейшей складчатости Тянь-Шаня, можно говорить о подобии смежных антиклинальных и синклиналиных структур, образующих тектонопары. Исходя из этого, мы подсчитали величину латерального субмеридионального сокращения земной коры кыргызской части Тянь-Шаньского орогена. Были проведены два профиля вкрест простирания структур, проходящих в субмеридиональном направлении на исследованной территории (см. рис. 5). Величина сокращения земной коры составила 58 200 м по первому профилю (I-II-III-IV, см. рис. 4) и 64 850 м по второму (V-VI-VII-VIII, см. рис. 4).

Современная длина первого профиля составляет 428 км, а длина второго профиля – 576 км. Следовательно, если величина сокращения земной коры равна 58 км (I-IV) и 65 км (V-VIII), то первоначальные, до новейшего этапа, расстояния были 486 км и 641 км соответственно. Градиент сокращения земной коры по первому профилю (или горизонтальная поперечная деформация) равен 137 м на 1 км, по второму профилю – 113 м на 1 км.

Зная, что длительность неотектонического этапа равна 32 млн. лет (начиная с позднего олигоцена), можно вычислить среднюю скорость сокращения земной коры: 1.8 мм/год для первого профиля и 2.0 мм/год для второго. Средняя скорость сокращения земной коры на исследованной площади равна 1.9 мм/год. Полученные цифры сопоставимы с ранее полученными данными [1, 2].

Приведенные значения характеризуют суммарные величины тектонических движений и горизонтальной поперечной деформации за весь новейший этап активизации. Тем не менее, предложенная методика позволяет получать численные значения и для отдельных периодов кайнозойской эры, а также отдельных эпох и периодов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Разработана новая методика определения важнейших морфоструктурных характеристик вергентных структур: абсолютной величины полного вектора тектонических движений ( $\bar{V}$ ), его горизонтальной составляющей ( $\bar{\Delta}$ ), а также величины и скорости горизонтальной поперечной деформации.

2. Для структур Тянь-Шаня установлены взаимосвязи вышеназванных величин, которые описываются линейными уравнениями:  $\bar{B}$  и  $\Pi$ ,  $\bar{B}$  и  $\bar{\Delta}$ ,  $H$  и  $\bar{\Delta}$ ,  $H$  и  $\bar{B}$ ,  $\bar{B}$  и  $\bar{H}$ ,  $H$  и  $\bar{H}$ ,  $H$  и  $L$ , логарифмическим уравнением  $K/D$  и  $K/\bar{\Delta}$  (где  $D$  – горизонтальная проекция длинного крыла складки,  $K$  – горизонтальная проекция короткого крыла складки,  $\bar{H}$  – ширина складки ( $D + K$ ),  $L$  – ширина рассматриваемого участка земной коры до начала деформации ( $\bar{H} + \bar{\Delta}$ ),  $\Pi = D - K$ ,  $H$  – высота складки).

3. На основании изучения зависимости морфометрических параметров впервые установлена критическая величина полного вектора неотектонических движений, разграничивающая различные режимы развития морфоструктур и характер распределения деформаций.

4. На основании оценки величины полного вектора неотектонических движений, горизонтальной поперечной деформации и ее скорости для структур, расположенных на изученной территории, установлено их возрастание для исследованных отрезков Северо-Тяньшаньской и Гиссаро-Кокшаальской сейсмогенных зон по сравнению с сейсмогенными зонами внутренней части Тянь-Шаня.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
2. Корженков А.М. Общие особенности новейших структурных форм Северо-Восточного Тянь-Шаня: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Фрунзе: Изд-во ФПТИ, 1988. 21 с.
3. Мушкетов И.В. Туркестан. СПб, 1906. Т. 2. 348 с.
4. Николаев В.А. К вопросу о характере альпийских движений в северных дугах Тянь-Шаня // Геол. вестн. 1928. Т. 6. № 4 - 6. С. 18 - 23.
5. Николаев В.А. К стратиграфии и тектонике северных цепей Тянь-Шаня // Тр. III Всесоюзного съезда геологов. Ташкент: Изд-во Среднеазиат. отд. Геол. комитета, 1930. Вып. 1. С. 107 - 121.
6. Омуралиев М. Геология кайнозоя и новейшая тектоника Алабуга-Нарынской впадины Тянь-Шаня: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Фрунзе: Изд-во ФПТИ, 1990. 18 с.
7. Петрушевский Б.А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 552 с.
8. Садыбакасов И. Неотектоника Высокой Азии. М.: Наука, 1990. 180 с.
9. Садыбакасов И., Кирейтов В.Р., Паламарчук В.К., Омуралиев М. Исследования новейших структур с помощью математических методов. Фрунзе: Илим, 1977. 142 с.
10. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 316 с.
11. Чедия О.К., Уткина Н.Г. Принцип определения величины регионального тангенциального сжатия в новейших эпиплатформенных орогенах // Структурная геоморфология горных стран. Фрунзе: Илим, 1973. С. 14 - 15.
12. Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз. 1948. 222 с.
13. Argand E. La tectonique de l'Asie // Extrait du Compte rendu du XIII Congres Geologique International XIII session. Belgique, 1922. P. 171 - 372.

Рецензент: А.В. Николаев

## Morphostructural Parameters and Stress-Deformation State of Matter in Seismic Zones of the Tien Shan

M. Omuraliev, A. M. Korzhenkov

*Institute of Seismology, Academy of Sciences of Kyrgyziya, Bishkek*

Morphostructures of the northeastern Tien Shan were studied using as a base the quantitative determination of total vectors of tectonic movements, and their horizontal components. It is recognized that both vectors are correlative with the limbs' width and height of folds. The critical value subdividing regimes of different morphostructural arrangement is estimated for the total vectors of neotectonic movements. A method of evaluating the range and velocity of horizontal deformations in the Earth's crust is developed. Established numerical values for total vectors of neotectonic movements, horizontal deformations in the Earth's crust, and displacement velocity are higher in the outer seismic zones of the Tien Shan than in the inner areas of the orogen.



УДК 551.24

## О ВЗАИМОСВЯЗИ ПРОЦЕССОВ, ПРОИСХОДЯЩИХ НА ГРАНИЦАХ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

© 1995 г. В. Е. Хаин

*Геологический факультет МГУ, Москва*

Поступила в редакцию 23.05.94 г.

В классической тектонике плит процессы, происходящие на границах плит, перечисленные в заглавии статьи, рассматриваются как непосредственно связанные друг с другом и в пространстве, и во времени – спрединг компенсируется субдукцией, субдукция сопровождается аккрецией континентальной коры, вулканизмом и задуговым спредингом, коллизия протекает в обстановке сжатия в зонах конвергенции континентов, растяжение наступает на постколлизиионном этапе. Однако по мере накопления фактических данных о строении и развитии пограничных между литосферными плитами зон проявлений этих процессов стало выясняться отсутствие автоматизма в их реализации и возможность их независимого или, как мы увидим ниже, квазинезависимого протекания. Рассмотрим эту проблему для каждой пары процессов в отдельности.

**Спрединг без субдукции.** Здесь дело обстоит предельно просто – Красное море, Аденский и Калифорнийский заливы, Атлантический, Арктический, отчасти Индийский океаны дают нам хорошо обоснованные примеры того, что спрединг в течение весьма длительного времени может не сопровождаться субдукцией. Для Атлантики срок действия такого спрединга достигает 170 млн. лет, исключение составляют сравнительно небольшие участки Антильской и Южно-Сандвичевой островных дуг. Для Индийского океана – 140 млн. лет (исключение – Зондская дуга), для Арктического океана – 100 млн. лет (Канадская котловина), 60 млн. лет (Евразийская котловина). Кстати, механизм возникновения субдукции на прежних пассивных окраинах до сих пор остается не понятным, существуют лишь различные гипотезы.

**Спрединг без наращивания океанской коры (“сухой спрединг”).** Первоначально в Западных Альпах и Апеннингах [9], а затем и в более восточных районах Альпийско-Гималайского пояса [2] и, наконец, в Центрально-Азиатском палеозойском поясе [6] были описаны ситуации, в которых непосредственно на серпентинизированных мантийных перидотитах залегают породы верхней части океанской коры – базальты пони-

женной мощности или прямо осадочные образования. Обычно в этих случаях верхняя часть мантии несет следы подводного выветривания и на ней залегают своеобразные породы – офикальциты, представляющие серпентинитовую брекчию, сцементированную кальцитом. Объяснение этих не стандартных соотношений усматривают в том, что спрединг начинался со сдирания континентальной литосферы без обычного сопровождения толеитовым магматизмом, который начал проявляться лишь позднее и в ограниченном объеме, если вообще проявлялся [3, 9]. Подобный феномен наиболее часто наблюдается на пересечении осей спрединга трансформными разломами.

**Субдукция без спрединга.** В некоторых бассейнах, подстилаемых океанской корой, обычно ограниченного размера – окраинные или внутренние моря – процесс спрединга закончился, кора продолжает субдуцироваться вдоль одного или двух островодужных или континентальных ограничений. Это доказывается существованием активных сейсмофокальных зон с соответствующими механизмами землетрясений. Такие условия существуют в Карибском и Черном морях – двусторонняя субдукция, соответственно, под Большие и Южные Антиллы, Большой Кавказ и Понтиды; в Японском и Южно-Китайском морях – односторонняя субдукция под Японский и Филиппинский архипелаги.

При этом происходит задавливание подобных бассейнов между их сближающимися ограничениями. Французский геолог Ф. Буисс [7], изучавший Карибский регион, назвал такую субдукцию псевдосубдукцией, но, возможно, правильнее говорить об одном из типов субдукции.

Подобное задавливание малых океанских бассейнов не всегда ведет к их полному захлопыванию, и тогда они остаются в качестве реликтовых бассейнов этого типа, заполняясь обычно мощными толщами осадков. Такие бассейны описаны, в частности, С.В. Аплоновым и В.И. Устрицким [1]. К их числу относятся Прикаспийская впадина, некоторые впадины Западной Сибири, Карского и, возможно, Баренцева морей.

**Субдукция без аккреции.** В классическом представлении субдукция океанской коры (литосферы) под островные дуги или окраины континентов сопровождается наращиванием островодужного или приконтинентального склона глубоководного желоба, т.е. нависающей плиты, за счет формирования аккреционного клина, образованного срезанными с пододвигающейся океанской плиты осадками и отчасти породами консолидированной коры. При проведении глубоководного бурения и детальных сейсмических исследований на подводных окраинах океанов это представление оправдалось на ряде примеров, в частности, на западе Алеутской дуги и в районе желоба Нанкай в Тихом океане и на траверзе о. Барбадос в Атлантическом океане. Правда, появилась поправка, что материал для построения аккреционного клина может поступать не обязательно со стороны океана, но и с самой островной дуги или континента. При этом в последнем случае роль поставщика может принадлежать крупным речным дельтам (Ориноко в случае Барбадоса). Однако в ряде примеров оказалось, что никакой аккреции может и не происходить, а, напротив, наблюдается обратный процесс – тектоническая эрозия с обламыванием и отступанием края континента или островной дуги, затягиванием вместе с океанской корой под приконтинентальный или приостровной склон желоба. Такая картина оказалась характерной для тихоокеанских окраин Центральной и Южной Америки, а на примере склона Японского и отчасти Чилийско-Перуанского желобов выяснилось, что процессы субдукции и аккреции могут чередоваться во времени. В отношении того, какой из этих процессов должен преобладать, выявилась зависимость от интенсивности накопления осадков в желобе и скорости субдукции: в случае высокой интенсивности и малой скорости субдукции – аккреция, в случае малой интенсивности и высокой скорости субдукции – эрозия [8].

**Субдукция без вулканизма.** Согласно канонам тектоники плит, субдукция должна сопровождаться вулканизмом – островодужным или окраинно-континентальным. Однако современный пример Анд говорит о необязательности такой связи. Субдукция происходит на всем протяжении тихоокеанской окраины Южной Америки, а вулканы располагаются тремя разобщенными группами: на юге Колумбии и в Эквадоре, на юге Перу и на севере Чили, и на юге Чили, а в промежутках современный вулканизм не проявляется. Известно также, что невулканические участки приурочены к областям пологого наклона сейсмофокальной зоны. Одно из объяснений наблюдаемого явления состоит в том, что практически отсутствует клин литосферной мантии над зоной

субдукции, который обычно участвует в магмообразовании. Другое объяснение исходит из того, что возможная зона магмогенерации оказывается на слишком большом расстоянии от оси желоба и на этом пути кора может утратить содержащиеся в ней флюиды. Так или иначе, факт остается фактом – известково-щелочной вулканизм не обязательно сопутствует субдукции.

**Субдукция и образование окраинных морей.** Согласно общепринятым представлениям, образование окраинных морей является продуктом задугового спрединга, инициированного субдукцией. Во многих случаях эта схема, очевидно, отвечает действительности, причем процесс начинается с континентального рифтинга, перерастающего затем в спрединг. Развитие этого процесса прекрасно иллюстрирует пример трога Окинава в тылу островной дуги Рюкю. В других случаях, например в Андах, дело ограничивается рифтингом, в результате чего наблюдается эпирогенный рифтогенез. Однако возникает сомнение в универсальности данного механизма. Очень нередко рифтинг на пассивных континентальных окраинах возникает вне связи с субдукцией. Именно это приводило к последовательному откалыванию от северной пассивной окраины Гондваны континентальных фрагментов, затем выступавших в структуре Средиземноморского и Центрально-Азиатского поясов в качестве микроконтинентов. Подобное происходило и на северо-западе (Корея, Япония) и юго-востоке (Южные Анды) Круготихоокеанского пояса. Причем неважно, какова конкретная причина окраинно-континентального рифтогенеза – по Л.И. Лобковскому и автору [5] или В.Г. Казьмину [2]. Но результатом могло быть надвигание отколотой пластины на океанскую кору, а затем это надвигание могло перейти в подвиг последней, т.е. в настоящую субдукцию. Возможно, в этом заключается разгадка до настоящего времени не получившей свое решение проблемы зарождения окраинно-континентальных зон субдукции, превращения пассивных окраин в активные (андского типа). Не исключено, что подобное развитие может привести и к зарождению вблизи пассивных окраин внутриокеанских зон субдукций, а затем энсиматических вулканических дуг над ними, вследствие встречных усилий со стороны оси спрединга срединноокеанского хребта и со стороны отодвигающегося континентального фрагмента. При этом естественно, что зона субдукции будет иметь наклон в сторону оси внутриокеанского спрединга – под более молодую и “плавающую” океанскую литосферу. В дальнейшем это может привести к обдукции океанской литосферы на микроконтинент. Примером такого развития могут быть Папуа-Новая Гвинея и Новая Каледония.

Таким образом, если в одних случаях субдукция порождает задуговой рифтинг и спрединг, в других процесс может иметь обратную направленность – рифтинг порождает субдукцию.

**Субдукция и коллизия.** Это два главных процесса, происходящих на конвергентных границах плит. Обычно принимается, что коллизионная стадия наступает непосредственно после окончания субдукционной. Однако ряд примеров показывает, что это не всегда так. На Большом Кавказе, например, субдукция закончилась не позднее конца эоцена, а полномасштабная коллизия наступила лишь в конце миоцена, т.е. только через 30 млн. лет. В Карпатах субдукция закончилась тогда же, а коллизия имела место в начале миоцена, т.е. через 15 млн. лет и т.д. Возникает вопрос – что происходило в промежутке и как называть этот интервал? Назвать его можно, в значительной мере условно, предколлизионным, в геосинклинальной терминологии это раннеорогенная стадия, в то время как коллизионной отвечает позднеорогенная стадия в той же терминологии. Можно думать, что на предколлизионной стадии происходит поглощение коры переходного типа между океанской и континентальной, а такая кора, видимо, обязательно образуется на переходе от континентального рифтинга к спредингу.

И еще одно – все чаще обнаруживается, что субдукция происходит не перпендикулярно к простираению сейсмофокальной зоны, а косо, т.е. в сочетании со сдвигом, например, вдоль современной Меланезийской дуги в Тихом океане. Предлагается назвать это *т р а н с д у к ц и е й*, по аналогии с уже прижившимися терминами трансенсия и транспрессия. Именно трансдукция служит третьим процессом на конвергентных границах плит, в дополнение к субдукции и коллизии.

**Одновременность сжатия и растяжения при коллизии.** Обычная трактовка заключается в том, что коллизия протекает в обстановке поперечного сжатия всего формирующегося орогена с образованием соответствующих складчатых и надвиговых структур, а лишь затем наступает постколлизионное растяжение, нередко приводящее к тафрогенезу, т.е. образованию грабенов, сопровождаемому базальтовым вулканизмом. Общая последовательность событий действительно такова, но на переходе от одной стадии к другой, как теперь выясняется, возникает сосуществование структур сжатия и растяжения. В то время как в осевой части орогена уже господствуют условия растяжения, на его периферии еще проявляется сжатие и продолжается надвижение структур орогена на передовые и тыльные прогибы, а в случае “лиминарных” (пограничных с океаном орогенов) – на преддуговые прогибы и океанское ложе. Растяжение в центре орогена

может способствовать этому сжатию. Грабены в осевой зоне, которые образуются в это время, получили недавно в англоязычной литературе образное название “piggy-back,” имеющее в виду их расположение на тыльной стороне нагромождения тектонических покровов. Примером может служить образование Алазано-Агригайского четвертичного прогиба на южном склоне Большого Кавказа, в тылу продолжавших формироваться складок и надвигов Среднекуринской впадины.

Еще одно обстоятельство, на которое относительно недавно обратили внимание, – продольное растяжение орогена при его поперечном сжатии [7], которое приводит к выжиманию осадочного материала из участков наибольшего сжатия, приходящих на наибольшее сближение сталкивающихся континентальных плит – синтаксисов, в пределы участков, где такое сжатие минимально. Эти участки становятся “убежищами” для выжимаемого материала и здесь образуются виргации, например Южно-Каспийская между Большим Кавказом и Копетдагом.

Все кратко охарактеризованные выше отклонения от стандартных типов взаимодействия плит несомненно наблюдались и в геологическом прошлом и поэтому возможность их проявления обязательно должна учитываться при палеогеодинамических реконструкциях.

Вместе с тем возникает вопрос: не подрывают ли они основы теории тектоники литосферных плит? Глубоко убежден, что об этом, вопреки мнению некоторых исследователей, не может быть и речи. Напротив, они лишь подтверждают справедливость одного из краеугольных положений этой теории – о глобальной взаимосвязи кинематики литосферных плит. Действительно, отсутствие субдукции в одном океанском бассейне вполне компенсируется ее проявлением в другом, смежном. Так, спрединг в Атлантике компенсируется отодвиганием на запад обеих Америк и интенсивной субдукцией коры Тихого океана под эти континенты, что и привело к смещению срединноокеанского хребта в направлении этих континентов и к асимметрии Пацифики. Сокращение площади Карибского и Черноморского бассейнов компенсировалось сближением Северо- и Южно-Американских плит в первом случае, Евразийской и Аравийской – во втором, причем последнее было связано со спредингом в Северной Атлантике и Евразийском бассейне Арктики, с одной стороны, и в Красном море (Аденском заливе) – с другой. Таким образом, в глобальном масштабе, но не обязательно в региональном, основные постулаты тектоники плит вполне оправдываются. Поэтому нельзя согласиться с авторами работы по эволюции Центрально-Азиатского пояса, которые, справедливо отмечая на своем

материале определенную независимость проявлений процессов спрединга и субдукции, считают, что это заставляет “пересмотреть или по крайней мере ограничить возможность применения одного из основных постулатов концепции тектоники литосферных плит” [6, с. 29].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аплонов С.В., Устрицкий В.И.* Остаточные океанические бассейны // Докл. АН. 1991. Т. 316. № 2. С. 425 - 428.
2. *Казьмин В.Г.* Коллизии и рифтогенез в истории океана Тетис // Геотектоника. 1989. № 5. С. 18 - 32.
3. *Книппер А.Л.* Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитового комплекса // Геотектоника. 1978. № 6. С. 50 - 61.
4. *Копп М.Л.* Структурные рисунки, связанные с продольными перемещениями внутри складчатых поясов (на примере Средиземноморско-Гималайского пояса) // Геотектоника. 1991. № 1. С. 16 - 24.
5. *Лобковский Л.И., Хаин В.Е.* Некоторые особенности строения и развития пассивных окраин и рифтовых зон континентов и их возможное объяснение // Геотектоника. 1989. № 6. С. 28 - 39.
6. *Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центрально-Азиатский палеозойский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3 - 32.
7. *Andreieff A., Bouysse Ph., Westercamp D.* Geologie de l'Arc Antilles et evolution geodynamique de l'Est Caraibe. Thèse du doctorat d'état es sciences. Univ., Bordeaux 1. 1987. 359 p.
8. *Zallemant S.E., Schnürle Ph., Malaveille J.* Coulomb theory applied to accretionary and nonaccretionary wedges: Possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion. // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. № B6. P. 12033 - 12055.
9. *Tricart P., Lemoine M.* Serpentinite oceanic bottom in south Queyras ophiolites (French Western Alps): record of the incipient oceanic opening of the Mesozoic Ligurian Tethys // Ecl. Geol. Helv. 1983. V. 76. № 3. P. 611 - 629.

*Рецензенты: А.А. Моссаковский,  
А.Л. Книппер*

УДК 551.24(479.2)

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВОГО КОМПЛЕКСА ТАЛЫША (по поводу статьи Т.Аб. Гасанова "Послеэоценовые тектонические покровы Талышской зоны Малого Кавказа")<sup>1</sup>

© 1995 г. А. Д. Исмаил-Заде, М. М. Велиев, М. Н. Мамедов, А. Э. Багиров

*Институт геологии АН Азербайджана, Баку*

Поступила в редакцию 05.04.93 г.

Статья Т.Аб. Гасанова о тектонически покровном характере ультрабазитов Талышской зоны и соответствии их "... аналогичным образованиям ... Севано-Акеринской зоны" [3, с. 95] (очевидно, базит-гипербазитовым комплексам офиолитовой ассоциации – *рец.*) требует, на наш взгляд, критического пересмотра ее положений, ибо подобная интерпретация может существенно исказить представления о геодинамической обстановке малокавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса на кайнозойском этапе его формирования.

Согласно нашим представлениям [1, 2, 5], Талышская зона, расположенная юго-восточнее Малого Кавказа, является областью развития субщелочного основного вулканогенного (эоцен) и ультраосновного интрузивного (поздний эоцен - олигоцен) комплексов, являющихся производными расплава щелочно-базальтоидного состава. При этом вулканогенный комплекс, представленный пикрит-трахибазальтами, трахибазальтами, лейцитовыми базанитами, трахандезитами, лейцитовыми фонолитами, формировался в коровых очагах различных уровней, а интрузивный представляет собой либо кумулятивный остаток мантийного очага (слюдяные перидотиты, слюдяные габбро-перидотиты), либо щелочные дифференциаты (щелочные габбро, габбро, габбро-сиениты) корового очага. Этот весьма интересный в петро- и геохимическом аспекте [5] вулcano-плутонический комплекс исследованиями последних лет увязывается с геодинамической ситуацией задугового рифта, развивавшегося на коре континентального типа (мощностью 30 - 35 км) с малоомощной "гранитной" составляющей (3 - 8 км).

Подобный парадокс в интерпретации кайнозойского вулканизма Талышской зоны заставля-

ет внести коррективы. Остановимся на выводах Т.А. Гасанова.

Первый вывод гласит, что "Гамаратский габбро-перидотитовый тектонический покров формировался в послеэоцен-олигоценную фазу складчатости; перидотиты выжимались вдоль Алчалыгского глубинного разлома, меланжировались и были шарьированы с юго-запада на северо-восток (изредка на юг) на расстояние 10 км" [3, с. 96]. Автор в обоснование данного вывода различные вулканические толщи Талыша принимает за "олистостромовый" и "меланжевый" комплексы, а выходы отдельных щелочных ультраосновных интрузивов – за фрагменты океанической коры, находящейся ныне в аллохтонном залегании.

В Талышской зоне выходы наиболее крупных ультраосновных интрузивов приурочены к узлам пересечения поперечных и продольных структур: Гамаратского с Астаринским и Масаллинского с Буроварским, в пределах которых они располагаются в туфогенно-осадочных толщах: в первом – палеоэоцена, Ньюдис-Каласы и среднего эоцена, Гамарат-Алибад, во втором – позднего эоцена, Ел-Агач [2]. Химический и минералогический состав перидотитов и габбро Талыша не сравнимы с таковыми офиолитов, отличаясь рядом принципиальных особенностей [4]. Последние, как известно, существенно магнезиальны, не глиноземисты и не карбонатны, а исследуемые – щелочные, с содержанием во всех разностях пород первичной слюды – биотита и флогопита. Существенным фактором в эволюции пород основного и ультраосновного комплексов Талыша является наличие переходных разностей между ними, что не характерно для комплексов офиолитовой ассоциации. В массивах Талыша, в которых наблюдается последовательность перидотит - габбро - сиенит, происходит соответственное возрастание содержаний  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$  при убывании –  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ . Причем, щелочные габбро выделяются не как самостоятельная фаза, а как

<sup>1</sup> Рецензия на статью Т.Аб. Гасанова "Послеэоценовые тектонические покровы Талышской зоны Малого Кавказа" // Геотектоника. 1992. № 4. С. 87 - 96.

переходные между перидотитами и габбро-сиенитами. Весь интрузивный комплекс подвергнут биотитизации и амфиболизации.

В целом по петро- и геохимическим данным щелочные вулканогенный и интрузивный комплексы, по характерному набору дифференциатов, степени их недосыщенности кремнеземом, относительной щелочности и соотношениям когерентных элементов, соответствуют производным щелочно-базальтовой магмы [5]. Искусственное разделение ультраосновного комплекса на две пластины: нижнюю – гипербазитовую и верхнюю – габбро и габбро-сиенитовую – лишено основания, так как он является единой системой. Верхняя часть ее представляет собой пластовые инъекции (5 - 10 м) во вмещающих весь комплекс осадочно-туфогенных образованиях среднего эоцена. Для инъекций характерна различная степень кристалличности по контактам и в центре.

Ультрабазиты и базиты Талыша с альпинотипными офиолитовыми образованиями не сопоставимы, так как имеют контактовые воздействия на вмещающие породы, штоковые формы, переходящие во вмещающие туфогенно-осадочные толщи, с образованием лополитообразных форм, закономерную смену от перидотитов через габбро и габбро-нориты к габбро-сиенитам, т.е. обладают признаками, не присущими альпинотипным офиолитовым комплексам. Они не аналогичны даже стратиформным плутоническим образованиям платформенных областей, несмотря на аналогию по вышеперечисленным фактам, так как отличимы по характеру дифференциации: стратиформные ритмично расслоены, а исследуемые – последовательно дифференцированы с послойным размещением в осадочном комплексе. Все сказанное не позволяет считать ультраосновные образования Талышской зоны идентичными ультраосновным образованиям офиолитовой ассоциации и считать их аналогами океанической коры.

За олистостромовый комплекс Т.А. Гасанов принимает выделенную нами толщу автокластитовых лав и вулканических брекчий трахиандезитов и андезито-базальтов раннего - среднего эоцена [1]. Выдержанная на всей площади развития толщи слоистость с четкими элементами залегания на СВ 30° - 40° однозначно указывает на соответствие их общей структуре региона. О хаотичности обломков можно судить лишь в пределах горизонта вулканических брекчий, что и соответствует их лахаровой природе, связанной с формированием на склонах вулканических построек. Последние наблюдаются на границе данной толщи с палеоценовым выступом в виде протяженных линзообразных автокластитовых

тел трахиандезитов (100 × 20 - 30 м<sup>2</sup>), соответствующих корневым частям трещинных излияний. Контакт между образованиями палеоцена и вулканогенного эоцена является тектоническим с элементами взбросо-надвига [2]. По Т.А. Гасанову, этот разлом назван Алчальгским. Именно по всей надвиговой полосе, а не "... в средней части разреза", как указывает автор [3, с. 89], отмечаются глыбы-отторженцы (100 - 150 м и более) позднемеловых известняков, цепочечно вытянутых вдоль борта поднятия [2], что связано со взбросо-надвиговым характером тектонических перемещений. Известно, что олистостромовые комплексы формируются во фронтальной части тектонического покрова в процессе сгребания осадков и скатывания вниз по склону, что приводит к образованию сплошной массы неслоистого и несортированного матрикса, в котором практически не сохранились первичные седиментационные элементы. В исследуемой же толще вулканических брекчий, принимаемой Т.А. Гасановым за олистостромовую, обломки состоят преимущественно из вулканитов (90 - 95%) и небольшого количества окатанных галек известняков (5 - 10%), сцементированных туфогенным материалом, без характерных элементов облегания обломков. Отмечаемые внутри толщи прослой слоистых туфогенно-осадочных пород отражают ненарушенность ее внутреннего строения. Кроме того, данный комплекс располагается не на фронте "покрова", а в тыльной его части, и нет никаких оснований считать, что "покров" в настоящее время располагается на осадочно-туфогенной толще при отсутствии каких-либо следов олистостромовой толщи в его основании.

За меланжевый комплекс автор принимает все разобщенные выходы ультраосновных пород "Гамаратского покрова" [3, с. 92], считая, что это "... мономиктовый серпентинизированный перидотитовый меланж", который "... сильно раздроблен, развалцован и превращен в песок; ... брекчированные перидотиты поставлены на голову; ... в основании покрова встречаются мелкообломочные тектонические брекчии, мощностью 5 - 45 см, содержащие глыбы подстилающих вулканогенно-осадочных пород среднего и позднего эоцена. Редко выделяются динамометаморфизованные сланцы по перидотитам и амфиболизированные габбро-сиениты и габбро-нориты. Важно, что цементом таких брекчий служат чешуеподобно рассланцованные перидотиты" [3, с. 93]. Термину "серпентинитовый меланж", в том понимании, в котором он принят для офиолитовой ассоциации, данный комплекс не соответствует. Во-первых, здесь совершенно отсутствуют "обломки" в "серпентинитовом цементе". Весь комплекс перидотитов вследствие

развития ортогональной системы трещин и интенсивной гидротермальной переработки представлен плотными различными по размерам округлыми шарообразными телами и окружающей сыпучей массой, что никак нельзя принять за “цемент” и “обломки”. О серпентинизации говорить не приходится, так как совершенно отсутствуют минералы этой группы и по почти идеальным кристаллам оливина развиты их железистые разновидности – иддингсит и боулингит. Кроме того, в пределах плотных глыб наблюдаются горизонтальные “гривки”, состоящие из минералов группы пироксена, однозначно отражающие ненарушенность их первичного положения в тектоническом отношении. Незначительно развитые в перидотитах обломки (5 - 10 см) сульфидизированных роговиков – ксенолиты фундамента и непротяженные цепочечно вытянутые, нередко разобщенные габбро-сиенитовые тела – переработанные инъекции сиенитов никак нельзя сравнить с пестрым набором обломков в офиолитовом меланже. Отмечаемые автором внутри тектонической пластины “ряд чешуй, сложенных перидотитами, плагиоклазовыми перидотитами и ороговикоподобными аргиллитами” [3, с. 93], есть не что иное, как растащенные фрагменты первичных соотношений пластовых инъеций перидотитов с вмещающими осадочно-туфогенными образованиями среднего эоцена. При этом нельзя не учитывать факты многоярусного характера пластовых интрузивов перидотитов.

Автор отмечает толщину “ультраосновной пластины” в 1000 м, но не понятно, по каким параметрам. По геологическим данным, только лишь с учетом мощности вмещающих пластовые инъекции горизонтов осадочно-туфогенной толщи, можно предположить эту цифру, но это же не “аллохтонная пластина”. Пологие углы наклона “пластины” в данном случае связаны с залеганием всей толщи, и нет никаких следов несогласного налегания пластины на коренные образования. Также нет в регионе пород, являющихся индикаторами высоких давлений, возникающих при перемещении “пластины”. Достаточно широко развиты сколы с крутыми углами падения (50° - 70°), связанные с молодыми сдвигами и сбросами, по которым наблюдаются надвигания палеоэоцена на эоцен (по северо-восточному борту Астаринского антиклинория) и эоцена на миоцен (по северо-восточному борту Буроварского антиклинория).

Не понятно, о каких “мелкообломочных тектонических брекчиях, мощностью 5 - 45 см”, в основании пластины, “содержащих глыбы подстилающих автохтонных пород”, а также “динамометаморфизованных сланцев по перидотитам и амфиболлизированным габбро-сиенитам и габбро-норитам” ... с “цементом ... чешуеподобно

рассланцованных и перетертых серпентинизированных перидотитов” [3, с. 93] говорит автор, так как в указанных пунктах наблюдаются лишь тектонизированные зоны вдоль северо-восточных разломов с элементами брекчирования, а “глыбы подстилающих автохтонных пород” среди брекчий мощностью 5 - 45 см нереальны, и за последние Т.А. Гасановым явно ошибочно приняты сползшие останцы вмещающих вулканогенно-осадочных пород среднего и позднего эоцена, сильно измененных под воздействием инъеций. Данные образования не обладают параметрами, свойственными аллохтонным пластинам, и потому не могут быть интерпретированы как тектонические покровы.

Среди ультрабазитов, да и вообще на Тальше, совершенно отсутствуют “представители” сургучных яшм, радиоляритов, спилитов, диабазов, плагиогранитов и метаморфического фундамента, заключенных в серпентинитовом материале, характерные для меланжевых зон.

Второй вывод Т.А. Гасанова касается послезоцен-допозднеолигоценового возраста становления так называемого “покрова”. По литературным данным [1, 2, 5], это возраст формирования ультраосновных интрузий. Недоумение вызывает и не соответствует действительности приводимый автором “абсолютный возраст амфиболлизированных габбро-перидотитов” [3, с. 95], полученный по двум образцам полевых шпатов и составляющий  $418 \pm 2$  млн. лет, что соответствует силуру. Наши определения абсолютного возраста К/Аг методом составляют для слюдяных перидотитов  $38 \pm 2$  млн. лет, а для габбро-сиенитов  $31 \pm 3$  млн. лет, что соответствует позднему эоцену - олигоцену (анализы выполнены О.З. Дудаури в ИГН Грузинской АН).

Третий вывод Т.А. Гасанова относительно наличия “... среди серпентинизированного меланжа ... фрагментов первичного ненарушенного разреза габбро-перидотитов, где снизу вверх выделяются плагиоклазовые перидотиты, габбро-перидотиты, габбро, габбро-нориты и габбро-сиениты [3, с. 96], на наш взгляд, не соответствует реальной картине, так как значительные по площади выходы перидотитов, переходящие в краевых и апикальных частях в габбро и габбро-сиениты, мы наблюдаем везде, а не в каких-то фрагментах, за которые Т.А. Гасанов принимает неизвестно что, и это полностью отражает строение этих массивов.

Четвертый вывод относительно наличия на месте Тальшской зоны в начале мезозоя (триас - юра) эвгеосинклиналичного прогиба в виде системы трогов с корой океанического типа – Тальшского рифта, также требует пересмотра. Формационная природа субщелочных базитового и

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

гипербазитового комплексов Тальшской зоны не дает оснований считать их аналогами офиолитовой ассоциации. Образования подобного типа не характеризуют океаническую кору и обычно развиваются в пределах континентальных плит в процессе формирования в них рифтогенных структур (мантийный диапир), т.е. они характерны для зон с корой континентального (субконтинентального), а не океанического типа.

Вышеприведенное позволяет сделать вывод, что Тальшская зона во второй половине кайнозоя (не только в позднем эоцене - олигоцене, но и после миоцена) претерпела тектонические сжатия, в результате которых образовались достаточно крупные сдвиговые и надвиговые структуры. Однако данных об образовании тектонических покровов здесь нет. Сжатие, в процессе которого могло бы произойти шарьирование крупных масс наподобие офиолитовых, в столь позднее время вряд ли могло произойти, поскольку в смежных структурах Малого Кавказа и Эльбурса они отсутствуют.

1. *Азизбеков Ш.А., Багиров А.Э., Велиев М.М., Исмаил-Заде А.Д., Нижерадзе Н.Ш., Емельянова Е.Н., Мамедов М.Н.* Геология и вулканизм Тальша. Баку: Элм, 1979. 246 с.
2. *Азизбеков Ш.А., Исмаил-Заде А.Д., Мамедов М.Н.* Условия формирования щелочных ультраосновных интрузивов Тальша (Малый Кавказ) // Геотектоника. 1978. № 1. С. 106 - 111.
3. *Гасанов Т.А.* Послеэоценовые тектонические покровы Тальшской зоны Малого Кавказа // Геотектоника. 1992. № 4. С. 87 - 96.
4. *Исмаил-Заде А.Д.* Два типа ультраосновных комплексов Малого Кавказа // Ультраосновные магмы и их металлогения. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР. 1983. С. 20 - 21.
5. *Исмаил-Заде А.Д., Мамедов М.Н.* Петрохимические особенности формирования щелочной ультраосновной формации Тальша (Малый Кавказ) // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1979. № 5. С. 57 - 66.

*Рецензент: А.Л. Книппер*



УДК 557.24

## НАУЧНАЯ СЕССИЯ СЕКЦИЙ МЕЖВЕДОМСТВЕННОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО КОМИТЕТА

© 1995 г. А. В. Лукьянов

4 - 5 февраля 1994 г. состоялась годовая сессия Секции экспериментальной тектоники и структурной геологии Межведомственного тектонического комитета на тему "Механизмы структурообразования в литосфере". На первом заседании, проведенном совместно с Секцией неотектоники и современной геодинамики, рассматривались механизмы структурообразования по структурно-геологическим и сейсмологическим данным, на втором – компьютерное моделирование кинематики структурообразования.

Механизмы структурообразования рассмотрены на примере Азиатского континента от Средиземного моря до Тихого океана и от юга России до Индийского океана. Были доложены и обсуждены новейшие материалы, полученные в последние годы. Коллектив ученых из Института физики Земли РАН (О.И. Гущенко и др.) проанализировал напряжения в очагах землетрясений за несколько десятилетий. М.Л. Копп (МГУ, ГИН РАН) сообщил данные о кайнозойском структурном рисунке отдельных частей и всего региона в целом. Коллектив ученых под руководством В.Г. Трифонова свел имеющиеся данные об активных разломах и их сейсмичности, составив соответствующие карты. Все это позволило наметить элементы совпадения и несовпадения результатов исследований, проводившихся независимо одни от других.

В докладе О.И. Гущенко, Ю.Л. Ребецкого и А.В. Михайловой "Региональный стресс-мониторинг и механизмы деформирования Юго-Восточной и Центральной Азии" были приведены основные положения методики стресс-мониторинга сейсмоактивных областей по сейсмологическим данным о механизмах очагов землетрясений и результаты апробации этой методики, проведенной в короткопериодном режиме мониторинга на основе механизмов 13000 очагов коровых землетрясений Евразии. Продемонстрированы специально построенные карты, показывающие положение главных напряжений на огромной площади этого региона. Показано, что полученные для очагов землетрясений данные об ориентации и соотношении величин главных напряжений накладывают строго определенные ограничения на допустимые характеристики механизма деформирования литосферы. Анализ поля совре-

менных региональных напряжений и результатов его физического моделирования показывает, что: 1) один из основных внешних для литосферы источников деформирующих усилий связан с устойчивым во времени поддвиговым перемещением подошвы Индо-Австралийской и Тихоокеанской литосферных плит в сторону континентальной Евразийской; 2) основной внутренней для литосферы источник длиннопериодных возмущений регионального поля связан с крипповыми движениями вдоль глубинных разломов, а короткопериодных возмущений – с сейсмогенными поддвижками в очагах землетрясений с магнитудой более семи.

В докладе М.Л. Коппа "Мегаструктуры горизонтального выжимания в Альпийско-Гималайском орогенном поясе" рассматривались методические приемы обнаружения характерных для складчатых поясов деформаций выжимания и изгиба в горизонтальной плоскости. Охарактеризованы диагностические признаки структур тектонической денудации и аккумуляции при горизонтальном выжимании. Автор попытался показать, что для подсчета баланса масс при коллизии недостаточно оперировать только двумя координатами перемещения деформируемых масс: вверх и вбок от зоны столкновения. Чрезвычайно важно учитывать еще и крупномасштабный изгиб коры вперед по ходу движения микроконтиненталштампа. Рассмотрены главные особенности орогенной геокинематики Альпийско-Гималайского пояса. Высказано предположение, что сложная структура Пенджабского, Ассамского, Аравийского, Ормузского синтаксисов образовалась в результате нагнетания материала, выжатого из участков резкого гашения амплитуды трансформных разломов, ограничивающих Аравийскую и Индостанскую микроплиты.

Вопросы связи сейсмичности и неотектоники тех же регионов обсуждались в докладе В.Г. Трифонова "Активная тектоника и сейсмичность Альпийско-Азиатского орогенического пояса". Были показаны: роль "бульдозинга" как ведущего механизма распространения неотектонических перемещений и деформации на обширные территории Центральной Азии и проявление других механизмов структурообразования в Альпийской Европе; структурные факторы, определяющие

локализацию сильных землетрясений в активных зонах, и особенности режима современных движений и изменений напряженного состояния земной коры (чередование сжатия и растяжения, вариации скоростей перемещения и накопления упругой деформации, миграция активности вдоль разломов), указывающие на сейсмогенерирующее значение перемещения плит и блоков в сочетании с процессами, обусловленными местной спецификой геологического строения.

Обсуждение компьютерного моделирования кинематики структурообразования было проведено в компьютерном классе Геологического факультета МГУ. Благодаря этому авторы соответствующих программ смогли представить результаты своих исследований в наглядной форме и показать на экранах мониторов развитие моделей на разных стадиях их деформирования. Особенностью кинематического моделирования является анализ совместимости деформаций, или компенсационной организации тектонического течения вещества в замкнутых объемах без специального рассмотрения сил, вызывающих это течение. Особое внимание обращалось на поведение “элементарных объемов” внутри модели, в разных ее частях: на поступательное движение элементарных объемов, их деформирование и вращение. Соотношения этих трех главнейших характеристик тектонического течения в разных точках проанализированных моделей совершенно разные, но взаимообусловленные и закономерно меняющиеся по мере развития моделей. Именно они определяют структурный рисунок возникающих парагенезов структур и их ансамблей.

Оживленная дискуссия, заинтересованная и критическая, многократно вспыхивала на протяжении всех заслушанных докладов. Она показала несомненное познавательное значение кинематического моделирования, перспективность его развития на компьютерной основе и, вместе с тем, неудовлетворенность отсутствием анализа действующих сил и динамической уравновешенности или неуравновешенности моделей (динамика выходила за рамки темы заседания и была рассмотрена лишь в одном докладе – В.С. Захарова).

Доклад М.А. Гончарова “Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы” был посвящен обоснованию необходимости кинематического моделирования и рассмотрению компенсационной организации тектонического течения в обобщенной модели. Предложенную модель удалось свести к прямоугольной

ячейке, внутри которой перераспределение вещества происходит без разрыва сплошности и подобно движению в конвективной ячейке. Особенности структурных парагенезов определяются их положением в ячейке.

В докладе А.В. Лукьянова и Д.Г. Загубного “Компенсационная организация тектонического течения с разрывом на границе сред” эти же проблемы рассмотрены в двухслойной модели со скольжением одних слоев относительно других и с существенным изменением их формы. Значительные поступательные перемещения некоторых элементарных объемов, высокий градиент деформированности и возникновение особых структур “тектонического сшивания” являются характерными чертами этой модели.

В докладе “Типы структур шарьяжного парагенеза” М.А. Гончаров и Н.С. Фролова показали характерные структурные особенности, возникающие в слоистой толще при проскальзывании шарьяжной пластины с одного горизонта на другой (антиклинальные складки, пачки пластин, дуплексы и др.) Многочисленные варианты возникающих сочетаний структур в зависимости от вводимых в модель параметров пластин составили весьма информативный атлас соответствующих моделей.

В.С. Захаров в докладе “Коллизионный орогенез: кинематика и динамика реологически расслоенной литосферы” вышел за пределы кинематического моделирования и показал динамические модели структур, возникающих при коллизии плит, реологические свойства которых существенно изменяются с глубиной. Подверглась анализу и гравитационная уравновешенность моделей.

Ф.Л. Яковлев в докладе “Сопоставление природных и модельных структур линейной складчатости по их морфологии” показал возможность сопоставлять и различать складчатые структуры разного происхождения по их морфологическим признакам, сведенным к ряду конкретно измеряемых характеристик (наклоны зеркала складчатости, осевых поверхностей и др.) и обобщающих диаграмм.

Доклады, обсужденные на первом и втором заседаниях сессии, дополняли один другой, так как характеризовали изучение механизмов структурообразования с разных точек зрения: в первом случае – на конкретном природном объекте, а во втором – на обобщенных теоретических моделях.

*А.В. Лукьянов*

**МИХАИЛ ЕВГЕНЬЕВИЧ АРТЕМЬЕВ****(1934 - 1994)**

26 августа 1994 г. трагически погиб Михаил Евгеньевич Артемьев, профессор, доктор технических наук, заведующий лабораторией ОИФЗ РАН, председатель Научного совета по проблемам комплексных исследований земной коры и верхней мантии, член редколлегии нашего журнала. Безжалостная смерть сразила его в расцвете творческих сил, полного неосуществленных проектов и новых планов, едва перешагнувшего рубеж своего шестидесятилетия.

Вся научная деятельность М.Е. Артемьева неразрывно связана с Институтом физики Земли АН, куда он пришел сразу после окончания Геологического факультета МГУ по специальности геофизика в 1957 г. Деловая биография его как будто бедна внешними событиями и представляет собой прямой путь от аспиранта до руководителя крупного научного направления. Но это путь непрерывного творческого поиска, упорной кропотливой работы, целеустремленного совершенствования профессионализма, путь выхода на обширные контакты и сотрудничество с широким кругом ученых у нас в стране и за рубежом. В 1964 г. он защищает кандидатскую диссертацию

на тему “Изостатические аномалии силы тяжести различных регионов земного шара и некоторые вопросы их геологического истолкования”, а в 1972 г. докторскую – “Некоторые вопросы изостазии территории СССР”.

С именем М.Е. Артемьева тесно связан новый этап в изучении изостазии, возрождение интереса к этому явлению, открытие новых возможностей в методах ее исследования. Все более усложняя модели расчета изостатических аномалий, опираясь на данные других геофизических методов и геологические факты, М.Е. Артемьев открыл новые способы изучения горизонтальных и вертикальных неоднородностей литосферы различного масштаба.

М.Е. Артемьев принадлежал к той категории специалистов-геофизиков, которые никогда не останавливались на результатах, полученных формализованными методами. Михаила Евгеньевича всегда интересовал содержательный геологический смысл таких результатов, их структурное и вещественное наполнение. Отсюда его глубокий и настойчивый интерес ко многим проблемам геологии и геотектоники в первую очередь. Широкий

взгляд на любые проблемы наук о Земле были отличительной чертой М.Е. Артемьева, при том, что он оставался профессионалом высокого класса в своем кровном деле – исследовании гравитационного поля Земли.

Михаил Евгеньевич был внимательным и доброжелательным человеком, хорошим товарищем. Он всегда очень заботливо и терпеливо относился к своим ученикам, аспирантам. С увлечением и большой ответственностью М.Е. Артемьев принял в последние годы обязанности по педагогической деятельности в Отделении геофизики Геологического факультета МГУ. Так, через 30 лет после окончания МГУ он вернулся в alma mater высоко квалифицированным специалистом, чтобы передать свой опыт новым поколениям.

Будучи внешне очень сдержанным и скромным, Михаил Евгеньевич очень остро и болезненно переживал всякие конфликты и неурядицы, которыми полна жизнь в наше непростое время. Но в самых сложных ситуациях Михаил Евгеньевич сохранял принципиальность, верность науке, порядочность.

Нам всем будет очень не хватать Михаила Евгеньевича. Его вклад в науку весом и значителен. Им опубликовано более 150 научных работ, в том числе 4 монографии. В 1993 г. его труды были отмечены присуждением ему премии им. О.Ю. Шмидта. Светлая память о Михаиле Евгеньевиче навсегда сохранится в сердцах всех, знавших его.

*Редколлегия*

**СОЛОМОН МАРКОВИЧ ТИЛЬМАН****(1919 - 1994)**

6 октября 1994 г. после длительных сбоев остановилось сердце яркого, широко известного отечественного геолога Соломона Марковича Тильмана. Прошло всего лишь около года, как Соломону Марковичу Президиумом Российской академии наук за фундаментальные труды по геологии Северо-Востока России была присуждена премия им. академика А.Д. Архангельского.

Доктор геолого-минералогических наук, профессор С.М. Тильман родился 18 ноября 1919 г. в г. Новозыбкове Брянской области. В 1941 г. он окончил геологический факультет Московского университета. Во время Отечественной войны находился в действующей армии. После демобилизации Соломон Маркович приступил к геологическим исследованиям на крайнем Севере и Северо-Востоке России, которые оставались главными объектами его интересов до конца жизни. Огромную территорию Северо-Востока страны он исколесил вдоль и поперек и знал ее геологию лучше, чем кто-либо другой.

Свои способности и присущий ему неукротимый энтузиазм С.М. Тильман отдал главным об-

разом тектоническому изучению этого сложнейшего региона. В этом плане им создан ряд синтезов большого научного и практического значения. Лично или как соавтор и руководитель работ он составил такие известные тектонические карты, как Тектоническая карта Северо-Востока СССР (1966), Тектоническая карта Востока СССР и сопредельных областей (1979), Тектоническая карта Корякского нагорья (1982), Тектоническая карта Северо-Востока Азии (1992). Кредо, к которому он пришел в последние годы, изложено им в брошюре "Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии", где С.М. Тильман обосновывает точку зрения, что земная кора этой территории являет собой тектонический коллаж, образовавшийся на окраине древнего Сибирского континента и представленный террейнами различной геологической природы.

По методам исследования, подходу к трудным тектоническим проблемам С.М. Тильман принадлежал тектонической школе Геологического института, основанной А.Д. Архангельским и Н.С. Шатским. Так было тогда, когда он работал

в Северо-Восточном комплексном научно-исследовательском институте в Магадане, так было и в период его работы в Институте литосферы в Москве, куда он перешел 11 лет тому назад, заняв должность главного научного сотрудника.

За заслуги в развитии геологической науки и подготовке научных кадров С.М. Тильман был удостоен звания "Заслуженный деятель науки РСФСР".

Соломон Маркович был необычайно жизнерадостным и активным человеком. Он старался не пропускать проводимых в разных местах научных форумов, и его присутствие на них всегда вносило оживление и усиливало их творческое начало. Он любил геологию такой, какой она является в действительности, – наукой о разрезах земной коры, ее структурах, магматизме, заключенных в ней полезных ископаемых и о том, каким образом сложились те или иные геологичес-

кие соотношения. Именно в этом заключался залог его успеха в геологии, и это как раз то, что прежде всего должно служить примером для молодых поколений геологов.

Творческое наследие С.М. Тильмана богато. Им опубликовано несколько книг и более ста научных статей и различных карт. Его имя входит в число самых выдающихся исследователей Северо-Востока России.

Все, кто знал Соломона Марковича, будут вспоминать его и как замечательного геолога, и как открытого, отзывчивого, очень доброжелательного человека.

*Ю. М. Пушаровский, Н. А. Богданов, А. Л. Янин, Ю. Г. Леонов, В. Е. Хаин, А. Л. Книппер, А. А. Моссаковский, С. В. Руженцев, С. Д. Соколов, Л. И. Красный, А. С. Перфильев*

Сдано в набор 02.12.94 г.

Подписано к печати 27.01.95 г.

Формат бумаги 60 × 88<sup>1</sup>/<sub>8</sub>

Офсетная печать

Усл. печ. л. 14.0

Усл. кр.-отт. 8,3 тыс.

Уч.-изд. л. 14.0

Бум. л. 7.0

Тираж 582 экз. Зак. 2173

## ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!

### Правила представления статей в журнал “Геотектоника”

1. Работа должна быть представлена на русском языке. Объем статей не должен превышать 32 страниц и кратких сообщений – 8 страниц, включая машинописный текст, список литературы и иллюстрации.
2. Текст рукописи представляется в двух экземплярах, рисунки и фотографии – в трех экземплярах.
3. Конструкция статьи. Как правило, статья должна содержать следующие элементы.
  - а) Заглавие.
  - б) Фамилии и инициалы авторов; полные названия учреждений, в которых выполнена работа, с указанием города и почтового индекса.
  - в) Резюме, в котором должны быть изложены главные выводы. Размер резюме – не менее 200 и не более 400 слов.
  - г) Введение, в котором необходимо указать цель исследования. Здесь же уместны исторические сведения.
  - д) Описание метода исследования (если он не стандартен) и фактического материала. Необходимо разбить описание на разделы и снабдить их заголовками и подзаголовками.
  - е) Результаты исследования и их обсуждение.
  - ж) Заключение.
  - з) Список цитированной литературы.
  - и) Таблицы (на отдельных страницах).
  - к) Подписи к рисункам (с новой страницы).
4. Первый экземпляр текста статьи должен быть подписан авторами. На отдельном листе необходимо указать фамилию, почтовый адрес, номера телефона и телекса автора, с которым редакция будет поддерживать связь.
5. Требования к тексту рукописи.
  - а) Рукопись необходимо печатать через два интервала, оставляя слева поля 4 см, на машинке с нормальным шрифтом или на компьютере шрифтом № 12. Обязательно представление первого экземпляра машинописи.
  - б) Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции. В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.
  - в) Список цитируемой литературы составляется по алфавиту: сначала – русскому, затем – латинскому. В списке литературы приводятся фамилии и инициалы авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, номера страниц; для книг – название работы, издательство, место и год издания, количество страниц. В случае приведения в списке литературы иностранных монографий и статей из сборников, переведенных на русский язык и изданных в России, необходимо после русского названия и фамилий авторов повторить оригинальное название научного труда и фамилий его авторов на иностранном языке. Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы в списке литературы.
  - г) Обозначения греческими буквами и формулы вписываются черными чернилами. Необходимо делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы двумя черточками снизу, а строчные – сверху. Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие – красным карандашом.
6. Требования к рисункам.
  - а) Первый экземпляр рисунков должен быть вычерчен черной тушью. Второй и третий экземпляры представляются в виде ксерокопий или фотокопий.
  - б) Фотографии, иллюстрирующие текст, должны быть контрастными, хорошего качества и отпечатаны на глянцевого бумаже.
  - в) В статье должна быть обзорная карта, на которой показан район исследований и положение других рисунков.
  - г) На всех рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны линейный масштаб и ориентировка, на картах обязательно показывать географические координаты. Сейсмические профили должны иметь вертикальный масштаб в километрах.
  - д) Необходимо позаботиться о том, чтобы статья была понятна не только специалистам по описываемому району: на рисунках обозначить все упоминаемые в тексте тектонические структуры, пункты, свиты. Не следует нагружать рисунки ненужными названиями.
  - е) Максимальный размер рисунка в журнале 17 × 23 см. Можно представить более крупные рисунки (до 60 см по диагонали), которые будут уменьшены при воспроизведении; нагрузка на рисунках должна допускать уменьшение до указанного выше размера.
  - ж) На обороте каждой иллюстрации подписывается номер рисунка, фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях.
  - з) В тексте обязательны ссылки на все рисунки. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях рукописи.
7. Редакция высылает авторам отредактированный текст для проверки. Дальнейшее прохождение рукописи контролируется редакцией.
8. Авторы получают 25 оттисков опубликованной статьи.



## МАИК "НАУКА"

## "ИНТЕРПЕРИОДИКА"

**Журналы Российской академии наук выходят в свет одновременно  
на русском и английском языках**

Акустический журнал  
Астрономический вестник  
Астрономический журнал  
Биоорганическая химия  
Вестник РАН  
Водные ресурсы  
Вопросы ихтиологии\*  
Высокомолекулярные соединения

Генетика  
Геология рудных месторождений  
Геотектоника\*  
Доклады РАН

Журнал аналитической химии  
Журнал неорганической химии  
Журнал физической химии  
Защита металлов  
Известия АН. Серия биологическая  
Известия АН. Физика атмосферы и океана\*  
Кинетика и катализ  
Коллоидный журнал  
Координационная химия  
Космические исследования  
Кристаллография  
Литология и полезные ископаемые  
Микробиология  
Микроэлектроника  
Неорганические материалы  
Океанология\*  
Онтогенез  
Оптика и спектроскопия  
Петрология  
Письма в Астрономический журнал  
Почвоведение\*  
Прикладная биохимия и микробиология  
Стратиграфия. Геологическая  
корреляция  
Теоретические основы  
химической технологии  
Теплофизика высоких температур  
Теплоэнергетика  
Физика Земли\*  
Физика плазмы  
Физиология растений  
Химия высоких энергий  
Электрохимия  
Ядерная физика

*Acoustical Physics*  
*Solar System Research*  
*Astronomy Reports*  
*Russian Journal of Bioorganic Chemistry*  
*Herald of the Russian Academy of Sciences*  
*Water Resources*

*Polymer Science. Series A*  
*Polymer Science. Series B*  
*Russian Journal of Genetics*  
*Geology of Ore Deposits*

*Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences,*  
*Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,*  
*Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,*  
*Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry,*  
*Physics–Doklady*  
*Journal of Analytical Chemistry*  
*Russian Journal of Inorganic Chemistry*  
*Russian Journal of Physical Chemistry*  
*Protection of Metals*  
*Biology Bulletin*

*Kinetics and Catalysis*  
*Colloid Journal*  
*Russian Journal of Coordination Chemistry*  
*Cosmic Research*  
*Crystallography Reports*  
*Lithology and Mineral Resources*  
*Microbiology*  
*Russian Microelectronics*  
*Inorganic Materials*

*Russian Journal of Developmental Biology*  
*Optics and Spectroscopy*  
*Petrology*  
*Astronomy Letters*

*Applied Biochemistry and Microbiology*

*Stratigraphy and Geological Correlation*  
*Theoretical Foundations of Chemical*  
*Engineering*  
*High Temperature*  
*Thermal Engineering*

*Plasma Physics Reports*  
*Russian Journal of Plant Physiology*  
*High Energy Chemistry*  
*Russian Journal of Electrochemistry*  
*Physics of Atomic Nuclei*  
*Glass Physics and Chemistry\*\**  
*Laser Physics\*\**  
*Pattern Recognition and Image Analysis\*\**  
*Programming and Computer Software\*\**  
*Radiochemistry\*\**  
*Russian Journal of Ecology\*\**  
*Russian Journal of Marine Biology\*\**  
*Russian Journal of Organic Chemistry\*\**  
*Studies on Russian Economic Development\*\**  
*The Physics of Metals and Metallography\*\**

\* В 1995 г. журналы издаются МАИК "Наука" только на русском языке.

\*\* В 1995 г. журналы издаются совместно МАИК "Наука" и "Интерпериодикой"  
только на английском языке.