ISSN 0016-853x Академия наук СССР НИТИКАТИИНИКА СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА-1979

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

СЕНТЯБРЬ --- ОКТЯБРЬ

выходит 6 раз в год

٨

МОСКВА

Nº 5, 1979

СОДЕРЖАНИЕ

Поляк Б. Г., Толстихин И. Н., Якуцени В. П. Изотопный состав гелия и тепловой
поток — геохимический и геофизический аспекты тектогенеза
Чекунов А. В., Кучма В. Г. Глубинная структура разломов
Янбухтин Т. К. Тектоническая позиция Ютландского и Восточно-Эльбского мас-
сивов в основании Среднеевропейской плиты
Гойжевский А. А. Мезозойско-кайнозойский этап развития Украинского щита 43
Кулиненко О. Р. Структурные особенности Орехово-Павлоградского глубинного
разлома 52
Алексеев В. Б. Последовательность деформаций в бесапанской свите (<i>Pz</i> ₁ ?) (Кызылкумы)
Караулов В. Б. О фазах тектогенеза в геологической истории Юго-Западного Алтая 67
Рудаков С. Г. О значении салаирского (сардского) рубежа в развитии Внутрен- ней области Восточных Карпат. 78
Гасанов Т. Аб. О возрасте офиолитов и самостоятельности габбро-диабазового комплекса Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа
Филатова Н. И. Меловой — палеогеновый вулканизм зоны перехода Верхояно- Чукотской и Корякско-Камчатской областей
Краткие сообщения

Лаухин С.	A.	0	совр	реме	нном	coc	тоян	ии	И	разви	тии	пуб	блик	аций	і по	BO	про	сам	тек-	
тоники	٠		•••	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	• •		•	•.	•	116

Рецензии

Чудинов Ю. В.	Пο	повод	y	книги	E.	М.	Py,	дича	«Атл	пант	ичес	кий	oĸe	еан	И	дрей	ф	
континентов:	».	•	•			•	•			•	•		•			•	•	120

Хроника

Прогресс иссл	едо	ваний	і по	пр	оект	уM	ПГЕ	< №	86	«Юг	0-38	паді	ный	кра	ай I	Вост	очно)-	
Европейск	ЮЙ	плат	фори	«ы»	(ит	оги	зас	едані	я	рабо	чей	груг	ппы,	Γē	етин	ген,	23-	-	
26.X.1978	г.)	•	•	•	•			• ••	•	•	•	•							125

О Издательство «Наука»,

«Геотектоника», 1979 г.

GEOTECTONICS

SEPTEMBER - OCTOBER

MOSCOW

№ 5, 1979

- CONTENTS

Polak B. G., Tolstikhin I. N., Yakutseni V. P. Isotopic composition and heat flow	
as geochemical and geophysical aspects of tectogenesis	3
Chekunov A. V., Kuchma V. G. Deep structure of faults	24
Yanbukhtin T. K. Tectonic position of the Jutland and East-Elba massifs at the base	38
Girbert Middle Luiopean prate	43
Golznevsky A. A. Meso-Centozou stage of development of the Okraman sinelu	59
Authento O. R. Structural peculiarities of the Dechover aviograd deep radit .	50
Alekseev V. B. Succession of deformations in the besapan suite (Pz_1) (Kyzyl-Kum)	59
Karaulov V. B. On phases of tectogenesis in the geological history of South-Western	~ ~ ~
Altai	64
Rudakov S. G. On importance of Salairian (Sardian) boundary in development of	
the East Carpathians internal area	- 78
Gasanov T. Ab. On age of ophiolites and independence of the gabbrodiabase com-	
plek of the Sevano-Akera zone of the Lesser Caucasus	86
Filatova N. I. Cretaceous-Paleogene volcanism of the conjugation zone of the Verk-	
hovano-Chukotsk and Korvak-Kamchatka areas	- 98
Brief communications	
Laukhin S. A. On the present-day state and development of publications on tectonic problems	116
Peview	
A C VI C W	
Chudinov Yu. V. On the book by E. M. Rudich «Atlantic Ocean and drift of continents»	120

Chronicles	
Progress of studies on IGCP Project 86 «South-Western Margin of the East Euro- pean platform» (Results of the Working Group Meeting, Gottingen, October 23-26, 1978)	125

Сентябрь — Октябрь

1979 г.

УДК 551.24.031+546.291

Б. Г. ПОЛЯК, И. Н. ТОЛСТИХИН, В. П. ЯКУЦЕНИ

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ГЕЛИЯ И ТЕПЛОВОЙ ПОТОК— ГЕОХИМИЧЕСКИЙ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ АСПЕКТЫ ТЕКТОГЕНЕЗА

Исследованы особенности изотопного состава гелия в типовых структурных элементах земной коры: в стабильных и активированных участках древних платформ и эпигерцинских плит, разных структурных элементах альпийского пояса и зоны перехода, рифтовых зонах континентов и океанов. Установлено, что региональные средние значения ³Не/⁴Не максимальны $(\approx 10^{-5})$ в современных мобильных поясах и снижаются по мере становления и удревнения континентальной коры, достигая стабильного минимума (≈10⁻⁸) в структурах добайкальского возраста. Обнаруженный характер региональных вариаций величины ³Не/4Не в земных газах совпадает с установленным ранее в распределении теплового потока. Исследована взаимосвязь этих параметров и доказано существование между ними корреляционной зависимости, описанной эмпирическим соотношением (³He/⁴He) · 10⁸ = $=e^{6q-5,2\pm0,2}$, где q — величина наблюдаемого теплового потока в 10-6 кал/см². сек. Одинаковый геолого-исторический смысл обоих параметров показывает, что их величины обусловлены одним и тем же процессом тектогенеза, количественно характеризуя его геохимические и геофизические следствия. Эти следствия являются объективным комплексным граничным условием для разработки реалистической модели движущих сил тектогенеза.

введение

Определение движущих сил тектогенеза, его энергетического механизма — ключевой вопрос в науках о Земле. Ответ на него требует комплексного учета данных, характеризующих разные стороны и следствия тектонического процесса, которыми являются формирование определенных геологических структур, перераспределение земного вещества и изменение геофизических параметров. С целью приблизиться к решению этой фундаментальной проблемы нами сделана попытка такого синтеза, базирующаяся на общепризнанных результатах тектонического районирования земной коры по возрасту главной фазы складчатости и внешне разнородных, но связанных глубокой внутренней связью данных из области геофизики и космогеохимии — о величине теплового потока и об изотопном составе гелия в подземных флюидах.

Впервые данные об энергетике различных геологических процессов и их роли в планетарном геоэнергетическом балансе были проанализированы П. Н. Кропоткиным (1948). Дальнейшее развитие в геотектонике геоэнергетического направления привело к выявлению закономерных различий между разными тектоническими структурами по величине важнейшего геофизического параметра — глубинного теплового потока. Было установлено, что эта величина связана с возрастом тектоно-магматической активности, возрастая от древних структур к молодым (Поляк, Смирнов, 1966, 1968; Смирнов, 1968, и др.). Интерпретация этой зависимости привела к созданию различных геотермических моделей, предполагающих существование в недрах локализованных в пространстве и времени источников тепла (например, Смирнов, 1972; Кутас, Гордиенко, 1972). Однако реальная природа таких источников оставалась не вполне ясной. Сейчас в этом направлении открылись новые перспективы благодаря достижениям уже в области геохимии — геохимии изотопов гелия.

Работами в основном советских исследователей (Мамырин и др., 1969, 1970, 1974; Герлинг и др., 1971, 1972, 1976; Каменский и др., 1971, 1974, 1976; Якуцени и др., 1971; Толстихин и др., 1972, 2, 1974, 1977;

Таблица 1

	Число опреде-		[*] He/ [*] He, 10→ [*]		Источник све-
Тектонические регионы	лений [•] Не/•Не	мин.	Makc.	среднее	дений
Древние платформы	39 44	0,5 0,85 0,8	$\frac{3,6}{5,55}$ 2,0	1,43 2,17	1) 2) 3) 4)
Молодые платформы	16 	4,9 	23,0 11,1 15,0	12,9 6,25	1) 2) 3) 4)
Районы альпийской и современной склад- чатости	$\frac{29}{19}$	9 16,7 10,0	88 250 80,0	20,0 100,0	1) 2) 3) 4)

Прежние региональные оценки изотопного состава гелия в подземных флюндах

Примечание. 1) Якуцени и др., 1971, 2) Каменский и др., 1971, 3) Воронов и др., 1974, 4) Якуцени, 1976.

Кононов и др., 1974; Крылов и др., 1974; Матвеева и др., 1978; Tolstikhin, 1978) в земных газах и породах установлены чрезвычайно широкие вариации величины ³He/⁴He. Такой спектр значений этого изотопного отношения считается следствием захвата Землей на стадии аккреции первичного, присутствующего в метеоритном веществе гелия с величиной ^{*}Не/^{*}Не≈З 10^{-*} и последующей непрерывной генерации в теле планеты радиогенного гелия с величиной ³Не/⁴Не порядка 10⁻⁸ при постоянном оттоке гелия из недр Земли. Вследствие этих процессов величина ³Не/⁴Не в ходе геологической эволюции должна была в ядре и мантии снижаться по сравнению с первоначальным («космическим») уровнем, а в веществе коры, обогащенном радиоактивными элементами по сравнению с мантией, вообще приближаться к радиогенному минимуму. В современной атмосфере изотопный состав гелия характеризуется промежуточным значением ³He/⁴He=1,4·10⁻⁶ при весьма низком его общем содержании из-за постоянной диссипации обоих изотопов гелия в космическое пространство. Поэтому возможная контаминация подземных флюидов атмосферным гелием неизмеримо мала — много меньше, чем любым другим инертным компонентом атмосферы, и практически не влияет на наблюдаемое в природных газах изотопное отношение [•]Не/[•]Не (Каменский и др., 1976).

Довольно быстро выяснилось, что вариации величины ³Не/⁴Не в геологических объектах не случайны. Сначала было замечено различие этого отношения в газах разновозрастных осадочных пород, а при региональных сопоставлениях обнаружилось, что эти вариации подчиняются более общей закономерности, отражая тектоническую специфику исследуемых регионов (табл. 1, рис. 1).

Наметившаяся тенденция в распределении величин изотопного отношения гелия в природных газах оказалась, таким образом, очень похожей на зависимость, установленную ранее в распределении теплового потока. Так как этот поток в той или иной мере, несомненно, генетиче-



Рис. 1. Концентрации изотопов гелия в природных газах некоторых геотектонических провинций

1 — Восточно-Европейская и Сибирская докембрийские платформы, 2 — эпигерцинские плиты СССР, 3 — зона Байкальского рифта, 4 — вулканические районы Курило-Камчатского звена островных дуг, 5 — Исландия, 6 — атмосфера Земли

ски связан с процессом радиоактивного распада, формирующим и изотопный состав земного гелия, то прямое сопоставление обоих параметров представляет особый интерес. Первая попытка в этом направлении, предпринятая на сравнительно ограниченном материале, уже показала на качественном уровне существование между этими параметрами положительной зависимости (Polak et al., 1976). За последние годы резко возросло число определений изотопного состава гелия в разных геотектонических провинциях. Одновременно было сделано много новых измерений теплового потока и в результате составлена его первая сводная карта в масштабе 1 : 10 000 000 для столь крупного региона, каким является территория СССР (Карта ..., 1978). Эти материалы позволяют уточнить и детализировать прежние представления о пространственных закономерностях в распределении величины ³He/⁴He в земных газах и о характере ее корреляции с тепловым потоком.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИСПОЛЬЗОВАННОГО МАТЕРИАЛА

В этой работе используются данные об изотопном составе гелия только в свободных подземных флюидах — нефтях, газах, пластовых водах, гидротермах, вулканических эманациях. В пределах одного гео-

тектонического региона все эти типы флюидов имеют тождественную изотопно-гелиевую «метку» независимо от их гидрохимических и прочих особенностей (Каменский и др., 1976; Polak et al., 1976; Матвеева и др., 1978). Поэтому объединение данных по разным типам флюидов для региональных сопоставлений вполне правомерно. Источником гелия флюндов в общем случае являются горные породы. Изотопный состав гелия в них — предмет специальных исследований, выявляющих на фоне того же диапазона вариаций величины ³Не/⁴Не несколько более сложную картину. В частности, обнаруживается, что в породах исслелуемый параметр варьирует еще и в зависимости от содержания тяжелых радиоактивных элементов и лития, а из некоторых минералов разные изотопы гелия мигрируют избирательно (Толстихин, Друбецкой, 1975). Но основная масса породообразующих минералов не удерживает гелий, и в итоге более 80% гелия пород теряется ими и переходит в состав подземных флюидов (Герлинг, 1957). В последних изотопный состав гелия, естественно, осредняется, и устанавливающаяся в них величина ³Не/⁴Не становится поэтому наиболее представительной для региональных сопоставлений.

О количестве и распределении использованного в нашей работе материала дает представление рисунок 2. Все измерения относятся к территории СССР, за исключением характеризующих область новейшего океанического рифтогенеза в Исландии (Кононов и др., 1974; Кононов, Поляк, 1977). За рубежом региональные исследования такого рода пока вообще не проводились. Публикации, вышедшие до октября 1978 года, касаются лишь одиночных измерений величины ³He/⁴He в некоторых геологических объектах (Craig, Lupton, 1976; Advances..., 1978), а также ее распределения в водах Атлантического и Тихого океанов и Красного моря (Craig et al., 1975; Jenkins, Clarke, 1976; Lupton et al., 1977); полученные результаты хорошо согласуются с нашим материалом.

Имеющиеся данные (около 900 измерений величины ³Не/⁴Не в образцах из 464 различных флюидопроявлений) были систематизированы по геотектоническому принципу — по возрасту складчатости характеризуемых областей. Для этого использовались Международная тектоническая карта Европы (1964), Тектоническая карта Евразии (1966) и Тектоническая карта фундамента территории СССР (1974). В частные выборки были выделены данные, характеризующие различные структурные элементы каждой области, а также относящиеся к районам тектономагматической активизации после завершения главной фазы складчатости.

Для анализа связи изотопного состава гелия с земным тепловым потоком значения последнего определялись по уже упомянутой сводной Карте теплового потока на территории СССР (1978) и региональным опубликованным схемам (Макаренко и др., 1968; Аветисьянц и др., 1975; Тепловой режим..., 1970; Лысак, Зорин, 1976; Кононов, Поляк, 1977). Материалом для их составления послужили значения наблюдаемых кондуктивных теплопотерь (более 1000 индивидуальных значений), не исправлявшихся на возможные влияния топографии, эволюции климата, осадконакопления и т. п.

МЕТОДИКА АНАЛИЗА ДАННЫХ

Составленные по геотектоническим признакам выборки величин ³Не/⁴Не были обработаны методами математической статистики. Полигоны распределения данных изображены на рис. 3. Проверка моделей распределения показала, что по критерию Пирсона χ^2 в достаточных по объему частных выборках распределение величин согласуется с логнормальным законом. Проведенный анализ позволил объективно оценить средние величины ³Не/⁴Не в разных структурах и толерантные пределы, охватывающие 95% возможных значений в каждой индивидуальной



Рис. 2. Изученность изотопного состава гелия в подземных флюидах СССР

В исследованных квадрантах дробями показаны количество изучавшихся флюидопроявлений (месторождений нефти, газа, термоминеральных источников и т. п. — числитель) и общее число измерений величины ³Не/⁴Не во флюидах данного квадранта (знаменатель)

7

Таблица 2

Изотопный состав гелия и тепловой поток в различных геотектонических структурах

•		Параметрі	ы распределения	выборок	Регнона	ильное значение	*He/*He	Средний конду поток	ктивный тепло- , ЕТП
№ на рыс. 3,4,5	Тектонические провинции				толерантные	пределы (фон)		наблюдаемый	
		n •	lg *He/4He-10*	S* lg	мнн _{0,05}	макс _{0,05}	среднее	(Смирнов, 1968; Тепловой ре- жим, 1970, И др.)	оценка по сос- таву гелня
1	Древние платформы Восточно-Европейская платформа стабильные участки	47 (80)	0,2187	0,0567	0,55·10 ⁻⁸	4,96·10 ⁻⁸	1,94.10-8	1,1	1,00
Ja	Сибирская платформа	12 (49)	0,7815	0,0440	2,30.10-8	1,59.10-7	6,82.10-8	1,1	1,21
2 36 4	Ангаро-Илимский район Вилюйская синеклиза * Байкалиды Геопинилы	15 (26) 9 (48) 9 (10)	0,5213 0,8911 0,4055	0,1004 0,1145 0,1810	0,77·10 ⁻⁸ 1,64·10 ⁻⁸ 0,36·10 ⁻⁸	1,43·10 ⁻⁷ 3,68·10 ⁻⁷ 1,80·10 ⁻⁷	4,19·10 ⁻⁸ 9,94·10 ⁻⁸ 2,73·10 ⁻⁸	1,0 1,3 1,25	1,13 1,27 1,06
5 6a	Западно-Сибирская плита Скифская плита Ставропольский свод	39 (62) 22 (68) 2 (2)	0,5412 0,9409 1,5900	0,0630 0,0719 0.0154	1,09·10 ⁻⁸ 2,54·10 ⁻⁸	1,10·10 ⁻⁷ 3,00·10 ⁻⁷	$3,73 \cdot 10^{-8}$ 1,10 \ 10^{-7} 3,95 \ 10^{-7}	1,35 1,35	1,11 1,29 1,50
66 7	Туранская плита Наложенные впадины Средней Азии Альпиды	44 (64) 27 (55)	0,9729 0,7348	0,0511 0,0771	3,32·10 ⁻⁸ 1,51·10 ⁻⁸	2,66·10 ⁻⁷ 1,95·10 ⁻⁷	1,00.10 ⁻⁷ 7,03.10 ⁻⁸	1,4 1,1-1,5	1,30 1,28 1,21
8 8a 86 9	Отрицательные структуры Предкавказский прогиб Индоло-Кубанский прогиб Терско-Каспийский прогиб Западно-Туркменская депрессия Закажазые	11 (27) 7 (12) 4 (15) 15 (34)	0,7936 0,7257 0,9125 1,1518	0,0419 0,0237 0,0698 0,1244	$2,42 \cdot 10^{-8}$ $2,62 \cdot 10^{-8}$ $2,42 \cdot 10^{-8}$ $2,80 \cdot 10^{-8}$ $2,80 \cdot 10^{-8}$	1,60.10 ⁻⁷ 1,08.10 ⁻⁷ 2,76.10 ⁻⁷ 0,72.10 ⁻⁸	$\begin{array}{c} 6,94 \cdot 10^{-8} \\ 5,63 \cdot 10^{-8} \\ 9,25 \cdot 10^{-8} \\ 1,92 \cdot 10^{-7} \end{array}$	1,1 - 1,0 1,0	1,18 1,26 1,38
10a 106	Куринская депрессия Рионская депрессия Положительные структуры	10 (21) 14 (17) 4 (4)	1,5117 1,4157 1,8475	0,2613 0,2139 0,3241	2,72.10- 3,09.10-8 5,12.10-8	3,29.10-6 2,19.10-6 9,68.10-6	5,58.10-7 4,46.10-7 1,08.10 ⁻⁶	0,8 1,0	1,52 1,67
11 12	Большой Кавказ Малый Кавказ * Стриктуры заны перехода	27 (43) 35 (49)	1,9144 2,3997	0,2670 0,1273	0,70·10 ⁻⁷ 4,85·10 ⁻⁷	8,87.10 ⁻⁸ 1,30.10 ⁻⁵	1,59·10-6 3,40·10-6	2,0 2,0	1,73 1,86
13 13a	ранние Сахалин	28 (70) 22 (58)	2,0836 2,1109	0,2616 0,2450	1,15·10 ⁻⁷ 1,32·10 ⁻⁷	1,28·10 ⁻⁵ 2,26·10 ⁻⁵	2,09·10 ⁻⁶ 1,15·10 ⁻⁶	1,2	1,78

			_	_		-	-		
	Западная Қамчатка поздние	6 (12)	1,9833	0,3685	4,98.10-8	1,86.10-5	1,75.10-6	1,3	1,75
14 15	Восточная и Центральная Камчатка Курильская дуга Области новейшего лифполеназа	28 (72) 6 (11)	2,8118 3,0100	0,0784 0,0103	1,78.10-5 6,40.10-6	2,36.10 ⁻⁵ 1,64.10 ⁻⁵	$7,43.10^{-6}$ $1,04.10^{-5}$	1, 3-2, 2	$1,99 \\ 2,05$
16 17	континентальные (Прибайкалье) океанические (Исландия)	11 (13) 61 (70)	1,9145 3,2269	0,4953 0,0395	0,51.10-8 6,74.10-6	2,10.10 ⁻⁵ 4,23.10-5	2,57.10-6 1,83.10-6	1,4-2,4	1,81 2,14
* B CK	обках — число исследованных образцов.			-		_	-		

совокупности. Однородность выборок и значимость различий между ними по величине среднего оценивалась непараметрическими критериями Краскла — Уэллиса (H) и Вилкоксона (W) (Статистические методы..., 1973), а также параметрическим критерием t (Родионов, 1964), считающимся в условиях логнормального распределения наиболее мощным. Если абсолютное значение последнего |t| > 1,96, это означает, что по величине среднего сравниваемые выборки относятся к разным генеральным совокупностям, т. е. статистически разнородны, а если |t| <1,96что они статистически неразличимы (однородны) и соответствующие структуры могут по среднему изотопному составу гелия считаться сходными. Следует, однако, иметь в виду, что вывод о сходстве, каким бы критерием он ни обосновывался, всегда является условным и при увеличении объема любой из сравниваемых выборок может измениться.

Соотношение изотопного состава гелия флюидов с величиной наблюдаемого в тех же пунктах кондуктивного теплового потока исследовалось с помощью известных методов математической статистики (Миллер и Кан, 1965; Бондаренко, 1970). Это позволило установить между сравниваемыми параметрами наличие корреляционной связи, оценить ее тесноту и аппроксимировать графически и аналитически.

Статистический анализ показал (см. табл. 2). что, за исключением районов четвертичного вулканизма (Исландия, Кавказ, Курило-Камчатский регион), во всех достаточно представительных по объему выборках нижние толерантные пределы величины ³Не/⁴Не отличаются гораздо меньше верхних и, следовательно, почти во всех районах существует вероятность обнаружения в отдельных пунктах практически одинаково низких ---(0,5-2,7) · 10-8 --- значений ³Не/⁴Не. В целом этот анализ полностью подтвердил представления о связи изотопного состава гелия с тектонической спецификой исследуемых регионов, выявив закономерный рост величины ³Не/⁴Не в подземных флюидах по мере уменьшения возраста тектономагматической активности в регионе и показав тем самым, что это отношение имеет смысл геолого-исторического параметра. Рассмотрим результаты проведенного анализа подробнее.

ДРЕВНИЕ ПЛАТФОРМЫ

Самое низкое среднее значение ³He/⁴He — $(1,94\pm0,38)\cdot10^{-8}$ — свойственно подземным флюидам Восточно-Европейской платформы вне зон позднейшей тектоно-магматической активизации (см. рис. 3, а). Большинство данных в этой статистически однородной (согласно критерию H) выборке относится к Волго-Уральской антеклизе со складчатым фундаментом карельского возраста. Остальные структурные элементы платфор-



Рис. 3. Полигоны распределения величин ³Не/⁴Не во флюндах различных геотектонических структур. Цифры на кривых соответствуют номерам выборок, перечисленных в табл. 2

мы сейчас охарактеризованы лишь единичными определениями, и различия между ними выявить пока нельзя. Эта выборка резко отлична ([t] = 7,37) от совокупности данных по районам, позднее подвергшимся тектоно-магматической активизации (Днепровско-Донецкой впадине

и Ростовскому выступу Украинского щита), где средняя величина ³He/⁴He оказывается почти в 3 раза выше. Сходные черты наблюдаются и в распределении теплового потока, средняя величина которого, как известно, тоже минимальна в тектонически наиболее древних структурах. В Приуралье его значения всюду ниже 1 ЕТП ⁴, а местами менее 0,8, тогда как в активизированных участках Восточно-Европейской платформы они лежат в диапазоне 1,0—1,6 ЕТП.

На Сибирской платформе наблюдается аналогичная дифференциация величины ³Не/⁴Не в подземных флюидах. Здесь в активизированных Вилюйской синеклизе и южной части Анабарского щита среднее значение ³Не/⁴Не тоже намного выше, чем в относительно стабильной югозападной части платформы — Ангаро-Илимском районе ([t] = 2,41). В последнем, однако, это значение в свою очередь более чем вдвое выше по сравнению со стабильными районами Восточно-Европейской платформы (в этом случае [t] = 3,53). Это согласуется с представлениями о более позднем времени проявления активных тектонических процессов в данном районе. Распределение теплового потока на Сибирской платформе, как и на Восточно-Европейской, соответствует вариациям изотопного состава гелия, обнаруживая ту же, но менее ярко выраженную тенденцию — повышение его значений в Вилюйской синеклизе до 1,3 ЕТП при значениях ниже 1,2 ЕТП в Ангаро-Илимском районе.

БАЙКАЛЬСКИЕ И КАЛЕДОНСКИЕ СТРУКТУРЫ

Области Байкальской складчатости характеризуются сравнительно немногими данными по флюидам Печорской синеклизы и северных районов Западной Сибири с байкальским возрастом фундамента. Эта выборка оказывается статистически сходной с выборками по стабильным участкам обеих древних платформ, и любопытно, что по величине среднего ³He/⁴He она занимает промежуточное положение между структурами Восточно-Европейской платформы и Ангаро-Илимским районом. Тепловой поток в байкальских структурах выше, чем в более древних, составляя в среднем около 1,25 ЕТП.

По области каледонской складчатости имеются лишь четыре определения ³Не/⁴Не в двух пунктах на юге Центрального Казахстана. Их недостаточно для обоснованных суждений о специфике изотопного состава гелия в таких структурах.

ОБЛАСТЬ ГЕРЦИНСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Эта область изучена довольно хорошо. Достаточным количеством данных охарактеризована каждая из трех эпигерцинских плит СССР, а также тектонически активизированные в кайнозое впадины Средней Азии. Общая совокупность данных по эпигерцинским плитам статистически сильно отличается от выборки по стабильным участкам Восточно-Европейской платформы ([t] = 13,2) и менее резко — от выборки по Ангаро-Илимскому району ([t] = 2,64). Вместе с тем, она оказывается сходной с выборками по участкам древних платформ, испытавших позднейшую активизацию, и по областям байкальской складчатости ([t] равно соответственно 0,73 и 1,72). Следует, однако, иметь в виду, что общая выборка по эпигерцинским плитам неоднородна (см. рис. 3, б) — Западно-Сибирская плита резко отлична по среднему изотопному составу гелия — (4,17±0,90) · 10⁻⁶ — от одинаковых в этом отношении Туранской и Скифской плит ([t]=7,38) и, напротив, статистически очень сходна с Ангаро-Илимским районом ([t] = 0,23) и особенно с областями байкальской складчатости ([t] = 0,002). Представляется, что эти заключения имеют не только формальный характер. Они подтверждаются результатами региональных исследований другой изотопной характеристики подземных флюидов — отношения концентраций радио-

¹ 1 ЕТП (единица теплового потока) = 1·10⁻⁶ кал/см²·сек = 41,868 мвт/м².

генных изотопов гелия и аргона: по величине 'Не/'[®] Аг_{рад} Западно-Сибирская плита тоже отлична от Скифской и Туранской и, напротив, сходна с Восточно-Европейской платформой (Воронов и др., 1974). Тот же вывод следует и из анализа изотопного состава углерода метана в нефтегазоносных провинциях СССР (Прасолов, Лобков, 1977). Все эти изотопные данные указывают на пониженные по сравнению с южными эпигерцинскими плитами тепловые потоки и температуры в недрах Западной Сибири, свойственные тектонически более древним структурам. Тем самым изотопные данные противоречат представлениям о геотермическом сходстве эпигерцинских плит СССР, вытекающим из равенства наблюдаемого среднего теплового потока (1,35 ЕТП) во всех этих структурах. Это противоречие заслуживает специального анализа, выходящего за рамки данной статьи.

На Туранской и Скифской плитах ([t]=0,11) средние величины ³Не/⁴Не почти равны, немного превосходя 1.10⁻⁷. Лишь на севере Туранской плиты гелий подземных флюидов по изотопному составу приближается к гелию Западной Сибири. На Скифской плите также наблюдается некоторая дифференциация величин ³Не/⁴Не по площади: эти значения выше в Азово-Кубанской впадине по сравнению с Терско-Кумской, но по критерию W эти частные выборки в их современном объеме неразличимы. Интересно также сравнить изотопный состав гелия во флюндах крупных сводов Скифской и Туранской плит. На Каракумском своде значения ³Не/⁴Не лишь чуть выше, чем на остальной площади Мургабо-Амударьинского района, и не выпадают из общей совокупности. Напротив, на Ставропольском поднятии эта величина выходит за верхний толерантный предел вероятных фоновых значений ³Не/⁴Не в общей выборке по Скифской плите. Аналогичным образом Ставропольское поднятие обособляется и по величине теплового потока, выделяясь намного более резким его максимумом, чем Каракумский свод. Эти данные указывают на иной источник гелия во флюидах Ставропольского поднятия и позволяют связать его, как показывают дальнейшие сопоставления, с развитием Большого Кавказа.

В этой связи интересны особенности изотопного состава гелия в заведомо подвергшихся кайнозойской тектонической активизации участках среднеазиатских герцинид. В горных сооружениях Памира и Тянь-Шаня, судя по пока еще немногочисленным данным, этот состав неотличим от наблюдающегося в стабильных участках Туранской плиты. Такое сходство можно рассматривать как указание на единый региональный источник гелия в подземных флюидах этих структур. Таким источником, очевидно, являются одновозрастные комплексы горных пород, слагающие как фундамент эпигерцинских плит, так и эпиплатформенные горные сооружения. Поэтому напрашивается вывод, что изотопный состав гелия отражает возраст не просто тектонических движений как таковых, а прежде всего магматической активности в регионе. Действительно, в наложенных неотектонических впадинах Средней Азии средняя величина ³Не/⁴Не в подземных флюидах оказывается даже меньшей (и статистически иной), чем в стабильных частях Туранской плиты ([t] = 3,22). Это можно рассматривать как подтверждение только что сделанного вывода, считая, что такое уменьшение изотопного отношения связано с дополнительной утратой первичного гелия в процессе механического разрушения тех же пород, послуживших исходным материалом для заполнивших эти впадины мощных мезозойско-кайнозойских терригенных толщ.

Поле теплового потока в структурах, сформировавшихся в эпиплатформенный этап развития, неоднородно. В горных сооружениях его величина поднимается до 1,6 ЕТП и выше, существенно превосходя среднее значение на эпигерцинских плитах, а в наложенных впадинах, наоборот, снижается в среднем до 1,2 ЕТП, а в Ферганской впадине местами до 0,8 ЕТП. На причинах такого соотношения геохимических и геотермических данных мы остановимся позже.

ОБЛАСТЬ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

В этой области распределение теплового потока имеет такой же дифференцированный характер, как и в зоне эпиплатформенного орогенеза. Но здесь и изотопный состав гелия оказывается в разных структурных элементах столь же неодинаковым, причем средние значения ³Не/⁴Не существенно варьируют даже в пределах геотермических сходных групп отрицательных и положительных структур (см. рис. 3, в и г).

Наименьшее в альпийском поясе среднее значение ³He/⁴He — (6.94± ±2.15) · 10⁻⁸ — отличает краевые прогибы Предкавказья, причем это значение ниже и наблюдающегося на Скифской плите ([t] = 2,01). Выборка по Предкавказью, несмотря на некоторое различие среднего ³Не/⁴Не в Индоло-Кубанском и Терско-Каспийском прогибах, статистически однородна и весьма сходна с выборкой по наложенным впадинам Средней Азии ([t] = 0.29), которая тоже отличается меньшим средним значением ³He/⁴He от выборки по стабильным районам Туранской плиты. Соотношение средних величин ³Не/⁴Не в Предкавказье, стабильных и активизированных участках южных эпигерцинских плит говорит о сходстве условий формирования изотопного состава гелия в альпийских краевых прогибах и наложенных неотектонических впадинах. Такое сходство вполне объяснимо, если принять во внимание герцинский возраст фундамента, по крайней мере во внешних зонах краевых прогибов, а также складчатых сооружений, бывших источником сносимого в них терригенного материала, и отсутствие в Предкавказье, кроме района Минераловодского выступа, проявлений кайнозойского магматизма.

Значительно выше — $(18,4\pm6,44)\cdot10^{-8}$ — среднее значение ³Не/⁴Не во флюидах Западно-Туркменской депрессии, которая по этому параметру статистически отличается от краевых прогибов Предкавказья ([t]=3,64). Еще больше оно — $(55,8\pm27,2)\cdot10^{-8}$ — в межгорных депрессиях Закавказья. Последняя выборка в целом отличается от предыдущей ([t]=2,71), но если сравнивать Западно-Туркменскую депрессию только с Куринской, то по величине среднего ³Не/⁴Не эти выборки, хоть и на пределе, но оказываются сходными ([t]=1,94). С другой стороны, имеющийся матернал не позволяет отличить Куринскую депрессию от Рионской ([t]=1,25). Поэтому до проведения дополнительных измерений ³Не/⁴Не в подземных флюидах этих регионов можно лишь заключить, что изотопный состав гелия в них отвечает более поздним проявлениям тектоно-магматической активности, чем в краевых прогибах Предкавказья.

В поле теплового потока перечисленные структуры выделяются пониженными его значениями. В региональных его вариациях нет той закономерности, которая видна в распределении величины ³He/⁴He; скорее в них можно усмотреть противоположную тенденцию. Так, в Индоло-Кубанском прогибе средний наблюдаемый тепловой поток равен 1,1 ЕТП, в Терско-Кумском прогибе, Западно-Туркменской впадине и Рионской депрессии — 1,0, а в Куринской депрессии всего 0,8.

Отрицательные структуры Кавказского сегмента Альпийского пояса имеют яркую общую особенность — грязевой вулканизм. В газах грязевых вулканов среднее значение 8 He/ 4 He заметно понижается от центра сегмента к его периферии — от 47,2 · 10- 8 в Алазанской долине до 6,16 · 10- 8 на Керченском полуострове и 7,12 · 10- 8 на Челекене. Анализ выборок, включающих в числе прочих данные по грязевым вулканам, с помощью критерия W показал, что каждая из них статистически однородна. Это относится и к Сахалину — еще одному району распространения грязевых вулканов, данные по которому рассматриваются ниже. Иными словами, изотопный состав гелия грязевых вулканов совпадает с региональной характеристикой пластовых подземных флюидов, что опровергает представления об исключительной связи этих аппаратов с локализованными потоками ювенильных мантийных эманаций.

В положительных структурах Кавказского сегмента альпийского пояса величины как изотопного отношения гелия, так и наблюдаемого теплового потока много выше, чем в отрицательных (см. рис. 3, г). Но если тепловой поток в мегантиклинориях Большого и Малого Кавказа практически одинаков, составляя в среднем около 2 ЕТП, то изотопный состав гелия в этих структурах существенно различен. На Большом Кавказе величина ³He/⁴He ниже и в среднем равна (1,59±0,75) · 10⁻⁶. Характерно, что максимальные ее величины (до 0,8 · 10⁻⁵) наблюдаются в Приэльбрусье. Учитывая современную активность вулкана Эльбрус (Масуренков, 1971) и молодость лакколитов Пятигорья, можно думать, что и в соседнем районе — на Ставрополье — аномальный для Скифской плиты изотопный состав гелия тоже связан с новейшими магматическими процессами. Действительно, согласно критерию W данные по Ставрополью можно было бы включить в выборку по Большому Кавказу. Как известно, Ставропольский свод выделяется среди структур с таким возрастом фундамента еще и аномально резким повышением теплового потока (до тех же 2-2,2 ЕТП), что также связывалось с ареальным влиянием кайнозойского вулканизма (Поляк, Смирнов, 1968).

На Малом Кавказе новейший вулканизм проявился в гораздо бо́льших масштабах. Изотопное отношение гелия в подземных флюидах здесь тоже много выше, чем на Большом Кавказе. В среднем оно составляет $(3,40\pm0,96)\cdot10^{-6}$ при локальном максимуме до $1,5\cdot10^{-5}$. Сравнение выборок величин ³He/⁴He по Большому и Малому Кавказу показывает, что они статистически разнородны ([t]=2,18) и, следовательно, условия формирования изотопного состава гелия во флюидах этих структур существенно различны. Эти данные позволяют заключить, что в районах близкого по возрасту вулканизма фоновый изотопный состав гелия характеризует не только время проявления магматической деятельности, но и ее масштабы, отражая региональный уровень активности процессов дегазации и дифференциации мантич.

ЗОНА ПЕРЕХОДА ОТ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА К ТИХОМУ ОКЕАНУ

К этой зоне относятся изученные по гелию складчатые структуры Сахалина, Камчатки и Курильских островов. По современным представлениям (Марков, 1975; Пейве и др., 1976), это зона наиболее позднего становления континентальной коры, выражающегося в формировании «гранитного», слоя за счет накопления и последующего метаморфизма мощного вулканогенно-осадочного комплекса островных дуг. В некоторых структурах зоны перехода этот процесс еще не завершен, и «гранитный» слой в их разрезе отсутствует. Именно здесь в газах современных вулканов и гидротерм впервые был обнаружен гелий с величиной ³He/⁴He≈10⁻⁵ (Мамырин и др., 1969), что, учитывая природу исследовавшихся эманаций, послужило первым указанием на порядок величины изотопного отношения гелия в современной мантии. Сейчас в этом регионе благодаря исследованиям И. Л. Каменского, Э. М. Прасолова и их сотрудников сделано уже более 150 измерений величины ³Не/4Не в различных типах подземных флюидов Сахалина, Камчатки и Курил.

Выяснилось, что изотопный состав гелия во флюидах зоны перехода варьирует в зависимости от стадии и особенностей развития ее отдельных структур (см. рис. 3, ∂). В частности, оказалось, что, согласно критерию W, складчатые структуры Западной Камчатки по среднему значению ³Не/⁴Не статистически отличны от других районов полуострова, охваченных новейшим вулканизмом, и, напротив, сходны со структурами Восточного Сахалина, с которыми они объединяются геологически в рамках Хоккайдо-Западно-Камчатской складчатой системы. Эта система считается зоной относительно раннего формирования континентальной коры по сравнению с Восточно-Камчатской, что согласуется с наименьшим в зоне перехода средним значением ³Не/⁴Не в подземных флюидах, равным (2,09±0,72) · 10⁻⁶. Тепловой поток здесь также однороден и сравнительно низок (1,2—1,3 ЕТП).

Структуры Восточной Камчатки относятся к зоне более позднего становления континентальной коры. Здесь еще продолжается формирование «гранитного» слоя, и тектоно-магматическая активность весьма высока. Она выражается, в частности, в интенсивном четвертичном вулканизме, охватывающем не только Восточно-Камчатскую складчатую зону, но и ряд районов Срединного хребта Центральной Камчатки. Соответственно здесь наблюдаются и значительно более высокие, чем на Сахалине и Западной Камчатке, значения ³He/⁴He — в среднем (0,74± ±0,11) · 10⁻⁵. Поле же теплового потока здесь вследствие особенностей новейших тектонических движений в различных структурах существенно неоднородно — в Центральной Камчатке его среднее значение достигает 2,2 ЕТП, тогда как в грабен-синклиналях Восточной вулканической зоны оно ниже и близко к наблюдаемому на западе полуострова.

Максимальное для зоны перехода среднее значение ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He} = (1,04 \pm \pm 0,18) \cdot 10^{-5}$ характеризует термальные флюиды Курильских островов — Парамушира, Итурупа, Кунашира. Статистически (по критерию W) такой изотопный состав гелия отличен от характерного для вулканических районов Камчатки. Хотя данные по Курилам сравнительно малочисленны, это различие представляется вполне закономерным, согласуясь с тектоническими особенностями островной дуги, где земная кора пока наименее «континентализирована», а местами вообще близка к океаническому типу. На карте наблюдаемого теплового потока Курильскую дугу окаймляет изолиния, отвечающая 2,0 ЕТП, а в зоне, прилегающей к Южно-Охотской котловине, его значения возрастают до 2,5—3,0 ЕТП.

Недавно сделаны первые определения изотопного состава гелия во флюидах других звеньев системы тихоокеанских островных дуг (Horibe, Craig, 1978; Wakita et al., 1978). В Японии на двух флюидопроявлениях о. Хонсю установлены величины ³He/⁴He=(0,86-0,89)·10⁻⁵, а в Марианской дуге на вулканических островах Агрихан и Паган — (0,42-0,92)·10⁻⁵. Эти цифры хорошо согласуются с данными, полученными в Курило-Камчатском регионе.

Сравнение по изотопному составу гелия структур зоны перехода с альпийскими показывает, что Хоккайдо-Западно-Камчатская складчатая система по величине среднего ³Не/⁴Не формально сходна с кавказскими мегаантиклинориями, а вулканические районы Камчатки (и тем более Курил) статистически совершенно отличны как от Большого, так и от Малого Кавказа ([t] соответственно 4,79 и 3,90).

ОБЛАСТИ СОВРЕМЕННОГО РИФТОГЕНЕЗА

Рифтогенез резко меняет проницаемость земной коры, создавая особенно благоприятные условия для разгрузки самых глубинных подземных флюидов. Это ярко проявляется в изотопном составе содержащегося в них гелия.

Континентальные рифтовые зоны характеризуются наиболее широким разбросом значений ³He/⁴He в подземных флюидах (рис. 3, *e*). Местами эти значения почти столь же высоки, как и в вулканических районах островных дуг. Данные по зоне Байкальского рифта показывают, что величины рассматриваемого отношения существенно варьируют вдоль его оси, достигая максимума $(0,89 \cdot 10^{-5})$ как в пластовых водах, так и в термоминеральных источниках Тункинской впадины (Ломоносов и др., 1976), к которой приурочены проявления четвертичного вулканизма. Аналогичная тенденция наблюдается и в поле теплового потока: вдоль рифта резко обособляется полоса его повышенных значений, а максимальные (2,5 ЕТП и выше) приурочены к юго-западной части оз. Байкал. Большая дисперсия частных значений ³He/⁴He в данной выборке привела к очень широкому доверительному интервалу оценки среднего (2,57±2,51) · 10⁻⁶. Закон распределения в этой выборке не установлен, что не позволяет для сравнения ее с другими уверенно использовать критерий t. По критерию W Байкальский рифт формально сходен по среднему изотопному составу гелия только с Большим Кавказом, отличаясь от всех других рассмотренных структурных элементов мобильных поясов.

Океанические рифты характеризуются наибольшими величинами ³Не/⁴Не. В Исландии, расположенной на оси Срединно-Атлантического хребта, изотопный состав гелия в подземных флюидах был изучен весьма детально (Кононов и др., 1974; Кононов, Поляк, 1977). Здесь были обнаружены самые высокие величины ³Не/⁴Не в термальных флюидах — до 3,3 10⁻⁵. Среднее для Исландии значение ³He/⁴He = (1,83 ± $\pm 0,17$) 10^{-5} намного превосходит соответствующую оценку для Курильской дуги — максимальную из всех, полученных до этого в различных структурных элементах мобильных поясов, и выборки эти резко различны статистически ([t] = 7,57). Пространственное распределение ³Не/4Не в термальных флюидах на территории Исландии не обнаруживает четкой связи с распределением вулканической активности, тогда как в других участках мобильных поясов — на Кавказе, Камчатке, в Байкальском рифте — значение этого отношения за пределами районов активного вулканизма сильно уменьшается. Как будет ясно из дальнейшего, все эти особенности изотопного состава гелия исландских флюидов хорошо объясняются в рамках представления об ином — океаническом — типе коры Исландии в отличие от более или менее «континентализированной» коры структур зоны перехода или типичной континентальной коры Байкальского рифта или Альпийского пояса. Зато поле величин ³Не/⁴Не в Исландии хорошо согласуется с распределением теплового потока — максимум последнего (>2,2 ЕТП) приурочен к зоне наибольших значений изотопного отношения, и оба параметра проявляют отчетливую тенденцию к снижению в более древних частях острова. Такие соотношения приводят к заключению, что изотопный состав гелия и величина теплового потока связаны с более долго действующими (более «инерционными») факторами, чем те, которые определяют поверхностную вулканическую активность.

ЗАВИСИМОСТЬ МЕЖДУ ИЗОТОПНЫМ СОСТАВОМ ГЕЛИЯ И НАБЛЮДАЕМЫМ ТЕПЛОВЫМ ПОТОКОМ

Приведенные выше данные о величине ³Не/⁴Не в разных геологических структурах со всей очевидностью указывают на то, что изотопный состав гелия во флюидах земной коры меняется во времени, отражая общую направленность тектонического процесса (рис. 4). Значения ³Не/⁴Не максимальны в районах новейшей тектоно-магматической активности и снижаются по мере становления и удревнения континентальной коры. Это снижение особенно заметно на ранних этапах ее развития, затем оно замедляется и, наконец, по-видимому, полностью прекращается в структурах земной коры примерно добайкальского возраста, где повсеместно наблюдается один и тот же уровень величин ³Не/⁴Не= $= (2\pm 1) \cdot 10^{-8}$ (см. рис. 4). Являясь абсолютным региональным² минимумом, этот уровень, очевидно, и должен рассматриваться как объективная характеристика изотопного состава радиогенного гелия земной коры, полностью утратившей первичные газы и обогащенной радиоактивными элементами по сравнению с мантией. В зонах же более молодой тектоно-магматической активности, где исследуемое отношение



 Рнс. 4. Зависимость изотопного состава гелия подземных флюндов от возраста тектогенеза τ (показана точечным крапом)
 Оцифрованные точки соответствуют выборкам, перечисленным в табл. 2. Сплошной линией показана кривая распределения наблюдаемого теплового потока q (Поляк, Смирнов, 1970; Смирнов, 1972)

выше, в подземных флюидах ясно видно присутствие, кроме корового, еще и изотопно более легкого гелия. Этот гелий мог сформироваться под влиянием радиоактивного распада только в глубоких недрах Земли, где частично еще сохранился первичный (космический) ³Не.

Об изотопном составе этого глубинного (мантийного) гелия естественно судить по величине ³Не/⁴Не в геологических объектах, генетически наиболее явно связанных с современной дегазацией и дифференциацией мантии и притом таких, в которых контаминация глубинного гелия коровым была бы минимальной. Последнему условию наилучшим образом должны удовлетворять продукты вулканической деятельности, развивающейся на океанической коре. Как было показано, отношение ³Не/⁴Не максимально в термальных флюидах Исландии, лежащей в центре Северной Атлантики. Близкая величина этого отношения — 2,1·10⁻⁵ — обнаружена и в эманациях гавайского вулкана Килауеа, т. е. в центральной части Тихого океана (Craig, Lupton, 1976). Чуть ниже эта величина — 1,34.10-5 — в металлоносных термальных рассолах рифта Красного моря (Lupton et al., 1977). На том же уровне, как мы уже видели, находятся значения ³Не/⁴Не в вулканических районах зоны перехода. Можно добавить, что сходный порядок величины этого отношения характеризует подводные базальты океанических хребтов (Крылов и др., 1974; Craig, Lupton, 1976). Он же наблюдается в алмазах Кимберли, в некоторых исследованных ксенолитах ультраосновных пород, а иногда и в молодых наземных лавах (Мамырин и др., 1974; Толстихин и др., 1972, 1976; Takaoka, Ozima, 1977; Kaneoka et al.,

² В радиоактивных минералах встречаются величины ³He/⁴He<1.10⁻¹⁰ (Хлопин, Герлинг, 1949).

1977; Saito et al., 1977) и даже, как отмечалось выше, в некоторых термопроявлениях вулканических районов внутриконтинентальных мобильных поясов и рифтовых зон. Опираясь на все эти данные, можно с большой уверенностью полагать, что на современной стадии геологической эволюции в мантии содержится гелий с изотопным отношением ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He} = (3\pm1)\cdot10^{-5}$. Установленные «коровый» и «мантийный» эмпирические пределы вариаций изотопного состава современного земного гелия хорошо согласуются с теоретическими расчетами (Толстихин и др., 1975).



вым потоком q

Сплошной линией показана линия регрессии («сокращенная главная ось», по Миллеру и Кану, 1965), пунктирными — границы доверительной зоны линии регрессии. Число точек в каждом квадрате сетки (поля корреляции) характеризует частоту встречаемости соответствующих значений ³Не/⁴Не в данном диапазоне значений q. Оцифрованные точки соответствуют выборкам, перечисленным в табл. 2, имея координатой по оси абсцисс среднее значение наблюдаемого q в данной структуре

На рис. 4 ясно видно, что тенденции изменения в геологическом времени изотопного состава гелия подземных флюидов и теплового потока совершенно аналогичны, и оба параметра достигают абсолютного регионального минимума в одних и тех же древнейших тектонических элементах земной коры. Для выяснения непосредственного соотношения между этими двумя параметрами мы сопоставили их величины, наблюдаемые в одних и тех же конкретных пунктах разных геотектонических провинций (398 пар значений). Корреляционный анализ выявил между этими параметрами тесную положительную связь ($\eta_{x/y} = \eta_{y/x} = 0,72$), позволил аппроксимировать ее прямой линией и описать аналитически выражением (³He/⁴He) $\cdot 10^{-8} = e^{6 q - 5, 2 \pm 0, 2}$, где q — величина наблюдаемого кондуктивного теплопотока в ЕТП. Графически эта зависимость представлена на рис. 5.

Для тех же структурно-тектонических подразделений, в которых нами статистически установлены средние значения ³Не/⁴Не, ранее независимо уже были определены аналогичным образом средние значения наблюдаемого теплового потока (Поляк, Смирнов, 1968; Смирнов, 1968: Тепловой режим..., 1970, и др.). Их интересно сопоставить с «гелиевыми» значениями теплового потока, вытекающими из найденной зависимости (см. табл. 2, рис. 5). В тектонически стабильных регионах те и другие оказываются весьма близкими — совпадающими в пределах точности оценок. Но в мобильных поясах они различаются, и притом закономерным образом. В отрицательных структурах как альпийского пояса, так и зоны перехода средние наблюдаемые значения теплопотока ниже «гелиевых», а в положительных выше. Это легко объяснить тем, что в мобильных поясах, как известно, имеют место нестационарные возмущения геотермического поля из-за вертикального перемещения земных масс, отчего в областях интенсивного прогибания и осадконакопления тепловой поток через поверхность Земли уменьшается, а в поднимающихся и эродирующихся блоках коры — увеличивается. Именно с этим связано наличие двух ветвей в кривой изменения наблюдаемого теплового потока в тектонически мобильных поясах (см. рис. 4). На изотопный состав гелия ни эти процессы, ни другие геотермически сходные факторы, вызывающие дисперсию наблюдаемых значений теплового потока в одной и той же геотектонической провинции (форма рельефа, изменения климата, «контрастная теплопроводность», циркуляция подземных вод), повлиять не могут. Поэтому «гелиевые» значения теплового потока (которые можно оценить по средней для данного региона величине ³Не/⁴Не, пользуясь найденным соотношением) ближе к истинной величине глубинного теплового потока, чем средние из реально наблюдаемых в самых верхних горизонтах коры его величин. По результатам прямых геотермических измерений истинную величину глубинного теплопотока можно оценить, лишь введя в данные наблюдений поправки, учитывающие скорость тех или иных процессов, теплофизические свойства пород, генерацию — поглощение в них тепла, морфологию геологических тел и т. п., что в ряде случаев весьма затруднительно. Такие исправленные значения, когда их удается получить, гораздо лучше согласуются с оценками по средней величине ³He/⁴He.

Область существования найденной связи, как ясно из вышеизложенного, физически ограничена выявленным диапазоном возможных величин ³He/⁴He в геологических объектах — $(3\pm1)\cdot10^{-5}$ в мантийном гелии и $(2\pm1)\cdot10^{-8}$ в чисто коровом. Поэтому описывающая ее линия в принципе должна асимптотически приближаться к этим предельным уровням. Тем самым поле связи должно фактически быть ограниченным и по второму параметру — по величине теплового потока. Из рис. 5 видно, что таким границам (зонам вырождения зависимости) отвечают интервалы значений теплового потока, примерно равные $1,0\pm0,1$ и $2,2\pm\pm0,1$ ЕТП.

Из наблюдений, однако, известны значения теплового потока, выходящие за этот диапазон. Их, очевидно, следует связывать не с общей причиной геотермической и геохимической (изотопно-гелиевой) специфики разных геотектонических провинций, а с особенно сильным действием некоторых из перечисленных выше факторов, вызывающих дисперсию наблюдаемых значений теплового потока. Например, конвективный перенос тепла подземными водами может в интервале наблюдений вообще снижать кондуктивный теплопоток до нуля или увеличивать его в несколько раз.

ГЛУБИННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЧИНЫ УСТАНОВЛЕННОЙ ВЗАИМОСВЯЗИ

Итак, в соответствии с высказанными ранее представлениями (Роlak et al., 1976) проведенный анализ выявил закономерную связь между изотопным составом гелия подземных флюидов и региональным тепловым потоком. Синхронный характер изменения обоих параметров в геологическом времени ясно показывает, что их величины в двух разных аспектах — геохимическом и геофизическом — характеризуют один и тот же самый общий геологический процесс — процесс тектогенеза. Поэтому разумные представления о природе движущих сил этого процесса должны обязательно удовлетворять найденной зависимости как объективному комплексному граничному условию. Ее геохимическая сторона однозначно указывает на то, что процесс тектогенеза связан с массопотоком из мантии, выносящим из нее остаточный первичный ³Не. С другой стороны, геотермические данные не позволяют думать, что этот массопоток может состоять из одного мантийного гелия: отток последнего оценивается лишь в 2,6·10⁶ at/cm²·cek в среднем (Толстихин и др., 1975) и, несмотря на очень высокую теплоемкость гелия, ни в коей мере не способен энергетически обеспечить наблюдаемый вынос глубинного тепла в мобильных поясах. При установленной связи единственным агентом, способным обеспечить и транспортировку гелия, н нужные масштабы теплопереноса, может быть лишь силикатное вещество мантии. Попробуем определить наиболее реалистическую из альтернативных качественных моделей такого мантийного тепломассопотока, различающихся предположениями о степени его постоянства в истории Земли и его исходном составе.

Первой напрашивается гипотеза о постоянном (непрерывном) и равномерном по всей площади земного шара восходящем потоке мантийных дериватов при различной контаминации содержащегося в них гелия. Эта гипотеза противоречит прежде всего геотермическим данным — если бы мантийная добавка в наблюдаемые кондуктивные теплопотери была, как следует из этой гипотезы, всюду одинаковой, то из-за большей концентрации радиоактивных элементов в древних структурах континентальной коры и соответствующих различий в коровой теплогенерации дифференциация поля теплового потока должна была бы быть обратной существующей.

Другое альтернативное предположение — некоторое уменьшение интенсивности мантийного тепломассопотока по мере удревнения структур при соответствующем «разбавлении» коровым гелием. Тогда, если мантия гомогенна по изотопному составу содержащегося в ней гелия, следовало бы ожидать различий между регионами прежде всего по частоте встречаемости мантийных значений ³He/⁴He≈3·10⁻⁵, поскольку проницаемость коры варьирует не так уж сильно. Непонятно, например, почему в этом случае такие значения ³Не/⁴Не наблюдаются только в Исландии и притом даже не всегда в Срединной неовулканической рифтовой зоне. Представляется, что по крайней мере в магмоподводящих каналах вулканов современных островных дуг скорость подъема мантийных флюндов должна быть не менее высокой, чем в Исландии, и вполне достаточной, чтобы эти флюиды могли избежать загрязнения коровым гелием. К тому же и содержание урана и тория в коре этих структур относительно понижено. Допущение же о гетерогенности мантии по изотопному составу гелия под разными структурами (ее «старении») противоречит факту повышения величины ^зНе/⁴Не в подземных флюндах при тектоно-магматической активизации древних блоков коры — вплоть до появления субмантийных значений порядка 10⁻⁵ в современных континентальных рифтах, рассекающих очень древние блоки коры.

Третья возможная модель предполагает импульсный характер тепломассопотока из гомогенной по гелию мантии. Такие импульсы происходят не глобально, а только в пределах тектонически мобильных поясов, привнося в верхние горизонты Земли мантийное вещество и тепловую энергию, обеспечивающую процесс тектогенеза. Каждый импульс, естественно, проявляется не мгновенно, а длится некоторый промежуток времени, отвечающий периоду тектоно-магматической активности в регионе. После прекращения мантийного импульса привнесенное им избыточное, т. е. не израсходованное в тектонических процессах тепло постепенно вследствие тепловой инерции эвакуируется из сформировавшейся коры кондуктивным теплопотоком, и синхронно с этим в породах и флюидах коры снижается значение отношения ³He/⁴He из-за невосполнимой диссипации остаточного мантийного ³Не при постоянной генерации радиогенного "Не. Полное стирание геотермических и изотопногелиевых следов мантийного импульса выражается в одновременном снижении величины обоих параметров до стабильного минимального уровня, который можно назвать континентальным фоном. Согласно полученным данным, на современной стадии геологической эволюции такие фоновые значения ³He/⁴He и теплового потока составляют примерно $(2\pm 1) \cdot 10^{-8}$ и 1.0 ± 0.1 ЕТП соответственно. Такая модель импульсного мантийного тепломассопотока как причины тектогенеза наиболее удовлетворительно согласуется с наблюдаемым распределением величины ³Не/⁴Не в подземных флюидах и кондуктивных теплопотерь через поверхность Земли и объясняет полученную между ними корреляционную зависимость. Эта модель поддерживается и другими геофизическими данными, анализируя которые, Т. Джордан (Jordan, 1978) и другие исследователи приходят к выводу о глубокой дифференциации мантии под древними платформами, выражающейся в существовании мощных, до 200 км и более, «корней континентов». Такие «корни», естественно, должны предельно затруднять восходящую миграцию гелия из более глубоких зон, где еще сохранился первичный космический ³Не.

Представление о континентальном фоне позволяет иначе, чем прежде, подойти к оценке геоэнергетического эффекта тепломассопотока из мантии в геологических структурах континентов и переходных зон. Ранее считалось, что его масштабы определяются здесь только современной вулканической и гидротермальной деятельностью, с продуктами которых выносится не более 2% общих потерь глубинного тепла. Теперь, очевидно, в таких структурах мантийному тепломассопотоку можно приписать ответственность за превышение регионального кондуктивного теплопотока над уровнем континентального фона. В таком случае с ним оказывается связанным более 15% наблюдаемых на площади этих структур кондуктивных теплопотерь.

Данные об изотопном составе гелия могут помочь общему уточнению относительного вклада мантийных и коровых источников энергии в планетарные теплопотери. Согласно предварительной, весьма ориентировочной оценке, эти вклады близки к независимо определенным ранее (Толстихин и др., 1975) долям гелия с «мантийным» и «коровым» изотопным составом в общем его потоке из недр Земли. Детальный анализ последнего вопроса выходит, однако, за рамки этой статьи. Не исчерпаны пока и все возможности тектонической интерпретации данных об изотопном составе земного гелия, и дальнейшие его определения, несомненно, дадут новые важные сведения.

Литература

Аветисьянц А. А., Макаренко Ф. А., Сергиенко С. И. Тепловой поток в Закавказье. Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 3. Бондаренко В. Н. Статистические решения некоторых задач геологии. М., «Недра», 1970. Воронов А. Н., Прасолов Э. М., Тихомиров В. В. Соотношения радиогенных изотопов аргона в газовых залежах.— Геохимия, 1974, № 12.

- Герлинг Э. К. Миграция гелия из минералов и пород. Тр. Радиевого института им.
- В. Г. Хлопина АН СССР, 1957, т. VI. Герлинг Э. К., Мамырин Б. А., Толстихин И. Н., Яковлева С. С. Изотопный состав гелия в некоторых горных породах.— Геохимия, 1971, № 10.
- Герлинг Э. К., Толстихин И. Н., Мамырин Б. А., Ануфриев Г. С., Каменский И. Л., Прасолов Э. М. Новые исследования изотопной геохимии гелия. — Докл. I Междунар. геохим. конгресса. М., «Наука», 1972, т. 1.
- Герлинг Э. К., Толстихин И. Н., Друбецкой Е. Р., Левковский Р. З., Шарков Е. В., Козаков И. К. Изотопы гелия и аргона в породообразующих минералах. -- Геохимия, 1976, № 11.
- Каменский И. Л., Якуцени В. П., Мамырин Б. А., Ануфриев Г. С., Толстихин И. Н. Изотопы гелия в природе.— Геохимия, 1971, № 8. Каменский И. Л., Прасолов Э. М., Тихомиров В. В. О ювенильных компонентах в при-
- родных газах Сахалина.— Геохимия, 1974, № 8. Каменский И. Л., Лобков В. А., Прасолов Э. М., Бескровный Н. С., Кудрявцева Е. И.,
- Ануфриев Г. С., Павлов В. П. Компоненты верхней мантии Земли в газах Камчатки.— Геохимия, 1976, № 5.
- Карта теплового потока территории СССР и сопредельных районов, м-б 1:10 000 000. ГИН АН СССР — ГУГК СМ СССР, М., 1978.
- Кононов В. И., Мамырин Б. А., Поляк Б. Г., Хабарин Л. В. Изотопы гелия в газах гидротерм Исландии. — Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 1.
- Кононов В. И., Поляк Б. Г. Геотермальная активность. В кн.: Исландия и срединноокеанический хребет (глубинное строение, сейсмичность, геотермия). М., «Наука», 1977.
- Кропоткин П. Н. Основные проблемы энергетики тектонических процессов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 5.
- Крылов А. Я., Мамырин Б. А., Хабарин Л. В., Мазина Т. И., Силин Ю. А. Изотопы гелия в коренных породах дна океанов.— Геохимия, 1974, № 8.
- Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Тепловое поле Карпат и некоторые вопросы геотермии.-В сб.: Энергетика геологических и геофизических процессов. Тр. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 46.
- Ломоносов И. С., Мамырин Б. А., Прасолов Э. М., Толстихин И. Н. Изотопный состав гелия и аргона в некоторых гидротермах Байкальской рифтовой зоны. Геохимия, 1976, № 11. Лысак С. В., Зорин Ю. А. Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны. М., «Нау-
- ка», 1976.
- Макаренко Ф. А., Смирнов Я. Б., Сергиенко С. И. Глубинный тепловой поток и тектоническое строение Предкавказья. — Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 4.
- Мамырин Б. А., Толстихин И. Н., Ануфриев Г. С., Каменский И. Л. Аномальный изо-
- топный состав гелия в вулканических газах.— Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 5. Мамырин Б. А., Ануфриев Г. С., Каменский И. Л., Толстихин И. Н. Определение изотопного состава гелия в атмосфере. — Геохимия, 1970, № 6.
- Мамырин Б. А., Герасимовский В. И., Хабарин Л. В. Изотопы гелия в породах рифтовых зон Восточной Африки и Исландии.— Геохимия, 1974, № 5.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый слой» земной коры островных дуг. М., «Наука», 1975.
- Масиренков Ю. П. Плотность теплового потока и глубина залегания магматического очага под вулканом Эльбрус.— Бюл. вулканол. станций, 1971, № 47. М., «Наука».
- Матвеева Э. С., Толстихин И. Н., Якуцени В. П. Изотопно-гелиевый критерий происхождения газов и выявления зон неотектогенеза (на примере Кавказа).- Геохимия, 1978, № 3.
- Международная тектоническая карта Европы, м-б 1:2500000. М., АН СССР ГУГК CCCP, 1964.
- Миллер Р. Л. и Кан Дж. Статистический анализ в геологических науках. М., «Мир», 1965.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Пущаровский Ю.М., Шлезингер А.Е., Штрейс Н.А. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты). Геотектоника, 1976, № 5.
- Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Тепловой поток на континентах. Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 1.
- Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов.— Геотектоника, № 4, 1968.
- Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Тепловой режим Земли.— «Природа», 1970, № 5. Прасолов Э. М., Лобков В. А. Об условиях образования и миграции метана (по изотопному составу углерода).— Геохимия, 1977, № 1.
- Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964.
- Смирнов Я. Б. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии.— Геотектоника, 1968, № 6. Смирнов Я. Б. Земной тепловой поток и проблемы энергетики геосинклинали.— В сб.:
- Энергетика геологических и геофизических процессов. Тр. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 46.

Статистические методы при геохимических поисках месторождений. ИМГРЭ, М., 1973. Тектоническая карта Евразии. М-6 1:5000000. М., ГИН АН СССР - ГУГК МГИОН CCCP, 1966.

Тектоническая карта фундамента территории СССР. М-б 1:5000000. АН СССР - МГ СССР. Всес. НПО «Аэрогеология» МГ СССР, М., 1974.

- Тепловой режим недр СССР (отв. ред. Ф. А. Макаренко и Б. Г. Поляк). Тр. ГИН АН СССР, 1970, вып. 218.
- Толстихин И. Н., Азбель И. Я., Хабарин Л. В. Изотопы легких инертных газов в мантин Земли, коре и атмосфере.— Геохимия, 1975, № 5. Толстихин И. Н., Мамырин Б. А., Хабарин Л. В. Аномальный изотопный состав гелия
- в некоторых ксенолитах.— Геохимия, 1972,, № 5. Толстихин И. Н., Мамырин Б. А., Басков Е. А., Каменский И. Л., Ануфриев Г. С., Су-
- риков С. Н. Изотопы гелия в газах термальных источников Курило-Камчатской вулканической области. --- В сб.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972₂.
- Толстихин И. Н., Прасолов Э. М., Яковлева С. С. Происхождение изотопов гелия и аргона в минералах камерных пегматитов Волыни. — Зап. Всес. минералог. о-ва, 1974, ч. СІП, вып. 1.
- Толстихин И. Н., Друбецкой Е. Р. Изотопные отношения ³Не/⁴Не и ⁴Не/⁴⁰Аграя в породах земной коры.— Геохимия, 1975, № 8. Толстихин И. Н., Друбецкой Е. Р., Эрлих Э. Н., Мамырин Б. А. К вопросу о происхож-
- дении кислых вулканических пород Камчатки.— Геохимия, 1976, № 7.
- Толстихин И. Н., Верховский А. Б., Друбецкой Е. Р. Распространенность изотопов гелия в «недиссипирующей атмосфере».-- Геохимия, 1977, № 8.
- Хлопин В. Г., Герлинг Э. К. Новые данные в геохимии инертных или благородных газов.— Докл. АН СССР, 1949, т. 69, № 6.
- Якуцени В. П. Геология гелия. Л., «Недра», 1968.
- Якуцени В. П., Тихомиров В. В., Каменский И. Л., Мамырин Б. А., Хабарин Л. В. Изотопы гелия в природных газах. В сб.: Проблемы геологии и ресурсов гелия (Тр. ВНИГРИ, вып. 298). Л., 1971. Якуцени В. П. Динамика современной дегазации Земли по данным гелиево-изотопного
- критерия. В сб.: Дегазация Земли и геотектоника. М., ГИН АН СССР, 1976.
- Advances in Earth and Planetary Science: Terrestrial Rare Gases (edit. by E. C. Alexan-der a. M. Ozima), Tokyo Univ. Press, Japan, 1978, v. 3. Craig H., Clarke W. B., Beg M. A. Excess ³He in deep water on the East Pacific Rise.—
- Earth and Planet Sci. Lett., 1975, v. 26, No. 2.
- Craig H., Lupton J. E. Primordial neon, helium hydrogen in oceanic basalts .- Earth and
- Planet. Sci. Lett., 1976, v. 31, No. 3. Horibe Y., Craig H. Helium-3 in Hakone hot springs. US Japan Seminar on rare gas abundance and isotopic constraints on the origin and evolution of the Earth's atmosphere, 1977, June 28 - July 1, Kowakien Hotel, Hakone National Park.
- Jenkins W. J., Clarke W. B. The distribution of ³He in the Western Atlantic ocean.- Deepsea Res., 1976, v. 23, No. 6.
- Jordan T. H. Composition and development of the continental tectosphere. «Nature», v. 274, no. 5672, 1978.
- Kaneoka I., Takaoka N., Aoki K. Rare gases in the mantle derived rocks and minerals: its significance on the evolution of the terrestrial atmosphere. US - Japan Seminar on rare gas abundance and isotopic constraints on the origin and evolution of the
- Earth's atmosphere, 1977, June 28 July 1, Kowakien Hotel, Hakone National Park. Lupton J. E., Welss R. F., Craig H. Mantle helium in the Red Sea brines.— Nature, 1977, v. 266, No. 5599.
- Polak B. G., Kononov V. I., Tolstikhin I. N., Mamyrin B. A., Khabarin L. V. The helium isotopes in thermal fluids .-- In: Thermal and chemical problems of thermal waters (edit. by A. J. Johnson). Intern. Assoc. of Hydrological Sci., 1976, Publ. 119.
- Saito K., Basu A. K., Alexander E. C. Mantle derived amphibole. US Japan Seminar on rare gas abundance and isotopic constraints on the origin and evolution of the Earth's atmosphere, 1977, June 28 - July 1, Kowakien Hotel, Hakone National Park.
- Takaoka N., Ozima M. Rare gases in diamond. US Japan Seminar on rare gas abundance and isotopic constraints on the origin and evolution of the Earth's atmosphere,
- 1977, June 28 July I, Kowakien Hotel, Hakone National Park.
 Tolstikhin I. N. A Review: Some Recent Advances in Isotope Geochemistry of Light Rare Gases. «Advances Earth Planetary Sciences: Terrestrial Rare Gases» (ed. by E. C. Alexander a. M. Ozima), Tokyo Univ. Press, Japan, 1978, v. 3.
 Wakita H., Fujii N., Matsuo S., Notsu K. Helium degassing as an indicator for a diapiric content of the second second
- magma International Geodynamics Conference «Western Pacific» and «Magma genesis», Tokyo, March 13-17, 1978, Abstracts of papers, part 2, p. 338.

Геологический институт АН СССР

Геологический институт Кольского филиала АН СССР Геологический институт Коми филиала АН СССР

Статья поступила 8 декабря 1978 г.

ţ

Сентябрь — Октябрь

УДК 551.243.8

А. В. ЧЕКУНОВ, В. Г. КУЧМА

ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА РАЗЛОМОВ

По данным ГСЗ на юге Европейской части СССР исследована структура «корней» глубинных разломов. Разломы образуют разновозрастные системы с упорядоченным положением сместителей. Большинство разрывов наклонено, вертикальные довольно редки. Горизонтальные смещения по разломам со временем нарастали. Наибольшие общие деформации земная кора претерпевала на рубежах крупнейших тектонических мегациклов. Все геологические структуры обладают глубинной асимметрией. Чем сильнее она выражена, тем больше в верхах коры проявляются моновергентность. латеральные перемещения, шарьирование и др. Тектонические обстановки на различных глубинных уровнях могут быть как однотипными по всему разрезу коры (только сжатие или растяжение), так и противоположными на разных этажах (и сжатие, и растяжение). В верхней части коры разрывов больше, а их амплитуды меньше, чем в низах коры, однако общая величина разрывной деформации, количественно определяемая новым параметром — показателем тектонической раздробленности, в стабильных районах одинакова. В активных сейсмических районах раздробленность мантии выше, чем коры, степень отличия может служить мерилом сейсмического «потенциала» регионов. Глубинные разломы зарождаются в мантии, в коре они существенно релаксируются и видоизменяются, создавая ансамбли менее значительных нарушений. Предложены механизмы, объясняющие установленные эмпирические закономерности.

Земная кора, как известно, разбита трещинами, или разломами, на блоки, глыбы, пластины, плиты и т. п. Сейчас это общепринятое представление. Его отдельные аспекты, однако, в том числе принципиальные и существенно важные, во многом еще не решены и требуют изучения. Недостаточно ясно, в частности, каково строение глубоких «корневых» частей разломов, какие разрывы, вертикальные или латеральные, доминируют, являются определяющими, в каких зонах литосферы и в силу каких причин возникают и как (при негоризонтальных сместителях) сверху вниз или, наоборот, из глубины к поверхности — развиваются. Литература (Белоусов, 1975; Жданов, 1964; Иванова, 1964; Магницкий, 1965; Муратов, 1975; Мусатов, 1964; Пейве, 1956, 2, 1967; Половинкина, 1969; Субботин и др., 1968; Суворов, 1968, 1973; Хаин, 1963, 1973; Хорева, 1964; Шейнманн, 1967, и др.) полна противоречивых высказываний по этим вопросам.

Решить их пытаются главным образом на материалах приповерхностной геологии, поскольку глубинной геофизической информации, особенно в частных региональных ситуациях, как правило, недостаточно. При определении глубинности разломов обычно руководствуются данными о петрографическом составе пород, выведенных в зону разлома магматическим или тектоническим путем, сведениями о размещении очагов землетрясений, из которых особое внимание привлекают глубокофокусные, представлениями о взаимосвязи протяженности разрывов с глубиной их проникновения в литосферу, а также другими косвенными признаками и общими соображениями. На основе этих материалов определялись различные трактовки глубинности, места, причин появления, структуры и динамики развития разломов.

Увязка петрографического состава пород, развитых в зонах разрывов, с трехслойной петролого-геофизической моделью земной коры (осадки + «гранит» + «базальт»), подстилаемый ультраосновной мантией, привела к разделению разломов по глубине проникновения на три главных группы: гипоглубинные (до мантии), мезоглубинные (до «базальта») и эпиглубинные (до «гранита») (Суворов, 1968, 1973), или, в другой терминологии, фемические (перидотитового уровня), симатические (базальтового уровня) и сиалические (гранитного уровня) (Иванова, 1964; Хорева, 1964). Отмечалось (Суворов, 1968, 1973), что глубинные разломы всегда выражены на поверхности, проникают в земную кору только до определенных глубинных уровней и лишь некоторые из них достигают мантии, где затухают. Согласно взглядам некоторых исследователей (Мусатов, 1964), образование магматических очагов в мантии происходит в результате снятия давления в зонах приходящих сверху «сквозных» разломов. Этой причиной объясняется (Шейнманн, 1967) появление базальтовых расплавов в волноводе Гутенберга (астеносфера). Подъем расплавов к поверхности, их излияние, а также существование глубоких очагов землетрясений связываются с разломами, которые «проникают в глубину», заходя нередко в верхние слои мантии (Белоусов. 1966, 1975).

Геофизики и некоторые петрологи высказывают иную точку зрения, согласно которой глубинные разломы возникают в мантии. «...Зарождаясь в краевых частях зон сжатия или расширения подкоркового вещества на глубинах, измеряемых сотнями километров, процесс, формирующий глубинные разломы, развивается вверх, приводя в конечном итоге к разрывам земной коры...» (Субботин и др., 1968, стр. 129). Активные физико-химические процессы в мантии, сопровождающиеся значительным выделением энергии и обуславливающие интенсивные движения, магматизм и метаморфизм геосинклиналей, ведут «...к дроблению коры, к образованию... глубинных разломов...» (Магницкий, 1965, стр. 79). В работе Ю. Ир. Половинкиной (1969) появление магмы на глубине и возникновение разломов, по которым она затем поднимается к поверхности, объясняются действием единой причины и общностью или близостью места и времени образования.

В определенной степени «компромиссными» являются представления (Хаин, 1973), в соответствии с которыми наиболее благоприятные условия для возникновения разрывов существуют в консолидированной коре (особенно в «гранитном» слое). Отсюда разломы могут проникать как в осадочный слой, так и в верхнюю мантию; в первом случае разломы «растут» снизу вверх, во втором — сверху вниз (Хаин, 1973). Наряду с этим выделяются локализованные в осадочном и гранитно-гнейсовом слоях мелкие нарушения, обусловленные складчатостью или обстановкой растяжения (сбросы), а также сверхглубинные (зарождающиеся на глубинах 400—700 км в слое D мантии), подастеносферные и астеносферные разломы, могущие проникать в литосферу снизу.

Имеется большое количество работ, в которых одни и те же авторы высказывают противоречивые и даже взаимоисключающие суждения о том, где и почему возникают разрывы и как они развиваются. Приведенный краткий обзор существующих взглядов достаточно наглядно иллюстрирует состояние вопроса.

Для его решения, несомненно, большое значение имеют данные о структуре глубоких внутрикоровых и мантийных частей разломов. В последние годы в результате глубинных сейсмических исследований методом ГСЗ такие данные получены. В самых разных по геологической природе регионах структура коры освещена на всю глубину, в ней выделены основные границы раздела, определены скоростные модели, прослежены многочисленные разрывные нарушения. Эти материалы, еще недавно разрозненные и несистематические, ныне вполне достаточны



Рис. 1. Схема элементов залегания основных разломов юга Европейской части СССР 1—3— падение разломов, активно проявлявших себя до рифея (1), в байкальском и герцинском этапах (2), в альпийском этапе (3) (длина стрелок обратно пропорциональна углу падения разломов; см. масштабную стрелку); 4— вертикальное падение разломов; 5— разломы, активные в протогее, 6— в рифее, 7— в палеозое, 8— в мезозое — кайнозое; 9— граница Восточно-Европейской платформы

для представительного анализа структуры и глубинности разломов, выяснения места их зарождения и особенностей формирования. Особенно благоприятна обстановка на юге Европейской части СССР, где по сети из 24 профилей ГСЗ общей протяженностью 8300 км проведены непрерывные детальные наблюдения, позволившие исследовать не только общие, но и частные особенности строения коры и верхов мантии (Соллогуб, 1967; Соллогуб, Чекунов, 1970, 1971, 1975,; Чекунов, 1972, и др.). Проанализируем их применительно к разломам. При этом будем использовать только данные по повсеместно уверенно прослеженным опорным границам: поверхности фундамента и разделу Мохоровичича (M), общая протяженность которых на изученных разрезах составляет соответственно 5370 и 7100 км⁴.

Определение наклонов, или углов падения, разломов, рассекающих земную кору, обычно сопряжено со значительными трудностями. Действительно, если в верхней, доступной непосредственному наблюдению части коры этот элемент залегания нарушения определяется достаточно надежно, то положение сместителя на больших глубинах, как правило, остается неясным. В то же время очевидно, что с глубиной может существенно меняться не только величина угла, но и направление падения разлома. При наличии данных о положении и структурных особенностях глубоких «корневых» частей нарушения задача получает решение.

Из рис. 1 видно, что на юге Европейской части СССР разломы образуют в целом несогласные друг с другом разновозрастные системы (Чекунов, 1967,), в пределах которых направления падения разрывов впол-

¹ Из рассмотрения исключена поверхность кристаллического цоколя Украинского щита. Она практически обнажена и сильно денудирована, вследствие этого приподнятые крылья разломов срезаны и амплитуды вертикальных смещений по ним не могут быть определены уверенно.



Рис. 2. Гистограммы углов падения разломов юга Европейской части СССР: *а* — всех возрастов, *б* — дорифейских, *в* — байкальских и герцинских, *е* — альпийских

не закономерны. Так, дорифейские разломы субмеридиональной ориентировки на западе территории имеют восточные, а на востоке — западные падения. Область разграничения и перемены направления падения приурочена к раннепротерозойской геосинклинальной системе Большого Кривого Рога и прилегающим к ней участкам Украинского щита. Подобная щиту смена направления падения разломов наблюдается и по профилю ГСЗ, проходящему вдоль наиболее прогнутой центральной части Днепровско-Донецкого авлакогена. Это, в частности, подтверждает наличие под авлакогеном древнего, дорифейского субстрата, аналогичного Украинскому щиту (конечно, переработанного и видоизмененного), дорифейскую датировку заложений основных поперечных разрывов авлакогена и правомерность соединения под ним раннепротерозойских структур Украинского щита и Воронежского массива (Соллогуб и др., 1975). Данные ГСЗ вдоль Горного Крыма также соответствуют отмеченной закономерности.

Байкальские и герцинские диагональные разрывы Днепровско-Донецкого авлакогена падают навстречу друг друга, образуя типичную систему краевых сбросов области растяжения. На север (Причерноморье) и северо-восток (Предкарпатье) падают разломы шва, разграничивающего древнюю Восточно-Европейскую платформу и Средиземноморский складчатый пояс. В тех же направлениях ориентированы глубинные альпийские разрывы Карпат, Крыма, Большого Кавказа и северной периферии Черноморской впадины. Для разрывов неогея юга Европейской части СССР вообще характерна северная и северо-восточная направленность падения. В пределах Западной Украины совпадают направления падения разломов всех возрастов (рис. 1). По-видимому, это связано с тем, что здесь разломы неогея широко использовали в своем развитии структурные особенности ранее существовавших нарушений.

Статистический анализ углов падения разломов рассматриваемой территории показывает, что большинство из них наклонено, хотя и весьма круто, строго вертикальные разрывы сравнительно редки (рис. 2). Не исключено, что пологих разломов больше, чем показано на рисунке, возможности метода ГСЗ в обнаружении подобных нарушений ослабевают по мере увеличения наклона сместчтеля. Рассмотрение гистограмм углов падения разломов разного времени развития обнаруживает закономерное уменьшение средних значений этих углов, наименьших у альпийских разрывов Средиземноморского складчатого пояса. Это явление указывает на возможное общее нарастание в ходе геологической истории горизонтальной компоненты движений по разломам.

Наряду с преобладанием наклонных разрывов характерной особенностью строения земной коры является глубинная асимметрия геологических структур. Ярко выраженная глубинная асимметрия была обнаружена около 10 лет назад под горными сооружениями Карпат, Динарид и Крыма (Соллогуб, Чекунов, 1966, 1967, 1970). Дальнейшие исследования показали, что это явление не аномально, а свойственно практически всем изученным структурам. Оно лишь не всегда очевидно и подчас для наиболее «правильно» построенных структур обнаруживается лишь после получения достаточно большого фактического материала.

До сих пор, например, не было известно, что глубинная структура Днепровско-Донецкого авлакогена асимметрична. Между тем это так. Из рис. 3, основанного на девяти разрезах ГСЗ, поперечных к авлакогену, хорошо видно, что южный краевой разлом палеозойского грабена закономерно и существенно круче северного. Гипсометрическое положение фундамента в зонах краевых разломов различно, при этом на юге он в целом располагается выше, чем на севере. Глубина до фундамента в северной краевой части палеозойского грабена на всех разрезах ГСЗ. кроме одного, больше, чем в южной. Большая прогнутость фундамента северной части грабена относительно южной хорошо согласуется с особенностями размещения в нем разновозрастных осадочных комплексов (Разницын, 1975). Общая мощность консолидированной части земной коры к северу от грабена закономерно меньше, чем к югу от него, такие же соотношения наблюдаются и внутри грабена между его северной и южной краевыми частями. Отмеченные элементы проявления глубинной асимметрии суммированы на схематизированном рис. 3, ∂ , представляющем собой, таким образом, обобщенную «среднестатистическую» модель земной коры Днепровско-Донецкого авлакогена.

В целом установлено, что чем сильнее выражена глубинная асимметрия геологических структур, тем больше в приповерхностных зонах коры проявляются моновергентность структурных форм, латеральное перемещение горных масс, их шарьирование и т. д.

Вертикальные перемещения по наклонным разрывам, какими являются большинство разломов земной коры, непременно сопровождаются горизонтальными смещениями, перпендикулярными простиранию нарушений. При этом в случае падения сместителя под приподнятое крыло разлома происходит перекрытие разделенных нарушением блоков, в случае падения сместителя под опущенное крыло их раздвигание. Первый случай соответствует обстановке сжатия, второй — растяжения. Исходя из этих очевидных соображений по многочисленным материалам ГСЗ и КМПВ, была сделана попытка на уровне опорных границ — фундамента и раздела M — выделить основные зоны сжатия и растяжения в земной коре юга Европейской части СССР и затем, опираясь на геологические данные о времени активного проявления разрывов, соответственно датировать эти зоны. Соответствующие рисунки приведены в работе (Чекунов, Кучма, 1978).

По фундаменту рельефно выделяется несколько зон сжатия и растяжения. Днепровско-Донецкий авлакоген в целом, включая складчатую часть Донецкого бассейна, представляет собой единую область рифейско-палеозойского растяжения, обрамленную нормальными краевыми сбросами. Внутри авлакогена по фундаменту не обнаружено проявлений сколько-нибудь существенного тангенциального сжатия. Вдоль южной и юго-западной границ Восточно-Европейской платформы проходит зона мезозойско-кайнозойского сжатия, обусловленная наклонным падением разломов под платформу. Над этой зоной расположились Предкарпатский прогиб и главные грабены Причерноморско-Кубанской впадины.



Рис. З. Глубинная асимметрия Днепровско-Донецкого авлакогена: а-обзорная схема расположения профилей ГСЗ (нумерация условная): І-Киев-Гомель, II-Яготин-Батурин, III — Пирятин — Талалаевка, IV — Царичанка — Богодухов, — Синельниково — Чугуев, VI — Шевченко — Близнецы, VII — Ногайск — Константиновка — Сватово, VIII — Новоазовск — Титовка, IX — Батайск — Милютинская; б углы падения (α⁰) краевых разломов авлакогена на разре-ГСЗ: 1 — южный раз-3ax 2 — северный; лом. *в* глубины до фундамента (h) по разные стороны краевых разломов авлакогена: 1 и 1'-южного (соответственно на борту и в грабене), 2 и 2'- северного (то же); г -- мощность консолидированной части земной коры (Н) по разные стороны краевых разломов авлакогена. 1', 1, 2 и 2' — то же, что и на предыдущем графике; добобщенная модель земной коры авлакогена: 1 — осадочный слой, 2 — поверхность фундамента, 3-раздел М, 4краевые разломы.

7*5 0*°

Ш

T ₽ Ш

70,5

3 5

д

км - ЮВ

Воронежский

массив г

Рифейско-палеозойское растяжение проявилось на Волыно-Подольской плите, мезозойско-кайнозойское — на южном склоне Украинского щита. Обстановка сжатия характерна для Карпат, Горного Крыма и Кавказа, растяжения — для Закарпатского прогиба, Скифской плиты, Индоло-Кубанского прогиба и Черноморской впадины.

По разделу М Днепровско-Донецкий авлакоген разделяется на два сегмента: северо-западный, соответствующий Днепровскому грабену, под которым в отличие от фундамента наблюдается сжатие, и юго-восточный, Донецкий, где, как и по фундаменту, отмечается преобладающее растяжение. Сочетание растяжения в верхах и сжатия в низах консолидированной коры под Днепровским грабеном, по-видимому, удовлетворительно может быть объяснено ее общим утонением с образованием «шейки» растяжения (Чекунов, 1967₂), вверху которой происходило обрушение коры, а снизу, под действием напора глубинных масс, — подъем мантийного материала. Под Донецким сегментом первоначально обстановка, надо полагать, была аналогичной. Последующие изменения произошли позднее, когда в конце палеозоя здесь началось формирование зачаточного «корня» гор (Чекунов, 1970). Причины и механизм этих изменений недостаточно ясны, очевидно лишь, что они связаны с действием какого-то глубинного внутримантийного источника, находившегося на неизученных пока глубинах. Общая обстановка преобладающего растяжения консолидированной коры, сложившаяся под Донецким бассейном к концу палеозоя, каким-то образом сочеталась с образованием складчатости в его осадочной толше.

Под Украинским щитом, в районе Коростенского плутона и Подольского блока, по разделу *М* отмечаются зоны древнего дорифейского растяжения (Чекунов, Кучма, 1978). Весь Кировоградский блок характеризуется обстановкой сжатия. По аналогии с северо-западным сегментом Днепровско-Донецкого авлакогена можно предположить, что в верхней части консолидированной коры в конце протогея здесь, над областью сжатия по разделу *М*, существовали субмеридиональные структуры растяжения, обусловившего повышенную проницаемость коры. С этим, возможно, связано образование характерных для Кировоградщины и Криворожья рудных ассоциаций.

В зоне Средиземноморского складчатого пояса данных о сжатии и растяжении по разделу *M* пока недостаточно для выявления закономерностей, можно говорить только о сложных сочетаниях и мозаичной картине. Лишь на участке сочленения Восточно-Европейской платформы с Карпатами и, может быть, со Скифской плитой в Предкавказье намечаются зоны общего сжатия.

Статистический подсчет количества разломов сжатия и растяжения и суммарных амплитуд тангенциальных смещений по ним в целом для фундамента и раздела *M* показал, что растяжение земной коры Украины в общем было существенно бо́льшим, чем сжатие.

Для количественной оценки величины разрывной деформации земной коры в вертикальных профильных сечениях, каковыми, в частности, являются разрезы ГСЗ, использовалось ранее введенное (Чекунов, Кучма, 1977) понятие показателя тектонической раздробленности *N*. Для случая наклонных разломов, которых в коре большинство, оно было уточнено и аналитически приобрело вид

$$N = K (\overline{A}_{\text{верт.}} + \overline{A}_{\text{гор.}}),$$

где K — коэффициент нарушенности (количество нарушений на единицу длины) границы (Валеев, 1970), $\overline{A}_{верт}$ и \overline{A}_{rop} — средние амплитуды вертикальной и горизонтальной компонент смещения по разрывам. Использование показателя N и определяющих его параметров представляет большой интерес, поскольку позволяет получить и сопоставить количествен-



Рис. 4. Зависимость общей тектонической раздробленности земной коры и определяющих ее параметров от глубины H: а — коэффициент нарушенности K (1 — поверхность фундамента, 2 — раздел M). Цифры на графике — разрезы ГСЗ: 1 — Могилев-Подольский — Таганрог; 2 — Винница — Голованевск; 3 — Хмельницкий — Рава-Русская (VIII международный профиль); 4 — Воронежский массив — Черное море (I международный профиль + профиль 17 м); 5 — Чернигов — Долина — Берегово (III международный профиль); 6 — Яготин — Батурин; 7 — Пирятин — Талалаевка; 8 — Царичанка — Богодухов; 9 — Синельниково — Чугуев; 10 — Гуляй Поле — Горловка; 11 — Воронежский массив — Синоп (профиль Ногайск — Сватово + профили 28 и 29 м); 12 — Новоазовск — Ворошиловград — Титовка; 13 — Батайск — Милютинская; 14 — Полтава — Элиста; 15 — Кушевская — Федоровская; 16 — Чоп — Рудки; 17 — Чоп — Великий Бычков; 18 — черноморские профили 25 и 26 м; 19 — Севастополь — Керчь;

б — амплитуда вертикальных смещений (Аверт.);

в — амплитуда горизонтальных (Агор.) смещений по разломам: 1 — растяжения, 2 — сжатия



Рис. 5. Региональное распределение общей тектонической раздробленности земной коры и определяющих ее параметров:

а — коэффициента нарушенности К (1 — поверхность фундамента, 2 — раздел М);
 б — средних амплитуд вертикальных A_{верт}. и горизонтальных A_{гор}. смещений по разломам (вертикальные смещения: 1 — поверхности фундамента, 2 — раздела М; горизонтальные: 3 — поверхности фундамента, 4 — раздела М);
 в — общего показателя тектонической раздробленности N (1 — поверхность фундамен-

в — общего показателя тектонической раздробленности N (1 — поверхность фундамента, 2 — раздел М). Буквы на графиках — регионы: а — раннепротерозойские геосинклинали Украинского щита, б — раннепротерозойские платформенные и срединные массивы,
 в — Волыно-Подольская плита, г — Днепровско-Донецкая впадина, д — Донецкий бассейн, е — Скифская плита, ж — Крым, з — Карпаты, и — Черноморская впадина

ные данные о величине тектонической раздробленности земной коры на различных глубинных уровнях и в различных регионах.

Из рис. 4 видно, что коэффициент К или плотность разломов в верхней части консолидированной коры рассматриваемой территории в 1,7 раза больше, чем в ее основании, т. е. в фундаменте больше разрывных нарушений, чем в разделе *M*.

Амплитуда разломов, наоборот, в низах коры больше, чем в ее верхней части. В пределах последней вертикальные смещения $A_{верт}$ по разрывам не превышают 5—6 км, при этом в диапазоне глубин 0—25 км наблюдается даже некоторое снижение значений. Картина резко меняется в низах коры: при переходе к мантии амплитуды вертикальных перемещений по разломам быстро возрастают, достигая местами 15— 17 км. В среднем они в 2,7 раза больше, чем по поверхности фундамента. При гораздо меньших абсолютных значениях близкие (в 3 раза больше) соотношения свойственны горизонтальным смещениям $A_{гор}$ по наклонным разрывам. Хорошо видно, в частности (рис. 4, в), что в земной коре рассматриваемой территории смещения растяжения значительно (примерно в 1,5 раза) преобладают над сжатием. Амплитуды нарушений в верхней части консолидированной коры с приближением к ее поверхности в целом увеличиваются ненамного, амплитуды разломов в основании коры с глубиной нарастают разительно быстро.

При региональном анализе рассматриваемых параметров видно (рис. 5), что при переходе от платформенных к геосинклинальным условиям они нарастают. Показатель N² максимален в альпийской структуре Карпат, альпийском орогене Крыма и раннепротерозойских геосинклинальных зонах Украинского щита. Здесь он существенно больше, чем в районах иного — байкальского, герцинского, киммерийского — времени консолидации. Это позволяет заключить, что наибольшие деформации

² Даже если предположить, что вследствие снижения с глубиной разрешающей способности метода ГСЗ группы отдельных сравнительно небольших разрывов на уровне раздела M объединяются в квазиединые более крупные нарушения и тем самым вносится определенная погрешность в значение коэффициента K для этой границы, полученная величина показателя N все равно останется той же самой. Это связано с тем, что подобные искажения K естественно влекут за собой обратные вариации \overline{A} , а их произведение не меняется. Показатель N, таким образом, весьма надежен, он нечувствителен к влиянию указанных ошибок в определении K, не завнсит от глубины залегания границы и позволяет объективно оценить и сопоставить вертикальную тектоническую раздробленность горизонтов.

земная кора претерпевала, очевидно, в конце протогея и неогея, т. е. на рубежах крупнейших тектонических мегациклов.

Для Карпат и Крыма в отличие от остальных структур свойственна резкая разница в показателях $\overline{A}_{верт.}$, $\overline{A}_{гор.}$ и N фундамента и раздела M. Эти регионы аномальны. В них мантия раздроблена намного сильнее, чем кора, амплитуды смещений в основании коры по сравнению с фундаментом особенно велики (в 5—7 раз больше), эти регионы имеют ярко выраженную глубинную асимметрию и высокую сейсмичность. Для сравнения отметим, что во всех остальных излученных структурах показатели N фундамента и раздела M равны (рис. 5, θ).

Приведенная совокупность данных однозначно, на наш взгляд, свидетельствует о том, что тектонически активна мантия, она воздействует на земную кору и обусловливает ее движения и деформацию. Глубинные разломы зарождаются в мантии. Проникая снизу в кору, они существенно релаксируются, видоизменяются, «дисперсно рассеиваются», ветвясь и создавая сочетания менее значительных по амплитуде нарушений. Не все глубинные разломы, большинство из которых наклонено, достигают поверхности кристаллического субстрата; там, однако, вследствие изгибов и дифференцированных движений возникают системы производных трещин, постепенно затухающих с глубиной. В верхней части коры разломов больше, а амплитуды смещений по ним меньше, чем в низах коры. В ныне спокойных консолидированных районах общая величина разрывной деформации верхов мантии и коры между тем одинакова. Иная картина в «живущих» районах (Карпаты, Крым). В них «возбужденная» тектонически активная мантия генерирует энергию в земную кору. Тектонический импульс идет снизу вверх, вызывая в коре механические деформации. Сначала они охватывают ее непосредственно расположенную над мантией часть; на этой стадии между верхними и нижними этажами коры возникают резкие различия в амплитудах смещений по разломам и общей величине разрывной деформации. Под Крымом И Карпатами процесс продолжается, вызывая сейсмические сотрясения. После его окончания, как и в других более древних регионах, показатели тектонической раздробленности мантии и верхов коры должны сравняться. Наблюдающееся сейчас различие этих показателей является мерилом сейсмического «потенциала» рассматриваемых регионов; из рис. 5, в видно, что у Крыма он больше, чем у Карпат.

Тем самым по экспериментальным материалам подтверждено и развито положение, высказанное ранее на основе теоретической концепции: «...встречающееся довольно часто в геологической литературе выражение о "проникновении" разломов на большую глубину не соответствует действительному положению вещей. Глубинные разломы не проникают на большие глубины, они возникают, зарождаются на большой глубине, а затем, развиваясь вверх, достигают земной коры и разрывают всю ее толщу» (Субботин и др., 1968, стр. 130). Полученным результатам созвучны также представления, согласно которым, «...зародившись на некоторой глубине, землетрясения постепенно поднимаются вверх... механическая освобождающаяся энергия как бы поднимается вверх по зоне глубинных землетрясений. Землетрясения начинаются на глубине и поднимаются все выше, пока освобождающаяся энергия не подойдет к поверхности Земли» (Шейнманн, 1967, стр. 60). Последовательное перемещение магматических очагов по зонам глубинных разломов из мантии в «базальтовый» и затем «гранитный» слои земной коры является одной из характерных особенностей развития геосинклиналей (Жданов, 1964; Иванова, 1964; Хорева, 1964, и др.). Расщепление глубинного разлома на ряд подчиненных разрывов широко распространено (Белоусов, 1975). Эти данные подкрепляют сделанные выводы.

Итак, активная мантия. В ней происходят физические и химические процессы и перемещения вещества, воздействующие на земную кору и



Рис. 6. Поле напряжений, возникающих в земной коре над идеализированным мантийным очагом, в котором происходит плавление или кристаллизация материала (рассчитано Я. Б. Сигаловым) а, б, в — изолинии главных нормальных напряжений σ_1^* , σ_2^* и σ_3^* ; г, д—траектория соответственно главных нормальных и касательных напряжений (линии потенциальных разрывов); е-изолинии главных касательных напряжений $\tau^*_{макс}$

,

обусловливающие ее тектонические движения. Эти движения глубинного происхождения проявляются обычно на большой площади, в верхней части коры при этом возникают свои, в существенной мере производные от глубинных, деформации.

Допустим, что в мантии, на глубине около 100 км, в общем соответствующей астеносферному слою, существует некоторая область (очаг). в которой с постоянной скоростью идет плавление (или кристаллизация). Физико-химические процессы в очаге вызывают в окружающей среде нормальные и касательные напряжения. Математическое моделирование ситуации и расчет поля напряжений (рис. 6) выполнены Я. Б. Сигаловым (Чекунов и др., 1977). Анализ поля показывает, что при плавлении за счет нормальных напряжений сперва непосредственно над очагом. а затем все далее вверх, постепенно уменьшая амплитуду, развиваются радикальные трещины (рис. 6, а, г). За счет касательных напряжений могут возникать также сколы. При кристаллизации давление на земную кору становится отрицательным, распределение напряжений соответственно меняется на обратное тому, которое существовало при избыточном давлении в очаге. В такой обстановке происходит как закрытие трещин, возникших при плавлении, так и образование концентрических (за счет нормальных напряжений, рис. 6, г) и новых, но иначе наклоненных, радиальных (за счет главных касательных напряжений, рис. 6. ∂) разрывов. Радиальные трещины при этом также развиваются от очага, т. е. снизу вверх, постепенно снижая амплитуду. Возникают условия, способствующие обрушению или опусканию отдельных блоков коры. Приведенные расчеты хорошо удовлетворяют отмеченным выше эмпирическим особенностям разломов: их преимущественно наклонному положению и уменьшению амплитуды по мере перехода из мантии в кору. Из рис. 6, е видно, что максимальные касательные напряжения ослабевают от очага к поверхности, однако вблизи нее закономерность нарушается и появляются участки увеличения касательных напряжений. Их значения между тем существенно меньше, чем вблизи очага. Поскольку количество разрывов пропорционально величине максимальных касательных напряжений (Гзовский, 1975), это обстоятельство не позволяет объяснить большее количество разломов в верхах фундамента по сравнению с разделом М, связав ее просто с непосредственным воздействием глубинного очага.

Дело обстоит сложнее. Возможно, что появление в приповерхностной зоне коры большего, чем на глубине, количества разрывов, уменьшающих свою вертикальную амплитуду сверху вниз, обусловлено следующими обстоятельствами. Кристаллическая кора расслоена, но она состоит не из однородных цельных «гранитного», «базальтового» и еще какихлибо других слоев, как еще недавно думали, а из сложного и прихотливого сочетания множества тел различных размеров, формы и состава, сочетающихся в разрезе и в целом, при общем нарастании с глубиной «базальтовой» компоненты, определяющих дробную расслоенность коры (Чекунов, 1972_{1.2}, и др.). Средняя часть коры, соответствующая глубинам 10—25 км, обладает, по-видимому, некоторыми специфическими особенностями. Именно здесь обычно выделяется или выделялся раздел Конрада, коровый сейсмический волновод Гутенберга (1963) приурочен к этим же глубинам, во многих регионах при ГСЗ здесь наблюдаются слои с пониженными скоростями, и, наконец, как мы видели, именно к этому диапазону глубин сверху, от поверхности фундамента, и снизу, от раздела М, уменьшаются амплитуды разрывов. Вполне возможно, что средняя часть коры имеет некоторые специфические особенности (Ботт, 1974), а слагающий ее материал обладает эффективно повышенными пластическими свойствами. Наконец, переход от коры к мантии (раздел М) в большинстве регионов происходит через сложные и весьма мощные переходные зоны, переслаивание твердого и эффективно пла-

3*
стического вещества в которых достаточно правдоподобно (Чекунов, 1972, и др.).

Имеются, таким образом, данные, позволяющие представить земную кору как набор чередующихся в разрезе твердых («жестких») и частично пластичных («мягких») слоев, образующих в совокупности «плиту», лежащую на эффективно пластическом основании. Под «жесткими» понимаются такие слои, для которых выполняются условия обычной теории пластин и оболочек. В «мягких» слоях имеют место существенные отклонения от указанных условий. Поперечные сдвиги и относительные удлинения нормалей играют преобладающую роль. Гипотеза Кирхгофа заменяется предположением о равномерном законе распределения этих деформаций по толщине «мягкого» слоя. При деформациях «жесткие» и «мягкие» слои способны расслаиваться и проскальзывать относительно друг друга по разделяющим их поверхностям (Чекунов, и др., 1977).

При неравномерной скорости плавления (кристаллизации) материала в мантийном очаге на подошве коры возникает переменное давление (Сигалов, 1977). Под его действием кора вынужденно движется. При сложной слоистой структуре коры движения должны обусловить эффект поверхностного коробления. Этот эффект, генерируемый переменным давлением в мантийном очаге, объясняет дифференцированные перемещения и изгибы верхних частей земной коры, сопровождаемые появлением большого количества затухающих с глубиной производных трещин, непосредственно не связанных с достигающими поверхности глубинными разломами. Согласно исследованиям в области механики разрушения (Черепанов, 1974), во фронтальной части последних, идущих снизу, из мантии, в ходе развития происходит линейный сток энергии, поток которой в направлении роста разлома увеличивается по мере ускорения процесса. После достижения некоторой определенной величины темпа разламывания должно произойти ветвление нормального разрыва и появление вместо него двух или более трещин. Наконец, при поверхностном короблении теоретически возможно также возникновение частных разломов внутри коры, развивающихся вверх, разрывающих фундамент и проникающих в осадочный чехол. В совокупности приведенные материалы удовлетворительно объясняют большее количество разрывов верхней части консолидированной коры по сравнению с ее основанием.

Представляется, что описанные эмпирические особенности разрывов земной коры, их геологическая трактовка и тектонофизическая интерпретация имеют общее принципиальное значение.

Литература

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.

- Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., «Недра», 1975.
- Ботт М. Внутреннее строение Земли. М., «Мир», 1974.
- Валеев Р. Н. Разломы кристаллического фундамента и их роль в формировании структур осадочного чехла. В кн.: Выявление и трассирование разломов по геофизическим аномалиям Волго-Камского края. Казань, «Недра», 1970. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., «Наука», 1975.
- Гутенберг Б. Физика земных недр. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Жданов В. В. Черты магматизма глубинных разломов подвижных поясов В кн.: Глубинные разломы. М., «Недра», 1964. Иванова Т. Н. Роль глубинных разломов в формировании структурно-фациальных зон
- юга Алтае-Саянской области и распространение в их пределах магматических образований. — В кн.: Глубинные разломы. М., «Недра», 1964. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли М., «Недра», 1965.
- Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М., «Наука», 1975.
- Мусатов Д. И. Проблема магмообразования и глубинные разломы. В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., «Наука», 1964.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. І.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1.

Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов. II.-Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 3.

Пейве А. В. Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, 1967, № 5.

Половинкина Ю. Ир. Тектоно-магматические циклы и мегациклы. В кн.: Геологическое строение СССР, т. 5. Основные проблемы геологии. М., «Недра», 1969.

Разницын В. А. Днепровско-Донецкий авлакоген. — Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 4. Сигалов Я.Б.К определению возможного механизма знакопеременных движений зем-

ной поверхности. — Геофиз. сб. АН УССР, вып. 77. Киев, «Наукова думка», 1977. Соллогуб В. Б. Результаты глубинных сейсмических зондирований на Украине. - В кн.:

Геофизические исследования строения земной коры Юго-Восточной Европы, гл. 5. М., «Наука», 1967. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. О строении земной коры в районе Горного Крыма.—

Докл. АН УССР, 1966, № 9. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Поверхность Мохоровичича в Советских Карпатах и при-

легающих районах.— Докл. АН УССР, 1967, сер. Б, № 6.

- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. и др. Основные результаты и проблемы изучения глубинного строения земной коры Украины сейсмическими методами. - Геофиз. сб. АН УССР, вып. 38. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Результаты глубинного сейсмического зондирования по странам. Украинская Советская Социалистическая Республика.- В кн.: Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии). Киев, «Наукова думка», 1971. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Глубинное строение и эволюция земной коры.— В кн.:

Проблемы физики Земли на Украине. Киев, «Наукова думка», 1975.

Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павловский В. И. Геолого-геофизическая реконструкция раннепротерозойского тектонического плана юга Европейской части СССР. Геол. ж., 1975, т. 35, вып. 2.

Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Мантия Земли и тектогенез. Кнев. «Наукова думка», 1968. Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.,

«Наука», 1968.

Суворов А. И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., «Недра», 1973. Хаин В. Е. Глубинные разломы. Основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры (исторический обзор).— Изв. вузов. Сер. геол. и разведка, 1963, № 3.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.

Хорева Б. Я. Петрологические особенности зон смятия и характер связи их с глубинными разломами. — В кн.: Глубинные разломы. М., «Недра», 1964.

Чекунов А. В. Особенности строения земной коры юга Европейской части СССР. Сов. геология, 1967₁, № 12.

Чекунов А. В. О механизме образования структур типа авлакогена (на примере Днепровско-Донецкой впадины).— Геотектоника, 1967₂, № 3.

Чекунов А. В. Эволюция земной коры в процессе развития герцинских геосинклинальных прогибов юга Европейской части СССР.— Геотектоника, 1970, № 1.

Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Кнев, «Наукова думка», 1972₁.

Чекунов А. В. «Кризисные» явления в ГСЗ.— Геофиз. сб. АН УССР, вып. 48. Киев. «Наукова думка», 1972₂.

Чекунов А. В., Кучма В. Г. О тектонической раздробленности земной коры. Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 6. Чекунов А. В., Кучма В. Г. Реконструкция зон сжатия и растяжения в земной коре

Украины по структурным особенностям разломов.— Докл. АН УССР, 1978, сер. Б., № 9.

Чекунов А. В., Кучма В. Г., Сигалов Я. Б. Некоторые принципиально важные свойства разломов.— Геофиз. сб. АН УССР, вып. 77. Киев, «Наукова думка», 1977.

Черепанов Г. П. Механика хрупкого разрушения. М., «Наука», 1974.

Шейнманн Ю. М. Некоторые черты связей магмы и тектоники.— Геотектоника, 1967, **№** 5.

Институт геофизики им. С. И. Субботина Киев

Статья поступила 23 августа 1978 г. Сентябрь — Октябрь

1979 r.

УДК 551.242.52(4)

т. қ. янбухтин

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ЮТЛАНДСКОГО И ВОСТОЧНО-ЭЛЬБСКОГО МАССИВОВ В ОСНОВАНИИ СРЕДНЕЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛИТЫ

Интерпретация поля силы тяжести центральной части Среднеевропейской плиты, основанная на предварительном учете гравитационного влияния большей части платформенного чехла, убедительно свидетельствует о пространственной взаимосвязи Ютландского и Восточно-Эльбского докембрийского срединного массива, разделяющего каледонскую складчатую зону на две ветви.

Проблема строения складчатого основания Среднеевропейской плиты находится в центре дискуссии, в которой принимают участие многие геологи Советского Союза, ГДР и ПНР. Среди посвященных этой проблеме публикаций, датированных 1974—1977 гг., можно отметить работы В. А. Буша и др. (1973, 1976₁), В. В. Глушко и др., (1974), Ф. Г. Гурари (1975), Г. Х. Дикенштейна и др. (1975), М. В. Муратова (1975), Е. Зноско и др. (1977), В. Е. Хаина (1977), в которых высказывается ряд зачастую противоречивых точек зрения на возраст и строение складчатого основания этой территории.

При рассмотрении данной проблемы важное значение придается вопросу о геологической природе крупных гравитационных и магнитных аномалий, фиксируемых в пределах этой области. Наиболее крупные комплексные аномалии такого рода приурочены к Ютландскому и Восточно-Эльбскому массивам (Дикенштейн и др., 1975), рассматривающимся в качестве крупных блоков консолидированного основания региона.

В 1968 г. А. А. Богдановым была высказана идея о пространственной связи этих массивов. Как писал А. А. Богданов, «в юго-восточном направлении этот (Ютландский, — Т. Я.) массив, видимо, продолжается в пределы северной части территории ГДР, что хорошо подтверждается не только гравиметрической характеристикой этой площади, но и палеогеографическими реконструкциями». Однако в последующих публикациях, в том числе в работах 1974—1977 г., представления А. А. Богданова не нашли своего дальнейшего развития. Практически на всех схемах районирования складчатого основания этой территории Ютландский и Восточно-Эльбский массивы пространственно разобщаются, причем одни исследователи (М. В. Муратов, В. Е. Хаин, Е. Зноско) относят их к принципиально различным тектоническим единицам, рассматривая Ютландский массив как часть Восточно-Европейской платформы, а Восточно-Эльбский массив — как часть области байкальской консолидации. Другие же (В. А. Буш, Г. Х. Дикенштейн, Л. Г. Кирюхин и др.) рассматривают указанные массивы в качестве разобщенных древних блоков, расположенных в пределах зоны каледонской складчатости.

Определенную роль в отходе от идей А. А. Богданова сыграли два обстоятельства: существенное различие позднепалеозойской и особенно мезозойско-кайнозойской истории развития этих массивов, когда Ют-



Рис. 1. Схема гравитационного поля с учтенным влиянием основной части платформенного чехла

1 — изоаномалы гравитационного поля (усл. ед.), исключено влияние осадочного чехла; 2 — изогипсы по кровле отложений красного лежня (по В. А. Бушу, Г. Х. Дикенштейну и др.); 3 — скважины, вскрывающие: а — докембрийский фундамент (Арн — Арнум, Гр — Гринштедт, Гл — Гламсбьерг); 6 — складчатые породы предположительно байкальского возраста (Вс — Вестерланд, Фл — Фленсбург); в — складчатые породы предположительно каледонского возраста (Нф. 1 — Нефлинг-1, Ре. 1 — Ренде-1, Сл. 1 — Слагельс-1, Арк — Аркона)

ландский массив оставался стабильным поднятием, а Восточно-Эльбский являлся центром погружения, а также неоднозначность интерпретации гравитационного поля.

Следует, однако, заметить, что анализ поля силы тяжести подобных территорий, резко дифференцированных по мощности осадочного чехла, направленный на изучение строения консолидированного основания, может производиться лишь после учета гравитационного влияния чехла, величина которого бывает весьма значительной (Гришин, Лотышев, 1974).

Опубликованные в последние годы карты мощности мезозойско-кайнозойских образований, слагающих большую часть платформенного чехла Среднеевропейской плиты (карты изогипс по кровле отложений красного лежня, Гурари, 1975; Дикенштейн и др., 1975), данные о плотности этих пород и ее зависимости от глубины (Kozera, 1976), а также о характере гравитационного поля этой территории (Ирбмайер, 1977; Siemens, 1953; Sorgenfrei, 1966) позволяют с достаточной для региональных построений точностью рассчитать гравитационный эффект основной части платформенного чехла и учесть его в наблюдаемом поле силы тяжести.

Определение гравитационного эффекта чехла было произведено по серии профилей, отстоящих один от другого на 25 км и ориентированных в северо-восточном направлении вкрест предполагаемого простирания структур фундамента и осадочного чехла. Расчеты производились с использованием палеток К. Ф. Тяпкина и осредненных значений плотности пород осадочного чехла. Полученная в результате расчетов схема аномалий гравитационного поля, приведенного к уровню допозднепермского основания, показана на рис. 1.

Как следует из полученных данных, гравитационные максимумы Ютландского и Восточно-Эльбского массивов отчетливо объединяются и образуют единую крупную аномалию северо-западной ориентировки шириной 100—150 и длиной более 450 км, выходящую к северо-западу за пределы изученной территории и, по-видимому, продолжающуюся до массива, приуроченного к впадине Девилс-Холл Южная (Буш и др., 1976,). В пределах общего контура гравитационного максимума расположены также все значительные магнитные аномалии области (Дикенштейн и др., 1975). Эти данные с большой степенью достоверности подтверждают представления А. А. Богданова о пространственной связи



Рис. 2. Схема расположения Ютландско-Восточно-Эльбского срединного массива *1* — область преимущественного развития докембрийских образований; 2 — область развития образования северной (IIa) и южной (IIб) ветвей Рюген-Поморской каледонской (?) складчатой области

Ютландского и Восточно-Эльбского массивов и образовании ими единого блока консолидированного основания, характеризующегося повышенной плотностью и магнитностью слагающих его пород. Таким образом, при построениях, направленных на изучение консолидированного фундамента этой территории, указанные массивы должны рассматриваться в качестве единого элемента геологического строения фунда-— Ютландско-Восточномента Эльбского массива, пространственное разобщение которого, а тем более отнесение к принципиально различным тектоническим единицам нельзя считать оправданным.

Анализ пространственного расположения буровых скважин, вскрывающих складчатое основание данной области (см. рис. 1), позволяет заключить следующее.

В центральной части Ютландско-Восточно-Эльбского гравитационного максимума расположены скважины Ариум, Гринштедт и Гламсбьерг, вскрывающие гнейсы докембрия (Sorgenfrei, 1966; Дикенштейн и др., 1975). Здесь же находятся скважины Вестерланд и Фленсбург, вскрывающие складчатые породы предположительно байкальского (Дикенштейн и др., 1975) возраста. К северо-востоку от максимума и за его пределами расположены скважины Аркона, Слагельс-1, Нефлинг-1 и Ренде-1, вскрывающие складчатые образования предположительных каледонид (Дикенштейн и др., 1975; Буш и др., 1976₁). Изложенное выше позволяет рассматривать не только Ютландский блок, но и весь Ютландско-Восточно-Эльбский массив в качестве единого древнего блока, сложенного «комплексом метаморфических пород..., подобных кристаллическим породам Южной Норвегии» (Богданов, 1968) и в различной степени затронутого последующими позднепротерозойскими и палеозойскими тектоническими преобразованиями.

Представление о докембрийском возрасте основания массива полностью согласуется также с высказываниями М. В. Муратова, В. Е. Хаина, Г. Х. Дикенштейна и других исследователей.

Касаясь состава пород, слагающих массив, необходимо указать на исследования Х. Раста (Rast, 1975), установившего в пределах расположенной на территории ПНР части Восточно-Европейской платформы образования, создающие аномалии физических полей, аналогичные вышеописанным. Это древние интрузии типа щелочных габбро- и габбро-амфиболитов, а также древние супракрустальные комплексы, представленные пироксеновыми гранулитами, гнейсами с амфиболитами и т. п.

Общая форма гравитационного максимума Ютландско-Восточно-Эльбского массива и характер его пространственного соотношения со скважинами Аркона, Слагельс-1, Нефлинг-1 и Ренде-1 позволяют считать более логичным его рассмотрение в качестве докембрийского срединного массива, расположенного в области каледонской консолидации (рис. 2) в свете представлений В. А. Буша, Г. Х. Дикенштейна и других исследователей. В соответствии с такой трактовкой, Рюген-Поморская каледонская складчатая зона может быть разделена на северную и южную ветви, огибающие срединный массив (см. рис. 2).

На варисцийском этапе развития Ютландско-Восточно-Эльбский массив представлял собой часть крупной единой области каледонской стабилизации, ограничивавшей с севера развитие варисцийской Рено-Герцинской геосинклинали.

В ходе позднепалеозойской и мезозойско-кайнозойской истории характер развития Восточно-Эльбской и Ютландской частей массива был различным (см. выше), чему способствовала активизация крупных разломов линии Варты (Буш и др., 1976,).

Судя по геофизическим данным, Ютландско-Восточно-Эльбский массив в целом может быть отнесен к типу «опущенных» срединных массивов (Хаин, 1973), представителями которых являются также Паннонский, Северо-Устюртский, Чу-Сарысуйский и другие массивы (Зайцев, 1976; Буш и др., 1976₂). Спецификой этих массивов является слабое проявление гранитоидного магматизма, что выражается, в частности, в высоком уровне гравитационного поля Ютландско-Восточно-Эльбского и Паннонского массивов и в пониженной мощности гранитно-метаморфического слоя (Восточно-Эльбская часть массива, Полшков и др., 1977).

Таким образом, интерпретация поля силы тяжести, основанная на учете гравитационного влияния основной части платформенного чехла, позволяет с новых позиций подтвердить представления А. А. Богданова о пространственной связи Ютландского и Восточно-Эльбского массива. Общая геолого-геофизическая ситуация в регионе свидетельствует в пользу рассмотрения его в качестве докембрийского срединного массива, разделяющего Рюген-Поморскую каледонскую складчатую зону на северную и южную ветви.

Литература

- Богданов А. А. О тектоническом строении западного угла Европейской платформы.-Вестн. Моск. ун-та. Геология, 1968, № 5.
- Буш В. А., Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г. О погребенной зоне каледонской складчатости вдоль юго-западного ограничения Восточно-Европейской платформы. -- Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 2.
- Буш В. А., Гарецкий Р. Г., Зиновьев А. А., Иванов Ю. А., Кирюхин Л. Г. Североморская палеозойская впадина Средней Европы. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы.
- Отд. геол., 1976₁, № 1. Буш В. А., Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г., Шлезингер А. Е. Срединные массивы фундамента молодых платформ Евразии и их чехлы. В кн.: Тектоника срединных мас-
- сивов. М., «Наука», 19762. Глушко В. В., Дикенштейн Г. Х., Шмидт К., Гольдебехер К. Районирование северной части территории ГДР по возрасту складчатого основания. — Сов. геология, 1974, **№** 5.
- Гришин М. П., Лотышев В. И. Плотностная характеристика пород и гравитационное влияние осадочного чехла Сибирской платформы. Ср. СНИИГГиМС. Новосибирск, вып. 196, 1974.
- Гурари Ф. Г. О нефтегазоносности пермских отложений Польско-Германского мегапро-
- гиба.— Сов. геология, 1975, № 1. Дикенштейн Г. Х., Соловьев Б. А., Хаин В. Е. К проблеме районирования Средней Европы по возрасту складчатого основания.— Геотектоника, 1975, № 3.

- Зайцев Ю. А. Казахстанско-Тяньшаньский эпикаледонский срединный массив как тектонотип массивов ранней консолидации. В кн.: Тектоника срединных массивов. М., «Наука», 1976.
- Зноско Е., Петренко В. С., Чирвинская М. В. Основные черты тектонического строения западной окраины Русской плиты и ее обрамления. — Вестн. Моск. ун-та. Геология, 1977, № 3.
- Ирбмайер Я. Вклад региональных геофизических методов в изучение глубинного строения Чехословакии. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев, «Наукова думка», 1977.
- Муратов М. В. Среднеевропейская плита и ее соотношение с Восточно-Европейской платформой.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1975, № 3.
- Полшков М. К., Померанцева И. В., Мозженко А. Н., Кернер Д., Ланге В., Крэгер Л. Некоторые данные о глубинном строении земной коры Северо-Германской впадины по материалам станций «Земля». В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев, «Наукова думка», 1977.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.
- Хаин В. Е. Некоторые проблемы структуры и тектонической истории Европы (в связи с составлением Международной тектонической карты Европы, второе изд.).-Вестн. Моск. ун-та. Геология, 1977. № 2.
- Kozera A. Analiza wynikow pomiarów gestości skal dia obsarów NW Polski.-- Prz. geol. 1976, т. 24, No. 9.
- Rast H. Das präkambrische Grundgebirge im Nordostteil der VR Polen und seine mögliche Bedeutung für die Klärung Stofflicher und syruktureller Probleme des Untergrunds der Norddeutsch-Polnischen Senke.— Z. geol. Wiss., 1975, Bd 3, No. 4. Siemens G. Die Schwerekarte der DDR. Freib. Forschungsh. C7, Leipzig, 1953.
- Sorgenfrei T. Strukturgeologischer Bau von Dänemark.- Geologie, 1966, Bd. 15, No. 6.

Статья поступила 25 июля 1978 г.

Сентябрь — Октябрь

УДК 551.243(477)

А. А. ГОЙЖЕВСКИЙ

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Украинский щит и его склоны рассечены многочисленными разломами, движения в зонах которых происходили в мезозое — кайнозое. Зоны разломов с наиболее интенсивными движениями выделяются как зоны тектонической активизации. Преобладающее простирание разломов широтное и меридиональное, реже встречаются разломы северо-западного и северовосточного направлений. Сеткой разломов обусловлено блоковое строение фундамента и осадочного чехла. Описываемые разломы возникли на платформенном этапе развития территории еще в позднем протерозое. По отношению к разломам геосинклинального этапа они являются новообразованиями и по своему положению не зависят от них. Движения в зонах разломов обусловливали распределение по площади различных осадочных толщ мезозоя — кайнозоя и фаций одновозрастных отложений. Этим самым они играли решающую роль в распределении во времени и в пространстве различных видов полезных ископаемых.

Украинский щит и его склоны рассекаются многочисленными разломами различных направлений и размеров — от локальных до глубинных. В большинстве случаев они выявлены при изучении внутреннего строения докембрийского фундамента и, за редкими исключениями (Семененко, 1963; Бабчук и др., 1966; Рябенко, 1970), изображаются на его картах без обозначения возраста. Вместе с тем к настоящему времени утвердилось представление о геосинклинальном и платформенном этапах развития территории Украинского щита. Поэтому следует различать и разломы геосинклинального и платформенного этапов. Первые закономерно связаны с докембрийскими складчатыми системами, вторые независимы от них. Разломы платформенного этапа возникали и развивались в жесткой, консолидированной среде по направлениям, не имеющим закономерной связи со складчатой структурой этой среды, что хорошо видно при рассмотрении геологических карт докембрийского фундамента Украинского щита. Можно, например, сослаться на такие широко известные разломы, как Звиздаль-Залесский, Девладовский и Конкский. К тому же для разломов, развивавшихся в геосинклинальных условиях, характерно залечивание трещин магматическим материалом, для платформенных же обычны зияющие, незалеченные трещины.

Платформенные разломы возникли в позднем протерозое и развивались на протяжении всего фанерозоя и проявляют себя до настоящего времени. Поэтому название настоящей статьи не означает, что здесь идет речь о каких-то особых мезозойско-кайнозойских разломах,— в ней излагаются данные о развитии платформенных разломов в мезозое — кайнозое, об их выраженности в мезозойско-кайнозойском структурном плане этого времени.

Содержащиеся в литературе сведения о разломах Украинского щита, проявлявших себя на платформенном этапе развития, в том числе и в мезозое — кайнозое, касаются лишь отдельных разломов или небольших районов (Ласкарев, 1905; Лучицкий, 1930; Ларин, 1936; Лунгерсгаузен, 1941; Бондарчук, 1959; Гавриш, 1957; Крутиховская, 1958; Носовский, 1958; Матвиенко, 1961; Виноградов, 1963; Великанов, 1969; Ермаков, 1965; Довгань, 1967; Майданович, 1969; Гойжевский, 1958, 1962, 1965, 1968, 1970, 1972, 1973, 1975, и др.).

Нами построена карта, отражающая мезозойско-кайнозойский структурный план Украинского щита и его склонов, выраженный как в строении фундамента, так и в рельефе поверхности его, в структуре осадочного чехла и в современном рельефе. На карте показаны разломы и блоки, развивавшиеся в мезозое — кайнозое. Общие представления об этом структурном плане были опубликованы ранее (Гойжевский, 1974, 2).

Для установления платформенных разрывных нарушений, развивавшихся в том числе и в мезозое — кайнозое, нами использованы следующие признаки:

А. Присущие строению фундамента и выраженные на геологических картах докембрия: 1 — прямолинейные границы разновозрастных комплексов пород, особенно, если один из них (или оба) формировался в платформенных условиях; 2 — прямолинейные границы областей развития пород различных фаций метаморфизма; 3 — узкие прямолинейные тела платформенных докембрийских магматических пород; 4 резкие изменения простирания пород вдоль прямых линий; 5 — мелкие тела позднепротерозойских и фанерозойских магматических пород.

Б. Признаки разломов, связанные со строением поверхности фундамента: 6 — прямые линии, вдоль которых происходит резкое изменение (обрывы) высоты фундамента; 7 — прямолинейные узкие полосы, разделяющие участки с различной высотой фундамента, соединенные пологими склонами; 8 — прямые линии, разделяющие участки горизонтальной и наклонной поверхностей (на границах щита); 9 — прямые линии, разделяющие участки с резко отличным наклоном поверхности фундамента (на склонах щита); 10 — прямые линии, разделяющие участки с различным простиранием изогипс поверхности фундамента; 11 — прямолинейные узкие полосы, разделяющие участки с различным характером древних (погребенных), водораздельных пространств; 12 — то же, с различной густотой древнего эрозионного расчленения; 13 — то же, с различной глубиной расчленения; 14 — прямолинейные протяженные древние долины (на поверхности фундамента); 15прямые линии, разделяющие участки с различной ориентировкой древних долин.

В. Признаки разломов в осадочном чехле щита: 16 — мощные протяженные линейные коры выветривания; 17 — локальные дислокации (разрывы, складки, флексуры); 18 — прямые линии и узкие полосы, разделяющие участки с различной высотой залегания одновозрастных отложений; 19 — то же, разделяющие участки с горизонтальным и наклонным залеганием толщ; 20 — то же, с разным наклоном; 21 — прямолинейные или близкие к ним границы участков с резко отличными суммарными мощностями осадочного чехла; 22 — то же, одновозрастных отложений; 23 — прямолинейные или близкие к ним границы распространения отдельных толщ; 24 — то же, фаций одновозрастных отложений.

Г. Признаки разломов, связанные с особенностями современного рельефа: 25 — изменение высоты поверхности, приуроченное к прямолинейным полосам; 26 — прямолинейные или близкие к ним границы участков с различным характером водораздельных пространств; 27 — то же, с различной густотой или глубиной эрозионного расчленения; 28 прямолинейные отрезки речных долин, особенно врезанных в кристаллические породы; 29 — резкие повороты долин, особенно врезанных в фун-

¹ В пределах отдельных блоков щита высота поверхности фундамента на древних водораздельных пространствах отличается значительной выдержанностью, поэтому эту поверхность можно считать горизонтальной.

дамент; 30 — перегибы продольного профиля рек; 31 — значительные локальные изменения высоты речных террас; 32 — прямолинейные или близкие к ним границы участков с различной ориентировкой речной сети; 33 — то же, с различной степенью заболоченности; 34 — различные локальные формы рельефа — прямолинейные песчаные гряды, мелкие заболоченные впадины и др.

Д. Гидрогеологические признаки: 35 — резко увеличенный дебит источников и скважин, вскрывающих породы фундамента; 36 — резко увеличенная минерализация тех же вод; 37 — значительная радиоактивность вод.

Во всех случаях разломы выделены по нескольким, а часто и многим признакам, накладывающимся на одну и ту же прямую линию или узкую полосу. И чем больше таких признаков для данного разлома, тем более достоверно его выделение.

Геофизические данные использовались в трансформированном виде, т. е. в виде геологических карт докембрийского фундамента, составлявшихся с учетом этих данных.

Среди многочисленных разломов, выраженных в мезозойско-кайнозойском структурном плане Украинского щита, выделяются разломы региональные, отличающиеся большой протяженностью; они пересекают весь щит и уходят за его пределы. Эти разломы разграничивают крупные блоки и глыбы, отделяют щит от его склонов или склоны от соседних регионов. Среди них преобладают меридиональные и широтные; меньшее значение имеют разломы северо-западного и северо-восточного направлений. Перечень разломов приведен в условных обозначениях к рисунку.

Большинство этих разломов показано на существующих к настоящему времени геологических картах докембрийского основания. Впервые выделены нами Броварской, Ерковецкий, Смелянский, Александрийский, Нововоронцовский, Никопольский, Талаковский, Лесичевский, Ладыжинский и Стульневский разломы; ранее изображались лишь отдельные фрагменты их. Кроме того, ряд разломов прослежен нами на большие расстояния (Усовский, Звиздаль-Залесский, Девладовский и др.). Изображение разломов на рисунке схематизировано, линии, которыми они изображены, отражают усредненное положение зон разломов, ширина которых составляет несколько километров, достигая иногда 15— 20 км.

Морфологически зоны разломов в докембрийском фундаменте выражены повышенной трещиноватостью кристаллических пород, наличием брекчий, густым расположением небольших параллельных друг другу разломов и т. д.; причем, как это уже отмечалось выше, трещины остаются незалеченными, зияющими. Частые следы смещений выражены штриховкой на стенках трещин, интенсивной мелкой раздробленностью пород, часто встречающимися глинками трения. Но в общем-то внутреннее строение зон разломов изучено плохо. Фрагменты их лишь иногда можно наблюдать в карьерах, еще реже в обнажениях, так как интенсивно раздробленные и перетертые породы, как правило, обнажений не дают. Еще меньше данных можно извлечь из керна.

Привлекая данные по внутреннему строению фундамента, можно сослаться на ряд примеров. Так, Усовский разлом разграничивает широтную Овручскую и меридиональную Белокоровичскую структуры и является западной границей площади развития пород коростенского комплекса пород. К Звиздаль-Залесскому разлому приурочена протяженная и мощная дайка габбро-диабаза, рассекающая коростенские граниты; южнее разлом разграничивает разновозрастные породы чудново-бердичевского и кировоградско-житомирского комплексов, породы гранулитовой и амфиболитовой фации метаморфизма. Первомайский разлом разграничивает так называемое Белоцерковско-Одесское геосинклиналь-



Схема разломов мезозойско-кайнозойского структурного плана Украинского щита. 1 — зоны тектонической активизации, 2 — разломы, 3 — территория Украинского щита, 4 — склоны щита.

Зоны тектонической активизации (буквы — в кружках; в скобках — название соответствующего разлома): А — Корецкая (Корецкий), Б — Звиздаль-Залесская (Звиздаль-Залесский), В — Остерско-Первомайская (севернее Днепра — Ерковецкий, южнее — Первомайский), Г — Смелянская (Смелянский), Д — Александрийская (Александрийский), Е — Запорожская (Белозерско-Утлюкский), Ж — Азово-Павлоградский (севернее Конкской зоны — Скелеватский, южнее — Азово-Павлоградский), З — Куйбышевская (Куйбышевский), И — Зачатьевская (Мануильский), К — Еланчикская (Еланчикский), Л — Северо-Украинская (между Прилукским и Норинским разломами), М — Андрушевская (Андрушевский), Н — Кременчугская (Вининицкий), О — Южная (западнее Первомайска — Девладовский, восточнее Днепра — Камышевахо-Павловский), П — Азовская (Мазовский), Р — Конкская.

Разломы (цифры в кружках): 1 — Усовский, 2 — Фастовский, 3 — Броварской, 4 — Нововоронцовский, 5 — Никопольский, 6 — Скелеватский, 7 — Коларовский, 8 — Талаковский, 9 — Припятский, 10 — Прилукский, 11 — Норинский, 12 — Коростенский, 13 — Волынский, 14 — Летичевский, 15 — Винницкий, 16 — Ладыжинский, 17 — Девладовский, 18 — Стульневский, 19 — Приазовский, 20 — Бугский, 21 — Верхнебугский, 22 — Самгородковский, 23 — Киевский, 24 — Сущано-Пержанский, 25 — Ужский, 26 — Ружинский.

Глыбы щита: I — Волынская, II — Подольская, III — Уманская, IV — Кировоградская, V — Среднеднепровская, VI — Волчанская, VII — Приазовский массив

ное ответвление и Кировоградский блок (Каляев и др., 1972). Куйбышевский и Мануильский разломы на Приазовском массиве разделяют площади развития пород различного возраста; в зонах их резко изменяются простирания пород. Волынский разлом является прямолинейной южной границей массива пород коростенского комплекса. Андрушевский разлом ограничивает с севера площадь развития чудново-бердичевского комплекса пород. С зоной Винницкого разлома связаны эффузивы Ильинцов, Ротмистровки, Болтышской впадины; Девладовский разлом определяет границу площадей развития кировоградских гранитов и чарнокитов средней части щита. С Конкским разломом связан Октябрьский массив щелочных пород на Приазовье, с Подольским — покров рифейских диабазов и т. д.

Приведенные примеры подтверждают высказанное выше представление о независимом по отношению к докембрийским складчатым системам положении разломов платформенного этапа развития территории. Они секут складчатые системы под самыми различными углами; редко параллельны или перпендикулярны им, пересекают на своем протяжении складчатые структуры разного возраста, разделяют блоки фундамента с различным уровнем среза и т. д. И именно с этими разломами связаны вертикальные движения блоков в фанерозое. В то же время те разломы, которые в своем возникновении и развитии закономерно связаны с докембрийскими складчатыми структурами, не обладают перечисленными особенностями; они, как правило, на платформенном этапе не развивались. Все это позволяет говорить о почти полном несовпадении структурных планов геосинклинального и платформенного этапов развития территории Украинского щита. В этом убеждают даже форма, простирание и ограничения самой огромной горстовой структуры, которой является сам щит. Они ни в какой степени не связаны с допозднедокембрийской структурой территории, сформировавшейся на геосинклинальном этапе развития.

Часть платформенных разломов, как это отмечалось выше, не показана на существующих сейчас картах докембрийских образований; они выделены нами по другим данным. Вполне понятно, что они рассекают и фундамент. То, что они не выявлены в нем, можно объяснить тем, что они рассекают однородные по физическим свойствам породы, что затрудняет их выявление даже геофизическими методами.

В большинстве случаев разломы, показанные на рисунке (и нередко более мелкие, не показанные на нем), разделяют блоки с различной высотой поверхности фундамента. В пределах собственно щита она изменяется от —450 до +320 м, т. е. на 770 м; это изменение происходит не равномерно и постепенно, а скачками в зонах разломов. Высоты изменяются от первых десятков метров до 50—120 м в зонах Звиздаль-Залесского, Ерковецкого, Смелянского, Скелеватского, Куйбышевского, Прилукского, Норинского, Андрушевского, Девладовского, Конкского и других разломов. Вместе с тем наблюдаются и более значительные амплитуды. Так, в зоне Ерковецкого разлома она местами достигает 200, Азово-Павлоградского — до 300, Еланчикского — до 200, Конкского до 500 м. При этом амплитуды значительно изменяются по простиранию разломов: у Звиздаль-Залесского — от 50 до 130 м, у Ерковецкого — 50—200, у Азово-Павлоградского — 100—300, у Конкского — 40— 510 м и т. д.

Сравнительно редки случаи, когда изменение высоты поверхности фундамента в зоне разлома реализуется в виде вертикального обрыва. Чаще это ступенчатое погружение, растягивающееся на несколько километров. Нередко же оно выражено флексурным перегибом поверхности фундамента. Характер такого перегиба не ясен. Вполне возможны как настоящие флексуры, так и флексуры кажущиеся, представляющие собой сочетание многочисленных малоамплитудных параллельных трещин. Такие разломы, как Корецкий, Подольский, Девладовский и ряд других, разграничивают территорию собственно щита и его склонов. Для щита характерно горизонтальное положение поверхности фундамента (в пределах древних водораздельных пространств); на склонах же щита она наклонена. Переход от горизонтальной поверхности к наклонной происходит именно в зонах разломов.

Разломы разграничивают блоки и группы их с различной густотой и глубиной древних долин. Последние обычно отличаются значительной прямолинейностью на протяжении многих десятков километров и располагаются в зонах разломов. Находят выражение разломы Украинского щита и в современной речной сети. С ними связаны многие отрезки речных долин, резкие изгибы их. На тех участках, где реки пересекают разломы, реки становятся порожистыми, а долины приобретают характер каньонов (р. Горный Тикич у с. Буки при пересечении Винницкого раз-

лома, с Южным Бугом в с. Мигия при пересечении Девладовского разлома и т. д.).

Зоны разломов часто обусловливают границы распространения осадочных толщ. Так, к Корецкому разлому приурочены границы распространения полесских, вендских, верхнемеловых и верхнеэоценовых отложений, со Звиздаль-Залесским связаны границы юрских, палеогеновых и среднемиоценовых, с Азово-Павлоградским и Конкским — меловых, палеогеновых и более молодых отложений и т. д.

Движения в зонах разломов обусловили также дислоцированность осадочного чехла Украинского щита, выраженную в различных уровнях залегания одновозрастных толщ соседних блоков. Они различаются на десятки, а иногда на 100—200 м. Так, если на Подольской глыбе среднесарматские отложения залегают на высоте 300—310 м, то на соседней Уманской глыбе высота их всего лишь 190—210 м; при этом фациальный состав отложений не меняется. Таких примеров можно привести множество (Гойжевский, 1977). Редко на границах блоков наблюдаются разрывы, обычно здесь развиты пологие флексуры.

Среди разломов особо важное значение имеют те, с которыми связаны наиболее значительные движения. Они разделяют глыбы, ограничивают щит и его склоны. Зоны таких разломов выделяются нами как зоны мезозойско-кайнозойской тектонической активизации. Так как им была посвящена специальная статья (Гойжевский, 1974₂), то мы ограничимся лишь перечислением и показом их на рисунке.

В начале статьи отмечалось, что разломы мезозойско-кайнозойского структурного плана Украинского щита возникли задолго до мезозоя. Так, например, к Подольской зоне приурочены рифейские эффузивы района Могилев-Подольского — Каменки. В Звиздаль-Залесской зоне на пересечении ее с Винницкой расположены ордовикские кислые эффузивы, а в южной зоне у границы с Донбассом развиты девонские эффузивы. Палеозойские движения в Днепровской зоне подтверждаются при уроченностью к ней границ распространения девонских и каменноугольных отложений и т. д.

В зонах многих разломов, точнее, в зонах активизации, в позднем протерозое и палеозое был широко развит магматизм. Поэтому они в то время являлись зонами тектоно-магматической активизации. Начиная с мезозоя, магматическая деятельность проявлялась изредка и на единичных участках, что позволяет в мезозойско-кайнозойском структурном плане выделять зоны только тектонической активизации.

Разломы платформенного этапа сыграли огромную роль в геологическом развитии территории Украинского щита и его склонов.

Прежде всего они обусловили появление той огромной горстовой структуры на юго-западе Восточно-Европейской платформы, которая и является Украинским щитом. Он четко ограничен Прилукским, Звиздаль-Залесским, Андрушевским, Киевским, Винницким, Днепровским, Конкским, Подольским и Корецким разломами. Этот контур, созданный упомянутыми разломами, замкнулся в раннем мелу. Территория внутри него существовала в условиях, характерных для щитов, задолго до этого времени, но собственно Украинский щит, имеющий совершенно определенную площадь и ограничения, следует считать структурой мезозойско-кайнозойской, альпийской.

Разломы расчленяют Украинский щит на многочисленные блоки различных рангов. Наиболее крупные из них выделяются нами как глыбы (Гойжевский, 1974₁) и показаны на прилагаемой схеме. Блоки и глыбы в мезозое — кайнозое испытывали неоднократные вертикальные перемещения различной интенсивности и знаков. При этом направления перемещений блоков менялись во времени. В настоящее время абсолютные высоты поверхности фундамента блоков на Украинском щите, как уже отмечалось, колеблются от +320 до —450 м. Уровни поверхности фундамента соседних блоков обычно отличаются на десятки, а нередко и на 100 м и более. Максимальные перепады высот достигают 500— 600 м. Соответствующим образом колеблются и высоты залегания осадочных толщ. Все это результат движений, происходящих в зонах разломов.

Установлено, что соотношение высот блоков менялось во времени. Так, сравнение глубин мезозойского эрозионного вреза показывает, что Среднеднепровская глыба в мезозое занимала значительно более высокое положение, чем Волынская; сейчас же последняя на 50—70 м выше первой. В среднем же эоцене, в эпоху интенсивного угленакопления, Среднеднепровская глыба располагалась еще значительно ниже, чем сейчас.

В соответствии с распределением высот блоков изменялись во времени площади областей сноса и седиментации, площади морской и континентальной седиментации, границы участков с различной фациальной обстановкой.

Так, сеноманские отложения на щите известны лишь на Коростенском и Володарско-Волынском блоках Волынской глыбы, на Белоцерковском, Жашковском и Бабанском блоках Уманской глыбы, на Корсунском, Городищенском и Шполянском блоках Кировоградской глыбы. На западе щита границей распространения сеномана является Корецкий разлом, на юго-востоке — разломы, ограничивающие Приазовский массив. Среднеэоценовые угленосные отложения развиты почти исключительно на Уманской, Кировоградской, Среднеднепровской и Волчанской глыбах. Одновозрастные морские отложения с севера распространяются только до зон Звиздаль-Залесского, Киевского и Винницкого разломов. Распространение всех других мезозойско-кайнозойских отложений также почти во всех случаях определяется зонами разломов. В последних нередко, причем иногда значительно, меняются мощности осадочных толщ.

От блока к блоку в зонах разломов меняется фациальный состав отложений. Так, например, угленосные среднезоценовые отложения на Уманской глыбе слагают узкие, нередко прерывистые полосы; на Кировоградской и Среднеднепровской глыбах эти полосы широкие и непрерывные. Больше того, меняется и степень угленосности — на Уманской глыбе запасы бурых углей составляют 200, на Кировоградской — 300— 400, а на Среднеднепровской — 2400 млн. т. Блоковые движения сказались во многих местах на распределении фаций верхнего эоцена. Так, на севере региона мергели распространяются до зоны Звиздаль-Залесского разлома, а западнее развиты пески и кремнистые породы. Мергели, широко развитые в составе верхнеэоценовых отложений Украинского щита, вместе с тем отсутствуют на Среднеднепровской и Волчанской глыбах и в Конкско-Ялынской впадине. На Хмельницком блоке западного склона щита тортонские отложения представлены разнозернистыми песками, а на соседнем Ярмолинецком блоке — известняками и известковистыми песками. На Ореховском блоке южного склона средний сармат западнее Молочанского разлома сложен известняками, а восточнее — песками и глинами и т. д.

Количество примеров, показывающих приуроченность границ площадей различных осадочных толщ и фаций одновозрастных отложений, можно было бы увеличить во много раз; все это указывает на ведущую, определяющую роль движений в зонах разломов на процессы седиментации осадков.

Велика роль разломов в формировании четвертичных отложений и современного рельефа. Изменения высоты современной поверхности во многих случаях происходят в зонах разломов. Меняются здесь и ландшафты. Так, например, граница между глубоко расчлененным лессовым плато Правобережной Украины и предельно равнинным песчаным По-

лесьем тяготеет к зоне Андрушевского разлома. От блока к блоку меняется глубина современного эрозионного расчленения территории Украинского щита: на Волынской глыбе она составляет 30-40 м, на Подольской 60-70, на Уманской до 80 м, на Среднеднепровской 100-110 м. В общем можно утверждать, что характер современного рельефа в той или иной степени, а иногда и резко меняется в зонах крупных разломов. Такое же рельефообразующее значение разломы имели и на протяжении всего мезозоя — кайнозоя, что вытекает из приведенных примеров распространения осадочных толщ и фаций, а также из приуроченности древних долин к зонам разломов.

Наконец, что закономерно вытекает из сказанного выше, разломы и блоковые движения сыграли огромную роль в образовании осадочных месторождений Украинского щита. Один из примеров, относящийся к среднеэоценовым бурым углям, уже приводился. Следует также указать на месторождения, связанные с корой выветривания, -- это месторождения и проявления латеритных бокситов, силикатного никеля, бурых железняков, графитоносных первичных каолинов. Оказывается, что они развиты лишь на отдельных блоках, высотное положение которых создавало оптимальные условия для развития мощных кор выветривания. Таким, например, является Голованевский блок Уманской глыбы, на котором находятся наиболее значительные месторождения бурых железняков, никеля и графита и где также встречаются бокситопроявления. К разломам тяготеют многие россыпные месторождения, так как разломы или обусловливали береговую линию моря, у которой возникали прибрежные россыпи, или в их зонах менялся гидродинамический режим рек, что способствовало образованию аллювиальных россыпей Можно было бы привести еще немало примеров, свидетельствующих о связи с разломами различных осадочных полезных ископаемых Украинского шита и его склонов.

Таким образом, разломы, развивавшиеся в мезозое — кайнозое, играли огромнейшую роль в геологической истории Украинского щита. Они в значительной степени обусловливали изменения во времени физикогеографической обстановки, изменения во времени и пространстве фациальных обстановок, что в свою очередь оказывало решающее влияние на образование и распределение во времени и по площади месторождений полезных ископаемых. Отсюда вытекает и большое значение, как научное, так и практическое, которое имеют выявление и изучение разломов мезозойско-кайнозойского времени Украинского щита и его склонов. Без учета таких разломов и блоковых движений невозможно дальнейшее изучение осадочных толщ и прогнозирование полезных ископаемых, заключенных в них.

Литература

Бабчук Ф. Г., Беланов В. М., Белевцев Я. Н. и др. ТектонІчна структура Українського щита. – Геол. ж., 1966, т. 26, вип. 4. Бондарчук В. Г. Геологія України. Изд-во АН УССР, 1959. Веліканов В. А. До питания про Подільску тектонічну зону. – Докл. АН УРСР, сер.

Б, 1969, № 12.

Виноградов Г. Г. и др. Нові дані про тектоніку і металогеничні особливості Поділля.— Геол. ж., 1963, т. 23, вып. 3. Гавриш В. К. О природе Каневских «гор».— Докл. АН СССР, 1957, т. 113, № 2.

Гавриш В. К. Глубинные структуры и методика их изучения. Киев, «Наукова думка», 1969.

Гойжевський О. О. Конкський разлом.— Геол. ж., 1958, т. 18, вип. 4. Гойжевський О. О. Тектоніка північно-східної частини Причерноморської западини.— Геол. ж., 1962, т. 22, вип. 6. Гойжевський О. О. Волинський широтний розлом.— Докл. АН УРСР, 1965, № 7. Гойжевський А. А. Основные черты геологического строения Конкско-Ялынской впади-

ны.— Сов. геология, 1968, № 7.

Гойжевський О. О. Коростенський разлом та його вІдображення в рельефІ.— ФІз. геогр. та геоморф., 1970, вип. 2.

- Гойжевский А. А. Северо-Украинская горстово-грабеновая зона в пределах Украинского щита. -- Геол. ж., 1972, т. 32, вып. 5.
- Гойжевський О. О. ТектонІка ПівнІчного схилу УкраІнського шита. Докл. АН УРСР. сер. Б, 1973, № 4.
- Гойжевський О. О. Мезо-кайнозойський структурний план УкраІнського щита.- Докл. АН УРСР, 1974, сер. Б. № 4. Гойжевский А. А. Зоны мезо-кайнозойской тектонической активизации Украинского
- щита. Докл. АН СССР, 19742, т. 216, № 5.
- Гойжевский А. А. Тектоническая структура южного склона Украинского щита и история ее развития. — Геол. ж., 1975, т. 35, № 2.

Довгань Р. М. Про блокову будову зони зчленування Приазовського масиву в При-черноморською западиною. — Докл. АН УРСР, сер. Б, 1967, № 3.

- Ермаков Ю. Г. Про ПІвнічно-Причорноморський ерозійно-тектонічний уступ. Геол. ж., 1965, т. 25, вып. 2. Каляев Г. И., Жуков Г. В., Крутиховская З. А. Тектоника Украинского щита. Киев,
- «Наукова думка», 1972.
- Крутіховська З. О. Структури докембрійського фундаменту лівобережжя Середнього ПриднІпровья.— Геол. ж., 1958, т. 18, вип. 6.

Ларин Н. И. О Маурийском массиве Подолии.— Пробл. сов. геол., 1936, № 7.

Ласкарев В. Д. Заметки по вопросу о тектонике южно-русской кристаллической площади.— Изв. Геолкома, 1905, т. XXIV, № 5.

- Лунгерсгаузен Л. К вопросу о тектонике Украины. Материал по нефтеносности Дне-провско-Донецкой впадины. Изд-во АН УССР, вып. 1, 1941. Лучицкий В. И. Вопросы стратиграфии и тектоники Украинской кристаллической по-
- лосы.— Бюл. МОЙП, 1930, № 38.
- Майданович І. О. Еланчик-Ровеньк Івський глибинний разлом. Докл. АН УРСР, сер. Б, 1969, № 8.
- Матвиенко Е. М. Тектонические движения третичного периода на Украинском кристаллическом массиве.— Сов. геология, 1961, № 1.
- Носсеский М. Ф. О меридиональном тектоническом разломе в юго-восточной части Украинского кристаллического массива.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 10.
- Рябенко В. А. Основные черты тектонического строения Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Семененко Н. П. Геолого-тектоническая карта Украинского щита. Изд-во АН УССР, 1963.
- Шоцький І. І., Рябенко В. А. Про геологічну структуру кристалічного фундаменту бассейну р. Тетерева.— Докл. АН УРСР, сер. Б., 1968, № 5.

Институт геохимии и физики минералов АН УССР, Киев

Статья поступила 13 января 1977 г.

Сентябрь — Октябрь

1979 г.

УДК 551.242(477.64)

О. Р. КУЛИНЕНКО

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОРЕХОВО-ПАВЛОГРАДСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА

На Украинском щите выделяются крупные тектонические зоны, по многим признакам отвечающие глубинным разломам. Для них характерно глубокое заложение, о чем свидетельствуют перепады абсолютных отметок поверхности Мохоровичича в соседних блоках от —30 до —54 км (Соллогуб, Трипольский, 1969), длительность развития с наследованием древних структур молодыми и значительная протяженность, исчисляемая сотнями километров.

Одной из таких подвижных зон в пределах щита является Орехово-Павлоградская тектоническая зона, прослеженная геологосъемочными работами, структурно-профильным и глубинным бурением на протяжении 200 км, от г. Павлограда на севере до г. Мелитополя на юге. Южнее Мелитополя с этой зоной, по всей вероятности, связана депрессия в районе Геническа (Попович, Ступак, 1973). Ширина зоны изменяется от 10 до 25—30 км. По данным геофизических исследований, Орехово-Павлоградская тектоническая зона трассируется значительно дальше указанных пунктов: на север через Днепровско-Донецкую впадину до Харькова, а на юге через Белогорск, Черное море, Анкару до оз. Туз в Турции (Чекунов, 1972).

Генетическая природа и строение этой тектонической зоны трактуются по-разному: Н. Ф. Балуховский (1958) и В. Г. Бондарчук (1959) видят в ней прогиб, образовавшийся в теле Украинского кристаллического массива; Г. И. Каляев (1965), Л. Р. Казаков, А. Т. Агеев (1974) включают ее в геосинклинальную систему Большого Кривого Рога и характеризуют как синклинорий, состоящий из многочисленных субпараллельных узких складок, сложенных метаморфическими и ультраметаморфическими породами.

Здесь четко обособляются два структурных этажа. Нижний структурный этаж, или кристаллический фундамент, сложен преимущественно биотитовыми и амфиболовыми гнейсами, мигматитами, амфиболитами с подчиненными им телами гранитов, а также магнетитовых и безрудных кварцитов. Породы в значительной степени переработаны метасоматическими процессами, сложно дислоцированы и собраны в систему изоклинальных складок север-северо-восточного простирания с преобладающим крутым (70—80°) восточным падением крыльев. Этот общий структурный план значительно осложнен перемещениями отдельных блоков по многочисленным дизъюнктивным нарушениям. Верхний структурный этаж сложен толщей мезозойских и кайнозойских осадочных образований мощностью до 450 м. Породы осадочного чехла с незначительным наклоном на юго-запад залегают на расчлененной поверхности докембрия. Особенности строения разлома лучше всего отражены в нижнем структурном этаже, а характер перемещения блоков во времени — в верхнем.

Рельеф поверхности докембрийских образований неровный. Наиболее приподнятые участки с абсолютными отметками + 120 — + 145 м расположены в крайней северо-восточной части территории, а наиболее опущенные с отметками — 400 — — 430 м — в юго-западной части. Максимальное превышение высот составляет 575 м. На этой слегка наклоненной (угол 0°40' или уклон 10—12 м на километр) к юго-западу поверхности выделяются различные по размерам, форме, ориентировке и абсолютным отметкам площадки, образующие блоково-ступенчатую мозаику в рельефе фундамента.

Форма площадок обычно прямоугольная, трапецеидальная; их размер самый различный — от 2—5 до 25—30 км². Большинство блоковплощадок ориентировано в субмеридиональном направлении, а их границами являются дизъюнктивные нарушения, выраженные в рельефе уступами и склонами различной крутизны.

Поверхность большинства площадок наклонена на юго-запад аналогично общему гипсометрическому плану поверхности фундамента. Вместе с тем встречаются площадки без видимого наклона, а также площадки, наклон которых не совпадает с общим направлением. Превышение отметок между соседними блоками изменяется от 5—10 до 130—140 м.

На изучаемой территории выделяются геоструктуры 1-го, 2-го, 3-го и более высоких порядков. К структурам первого порядка относятся Приднепровский и Приазовский протоплатформенные блоки и Орехово-Павлоградский глубинный разлом (рис. 1). Приднепровский и Приазовский блоки представлены своими краевыми частями, основное же место в структуре района занимает Орехово-Павлоградская зона глубинного разлома.

К структурам второго порядка мы относим Молочанский грабен и западный склон Приазовского массива. Собственно Молочанский грабен занимает западную часть Орехово-Павлоградской зоны и представляет собой желобообразную депрессию, заключенную между Орехово-Павлоградским и Продольным разломами. Ложе грабена имеет ширину от 8— 10 до 15—18 км и аналогично общему гипсометрическому плану наклонено к югу и юго-западу. Грабен осложнен структурами более высоких порядков, образующих вытянутые параллельно оси грабена небольшие поднятия и депрессии. Последние в свою очередь разбиты на отдельные блоки разрывными нарушениями широтного направления.

К западному склону Приазовского массива мы относим участок фундамента, заключенный между Продольным разломом на западе и Азово-Павлоградским на востоке. Эта структура системой субпараллельных разломов разбита на ряд ступеней, спускающихся к западу. Суммарное превышение высот по системе разломов изменяется от 280—300 м в северной части до 400—450 м в южной. Наиболее отчетливо в рельефе фундамента выражена самая верхняя ступень, проходящая по Азово-Павлоградскому разлому. Разница высот в приподнятой и опущенной ступенях здесь изменяется от 100 до 300 м. Широтными разломами ступенеобразный склон Приазовского массива дополнительно разбит на отдельные блоки. Многие из них испытали не только контрастные вертикальные подвижки, но и горизонтальные перемещения, приведшие в итоге к сложному блоково-ступенчатому строению этой структуры.

Структурой 3-го порядка является депрессия с. Ланковое, представляющая собой грабен в теле Прназовского массива (см. рис. 1). Сформировался он значительно позже перечисленных выше структур, о чем



Рис. 1. Структурная схема Орехово-Павлоградского глубинного разлома в районе г. Большой Токмак

1 — изогипсы поверхности докембрийского фундамента, м, 2 — абсолютные отметки докембрийской поверхности отдельных блоков, м, 3 — дизъюнктивные нарушения (сплошной линией — установленные, пунктирной — предполагаемые), 4 — скважины. Геоструктуры (цифры в кружках): І—Приднепровский блок, ІІ—Приазовский блок, ІІ—Орехово-Павлоградская зона тлубинного разлома, 1 — Молочанский грабен, 2 — западный склон Приазовского массива, 3 — депрессия с. Ланковое; разломы (цифры в квадратах): 1 — Орехово-Павлоградский, 2 — Азово-Павлоградский (Западно-Приазовский), 3 — Молочанский, 4 — Продольный, 5 — Токмакский, 6 — Северо-Ланковский, 7 — Центральный 1-й, 8 — Центральный 2-й, 9 — Южно-Ланковской, 10 — Северо-Грушевский.

наглядно свидетельствует перепад высот по Азово-Павлоградскому разлому: от 90—100 м в пределах грабена до 150—300 м за его границами.

Грабен ориентирован в широтном направлении. К западу от Азово-Павлоградского разлома он распадается на ряд ступеней-блоков и по существу теряется как самостоятельная структура. Северный борт грабена относительно пологий и состоит из двух ступеней с суммарной амплитудой смещения 50—120 м, южный борт более крутой и выражен одним уступом с разницей отметок от 100 до 200 м. Структура района, как указывалось выше, осложнена многочисленными дизъюнктивными нарушениями. Четко обозначаются две системы разрывных нарушений — субмеридионального и субширотного направлений. Субмеридиональные нарушения характеризуются северным, северо-восточным простиранием (0—15°), и только в южной части в связи со сдвигом по широтным разломам они меняют азимут на север, северо-запад (340—360°). Система субширотных нарушений имеет азимут 85—95°, т. е. по существу является широтной.

Разломы других направлений установлены лишь в нескольких местах по данным геофизической съемки. Не исключено, что они распространены шире, однако небольшие смещения по ним не позволяют их выявить картировочным бурением. Во всяком случае можно с уверенностью говорить, что они не оказывают существенного влияния на структуру района.

По своему значению в формировании структур района дизъюнктивные нарушения можно подразделить на граничные разломы типа краевых швов, региональные разломы и прочие второстепенные разломы и сбросо-сдвиги. К категории первых относятся Орехово-Павлоградский и Азово-Павлоградский разломы, ограничивающие соответственно с запада и востока Орехово-Павлоградскую зону глубинного разлома (см. рис. 1).

Между Орехово-Павлоградским и Азово-Павлоградским граничными разломами выявлено более 10 дизъюнктивных нарушений субмеридионального направления.

Наиболее крупные среди них — Молочанский и Продольный разломы. Первый прослеживается в западной части площади, где совместно с Орехово-Павлоградским граничным разломом образует западный борт Молочанского грабена. Второй делит Орехово-Павлоградскую складчатую зону на две части: западную опущенную — собственно Молочанский грабен, и восточную блоково-ступенчатую, представляющую собой западный склон Приазовского массива. Оба разлома, по данным геологосъемочных работ, прослеживаются за пределами района и, по всей видимости, являются региональными нарушениями.

К региональным разломам широтного простирания относятся (с севера на юг) Токмакский, Северо-Ланковской, Центральный 1-й и 2-й Южно-Ланковской (Гришинский), Северо-Грушевский и Грушевский разломы. Характерной особенностью Грушевского и Северо-Грушевского разломов является то, что по ним наряду с дифференцированными вертикальными подвижками происходили горизонтальные перемещения. Особенно хорошо это видно по сдвигу на 1,5—2,0 км Азово-Павлоградской разломной зоны вдоль Северо-Грушевского разлома. Вероятно, сдвиги по широтным разломам распространены значительно шире, однако сравнительно небольшие перемещения по ним далеко не всегда распознаются.

Вопрос о времени заложения разломов и периодах активизации движения по ним до настоящего времени решается неоднозначно. Большинство исследователей считают, что заложение разломов относится к концу раннепротерозойского времени, с которым они связывают замыкание раннепротерозойских геосинклиналей и превращение их в орогенную область. Допускается также, что наиболее крупные из них, уходящие своими корнями в мантию, заложились еще раньше — в архее — раннем протерозое.

Сложнее решается вопрос о времени и масштабах активизации разломных зон. В современном структурном плане мы наблюдаем результирующую всех тех движений, которые имели место на протяжении всей истории геологического развития региона. Разложение ее на составляющие, отвечающие периодам оживления движений по разломам, обычно производится по косвенным признакам. Наиболее достоверную



Рис. 2. Характер относительных вертикальных перемещений блоков по Продольному разлому.

Цифрами на рисунке отмечены амплитуды и направления смещений: 1 — в предаптское время, 2 — в позднемеловое время, 3 — в эоцен-олигоценовое время, 4 — в среднемиоценовое время, 5 — в позднемиоценовое время

информацию в этом вопросе дает анализ мощностей и литофаций осадочного чехла.

Первые признаки оживления разломов на изучаемой территории устанавливаются в предсреднеюрское время. В это время в обрамляющих Украинский щит с юга и запада геосинклинальных областях происходили интенсивные тектонические движения, вызванные киммерийской эпохой тектогенеза. Активизация движений по разломам на этом этапе проявилась слабо. В результате подвижек образовались небольшие, но сравнительно глубокие (до 40—50 м) эрозионно-тектонические депрессии, выполненные среднеюрскими темно-серыми до черных аргиллитами с прослоями глинистых песков в основании.

Крупные тектонические движения, приведшие к перестройке структурного плана изучаемой территории, произошли в неокоме — раннем апте. Наиболее интенсивно они проявились по Орехово-Павлоградскому и Азово-Павлоградскому граничным разломам, в результате чего образовалась широкая несколько сужающаяся к северу грабенообразная депрессия, выполненная континентальными и прибрежно-морскими фациями апт-альбского возраста. Границы фациальных зон и литологических комплексов пород контролируются крупными субмеридиональными и широтными разломами. Значение разломов более высоких порядков не столь очевидно, хотя в отдельных случаях улавливается их влияние на характер сортировки минерального вещества, распределение сбуглившегося растительного материала, изменение мощности осадков.

Анализ мощностей и фаций отложений свидетельствует о том, что характер движений блоков по разломам был сложным, иногда с изменением знака движений на обратный. Это хорошо видно из сопоставления мощностей отложений на блоках, разделенных крупным разломом (рис. 2). Всего насчитывается до пяти крупных этапов оживления тектонической деятельности: предаптский, предэоценовый, предолигоценовый, предсреднемиоценовый и постмиоценовый. Наиболее крупным был, несомненно, предаптский этап, приведший к перестройке структурного плана изучаемой территории. Следующие два этапа — предэоценовый и предолигоценовый — уступали первому и были соизмеримы между собой. Предсреднемиоценовый и постмиоценовый этапы проявились значительно слабее и были в основном связаны с оживлением движений по широтной системе разломов.

Движения по разломам не были синхронными, а их интенсивность одинаковой для всей территории. По Орехово-Павлоградскому разлому наиболее крупные движения приходятся на неоком — ранний апт. Возобновление движений по нему наблюдалось в предолигоценовое время, однако масштаб этих движений был значительно меньшим. Оживление движений по Азово-Павлоградскому разлому происходило в предаптское, предолигоценовое и предсреднемиоценовое время. Наиболее крупные движения были в предаптское и предолигоценовое время и связаны с новокиммерийской и штирийской фазами тектогенеза в складчатых областях. С предолигоценовыми движениями связано окончательное формирование депрессии с. Ланковое, элементы которой были заложены еще в предаптское время.

Анализ мощностей и фаций свидетельствует еще об одной особенности геологического развития района — снижении интенсивности движений и омоложении разломов в северном и северо-восточном направлении. В южной части территории основные движения по разломам субмеридионального направления приходятся на ранний мел — эоцен, в то время как с продвижением на север заметно возрастает значение более молодых подвижек миоценового и плиоценового возраста.

Литература

Балуховский Н. Ф. Основные черты геологического строения УССР.— В кн.: Геология

СССР, т. V. ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1958. Бондарчук В. Г. Геологія України. Вид. АН УРСР, Киев, 1959. Казаков Л. Р., Агеев А. И. Орехово-Павлоградская металлогеническая зона.— В кн.: Металлогения Украины и Молдавии. Киев, «Наукова думка», 1974.

Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965.

Попович В. С., Ступак Л. А. Новые данные о глубинном строении Северного Причерноморья.— Геотектоника, 1973, № 2. Соллогуб В. Б., Трипольский А. А. Некоторые данные о глубинном строении земной

коры по профилю ГСЗ Таганрог — Кировоград — Геофиз. сб. АН УССР, вып. 31. Киев, «Наукова думка», 1969. Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР.

Киев, «Наукова думка», 1972.

Институт минеральных ресурсов Днепропетровск

Статья поступила 9 марта 1978 г. Сентябрь — Октябрь

УДК 551.243.3(579.3)

В. Б. АЛЕКСЕЕВ

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ДЕФОРМАЦИЙ В БЕСАПАНСКОЙ СВИТЕ (*Рz*₁?) (КЫЗЫЛКУМЫ)

Представлены результаты детальных структурных исследований на небольшом участке. В слабометаморфизованных породах бесапанской свиты установлены четыре этапа пластических деформаций. Описаны структурные формы каждого этапа деформации и прослежено изменение структурных парагенезисов в зависимости от литологического состава пород. Для каждого этапа восстановлена ориентировка осей напряжений. Прослежено подобие стиля и ориентировки мелких складок четырех порядков. Высказано предположение о наличии в районе крупных изоклинальных складок или тектонических чешуй.

введение

Рассматриваемый участок расположен в Центральных Кызылкумах (рис. 1, врезка). По данным К. К. Пяткова и А. К. Бухарина (1962), район находится в Ауминза-Бельтауской структурно-фациальной подзоне фундамента эпигерцинской Кызылкумской платформы. Изучавшиеся нами породы бесапанской свиты обнажаются в руслах временных потоков, эродировавших небольшую возвышенность, окруженную песчаниками мела и песками кайнозоя. Бесапанская свита сложена терригенными породами: аргиллитами и флишоидными пачками, среди которых встречаются пласты массивных песчаников и гравелитов. Породы слабо метаморфизованы, по-видимому, не выше изограды биотита. Возраст свиты различными исследователями трактуется по-разному — от рифейского до силурийского. В Тамдытау бесапанская свита несогласно перекрыта породами девона.

Цель работы — восстановить последовательность возникновения структурных форм, а также кинематические и динамические условия их образования. Полученные данные об изменении поля механических напряжений необходимы для создания общей концепции тектонического развития региона. Ряд последовательно развитых структурных форм может быть использован в качестве структурно-возрастной шкалы для определения относительного возраста различных процессов, прямо не связанных с деформацией.

Нами произведены детальные наблюдения различных мелких структурных форм (кристаллизационной сланцеватости, кливажа, линейности, мелких складок и др.) — их морфологии, ориентировки и возрастных соотношений, установленных в соответствии с принципами определения разновозрастности и последовательности развития структурных форм (Миллер, 1976). В результате в истории структурного развития участка выделены четыре этапа деформации — отрезки времени, в течение которых развивались структурные формы, рассматриваемые в качестве условно одновозрастных (Миллер, 1976). Деформации разных этапов отличаются структурными парагенезисами, морфологией и ориентировкой структурных форм. Эти признаки отражают степень пластичности деформации и ориентировку осей механических напряжений.

В работе рассматриваются главным образом пластические деформации. Среди хрупких деформаций (трещин, разрывов) не удалось выделить системы и установить их относительный возраст, хотя такая попытка была сделана. Оказалось, что трещины обладают изменчивой ориентировкой, и по ним редко удавалось определить направление смещения. Поэтому корреляция хрупких деформаций, установленных в разных обнажениях, затруднена — всегда возникало несколько равновероятных вариантов.

В данной статье приняты следующие обозначения. Д. *D*₂,... — этапы деформации (первым считается наиболее древний этап). S₀ — слоистость, S₁-кристаллизационная сланцеватость первого этапа деформации, S₂ — кливаж второго этапа деформации. L₂-линейность пересечения S₂ с S₁. F — складки, $O\Pi$ — их осевые В — шарниры. поверхности, *Kz* — кинк-зоны, *Bkz* — шаркинк-зон. І — разрывы. ниры Fr — трещины. В обозначениях структурных элементов индекс



Рис. 1. Структурная карта участка и разрез по линии АБ. Видны главные складки района F_2 . I— зоны разломов, выполненные тектоническими брекчиями и милонитами; 2—отложения бесапанской свиты (P_{21} ?) и линии простирания сланцеватости S_1 ; 3— меловые отложения. На врезке— географическая привязка района работ (1:5000000): 1— Даугызтау (изучаемый участок), 2— Ауминзатау, 3— Тамдытау, 4— Аристантау, 5— Бухара

показывает номер этапа деформации. Ориентировка F_2 , F_3 , Kz_3 и Kz_4 установлена по изгибам S_1 . Оси механических напряжений: σ_1 — ось минимального сжатия, σ_2 — средняя ось, σ_3 — ось максимального сжатия, τ_{max} — плоскости максимальных касательных напряжений.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Весь фактический материал приведен на рис. 1-4 и в таблице.

Таблица показывает, какими элементами представлены структурные парагенезисы, возникшие на разных этапах деформации, и как и в какой степени они выражены в породах различного литологического состава. Определение возрастных соотношений структурных элементов и соответственно отнесение их к тому или иному этапу деформации осуществлялось по данным непосредственных наблюдений, в частности в ме-

		Проявление структурных элементов в различных типах пород (по макроскопическим наблюдениям)									
Этапы де- формации	Структурные элементы, сос- тавляющие парагенезисы	в аргиллитах и алевролитах	В тонкослоис- тых песчани- ках. Переслаи- ваются санти- метровые слой- ники песчани- ков и алевро- литов	во флишондных пачках. Ритм пес- чано-элевролнто- аргиллитовый мощ- ностью 15—70 <i>см</i>	В массив- ных песча- никах и гравелитах						
D ₁	F_1 — изоклинальные асим- метричные складки, из- гибающие S_0 . Самая крупная из наблюдав- шихся F_1 имеет длину волны 1 м. Предпола- гается существование крупных складок. B_1 — пологие (рис. 3, <i>a</i>). По-видимому, F_1 были лежачими до наложе- ния F_0 .	Не набл	юдались	Складки внут- рислоевые по- добные, изо- клинальные, с округлыми пережатыми замками (рис. 4, <i>а</i>)	Не на- блюда- лнсь						
	S_1 — представлена муско- витом, хлоритом, сери- цитом. $S_1 \parallel S_0$ — везде, кроме замков F_1 , а в замках $S_1 \parallel O\Pi_1$	Выражена наилуч- шим обра- зом. Тол- щина мик- ролитонов 0,5—1 м	Толщина микроли- тонов. 1—4 мм. Обломоч- ные зерна сплющены в плоскос- ти S.	Развита только в аргиллитах. В песчаниках отсутствует (рис. 4 а)	Отсут- ствует						
D3	F_2 — главные складки участка, изгибающие S_0 и S_1 . Самая крупная из наблюдавшихся F_2 имеет длину волны 300 м. Складчатость линейная, голоморфная. Складки симметричные (рис. 1, разрез) и асим- метричные (рис. 4, б), открытые с округлыми замками. Угол крыльев от 30 до 110°. B_2 — по- логие, $O\Pi_2$ — крутые (рис. 3, б)	Песчаные и рический из подобный (держивается ной волны	гравелитовые вгиб, а алевро рис. 4, <i>б</i>). Та я для складон 4, 5, 20 и 50	слои испытываю олитовые и аргил. акой стиль дефор четырех поряд м.	т концент- литовые — мации вы- ков с дли-						
	S₂— грубый кливаж, образующий прямой веер, симметричный относи- тельно ОП₂. Развит только в замках F₂	Развит на- илучшим образом. Толщина микроли- тонов 4. 20 мм	Отсутствует	Развит только в аргиллитах и алевроли- тах, перехо- дя в песчани- ки исчезает	Отсут- ствуют						
	L ₂ — карандашная отдель- ность. L ₂ B ₂ . Хороший «поисковый признак» на замки F ₂	В аргилли- тах — игольча- тая от- дельность, в алевро- литах — карандаш- ная	>	Присутствует только в алев- ролитах и ар- гиллитах	<						

Этапы де- формации			Проявление структурных элементов в различных типах по- род (по макроскопическим наблюдениям)								
		Структурные элементы, сос- тавляющие парагенезисы	в аргиллитах и алевролитах	В тонкослонс- тых песчани- ках. Переслан- ваются санти- метровые слой- ныки песчани- ков и алевро- литов	во фляшондных пачках. Ритм пес- чано-алевролито- аргиллитовый мощ- ностью 15—70 см	в массив- ных песча- никах и гравелитах					
	Da	F_3 — открытые лежачие складки, изгибающие S_0 и S_1 (рис. 3, θ ; 4, θ). Замки округлые. Угол крыльев от 90 до 130°. Самая крупная из наб- людавшихся F_3 имеет лидичу волны 5 и	Складки кон Складчатости	Не на- блюда- лись							
-	3	Kz_3 — две сопряженные системы пологих кинк- зон, симметричных от- носительно $O\Pi_3$ (рис. 4, θ). Ширина кинк-зон 0,5-2 см. Форма S-об-	Кинк-зоны хорошо развиты	Выражены слабо.	Развиты только в алевролитах. и аргиллитах. Переходя в песчаники, резко зату-	Отсут- ствуют					
D4	адная система правого скалывания. ма левого скалывания не наблюдалась.	разная Kz_4 — Кинк-зоны, изги- бающие S_6 и S_1 (рис. 3, e , 4, e , ∂). Встре- чаются спорадически — только там, где есть па- раллельные им разрывы I_4 . В стороны от разры- вов они быстро (через 10—20 <i>м</i>) затухаюг. Шарниры мелких Kz_4 нередко бывают изогну- ты, что интерпретирует- ся многократными раз- нонаправленными движения- ми	Кинк-зоны хорошо развиты	Не наблюда- лись	Кают К z_4 шнриной 0,5—2 см раз- виты только в аргиллитах и алевролитах (рис. 4, ∂). В песчаниках, преломляясь, их продолжа- ют Fr_4 . Kz_4 шириной 0,5—2 м кон- формно изги- бают все эле- менты рит- ма — это под- вороты по I_4	Отсут- ствуют					
	Крутая северо-запа Сопряженная систе	Fr ₄ — прямые, ровные трещины с амплитудой смещения 2—10 мм. Открытые или выпол- ненные кварцем I ₄ — правые сдвиги, не- редко выполненные кварцем	Отсутствуют Амплитуда се давшихся I	Хорошо раз- виты мещения по с 4 первые ме	(рис. 4, 2). Присутствуют только в пес- чаниках амому крупному тры	Хорошо развиты из наблю-					

Несколько этапов хрупких деформаций. Трещины и разрывы, часто выполненные кварцем, наложены на все вышеописанные структурные формы

стах их пересечения. Однако пересечение структур третьего и четвертого этапов деформации не зафиксировано. Поскольку деформации четвертого этапа менее пластичны, предполагается, что они моложе. Предположение сделано, исходя из общей закономерности понижения пластичности в течение деформационного цикла, подтверждающейся и на данном участке: пластичность деформации понижается от первого этапа ко второму и к третьему, четвертому.

Важная структурная особенность участка заключается в том, что повсеместно породы находятся в опрокинутом залегании. Это установлено для 16% (69 из 423) замеров ориентировки слоистости, правда, распределенных по участку неравномерно; для остальных 84% замеров при-



Рис. 2. Принципиальная схема пространственных соотношений структурных форм

знаки кровли — подошвы не обнаружены. Нет ни одного надежного наблюдения нормального залегания. Опрокинутое залегание устанавливалось по положению язычковых гиероглифов, знаков ряби, ходов червей и градационной слоистости. Нередко эти способы контролировали друг друга. Таким образом, приходится предполагать наличие крупных (амплитудой не меньше 2 км) изоклинальных складок F_1 , возможно, впоследствии (в течение того же этапа деформации) превращенных в серию тектонических чешуй. Широкое распространение опрокинутых залеганий в бесапанской свите отмечалось Ю. К. Быковским и др. (1975).

Структурная карта участка (рис. 1) выполнена в линиях простирания главной кристаллизационной сланцеватости S_1 . Карта показывает, как деформирована сланцеватость складками F_2 . Складки F_3 , Kz_4 и непосредственно наблюдавшиеся F_1 в масштабе карты не выражаются. Слоистость S_0 наблюдается во многих обнажениях (везде, кроме замков F_1 , она параллельна сланцеватости), но из-за однородного литологического состава и отсутствия маркирующих горизонтов надежно закартировать структуру по S_0 в применявшемся масштабе (1:5000) не удалось. В качестве наиболее вероятного варианта интерпретации структуры мы предлагаем считать, что на изученном участке F_1 представлены только мелкими (метровыми) внутрислоевыми складками, развитыми на фоне общего опрокинутого залегания. Если это так, то общее падение S_0 и S_1 совпадают и тогда карта отображает не только структуру по S_1 , но и по S_0 .

Цель рис. 2 — показать ориентировку структурных форм разных генераций по отношению друг к другу и масштабы их проявления. Рисунок не является блок-диаграммой закартированной структуры.

На диаграммах *а*, *б*, *в* и *г* (рис. 3) приведены все замеры ориентировки структурных элементов 1, 2, 3-го и 4-го этапов деформации соответственно, сделанные в пределах участка. По условиям обнаженности замеры распределены на площади неравномерно. Ориентировка шарниров складок и кинк-зон либо замерена непосредственно, либо получена геометрически (л-оси). На этих же диаграммах показана реконструированная для каждого этапа деформации ориентировка осей механических напряжений.

На рис. 4 представлены зарисовки типичных по морфологии структурных форм каждого этапа.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ОРИЕНТИРОВКИ ГЛАВНЫХ ОСЕЙ МЕХАНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

 D_1 . Пологая ориентировка B_2 (см. рис. 3, 6) и разрез (см. рис. 1) показывают, что на изученном участке зеркало складок F_2 субгоризонтально. Отсюда следует, что сланцеватость S_1 к моменту наложения D_2 была также ориентирована субгоризонтально и складки F_1 первоначально были лежачими. Кристаллизационная сланцеватость возникает в пло-



Рис. 3. Орнентировка структурных элементов разных генераций в пределах участка и положение реконструированных осей напряжений для каждого этапа деформации. Проекция с верхней полусферы. Цифры обозначают количество замеров. Значком B₂ здесь кроме шарниров обозначена также линейность пересечения S₂ с S₁. Значком S₂ здесь кроме кливажа обозначены также и OП₂. Значком KZ₄ здесь кроме кинк-зон обозначены также и OП₂. Значком KZ₄ здесь кроме кинк-зон обозначены также одновозрастные с ними правые сдвиги и трещины скалывания. σ₁ — ось минимального сжатия, σ₂ — средняя ось, σ₃ — ось максимального сжатия, т_{max} — плоскости максимальных касательных напряжений

скости, перпендикулярной оз (Паталаха, 1970 и др.). Следовательно, ось σ_3 , по крайней мере во время образования сланцеватости S_4 , была субвертикальной (рис. 3, *a*). Положение σ₁ и σ₂ восстанавливается менее надежно (поэтому они не показаны на рис. 3). Если предположить, что шарниры складок параллельны σ_2 , то σ_2 отвечает центру распределения B_1 на рис. 3, *a*. Тогда σ_1 можно получить геометрически как перпендикуляр к о, и о,. С точки зрения геометрии складкообразования для такого предположения нет оснований; деформируемые плоскости могут располагаться под любым углом к σ_2 , и шарниры образующихся складок будут составлять с о, соответственно любые углы (Миллер, 1970). С другой стороны, известно, что существуют два типа линейности: а-линейность (параллельная осевой поверхности и перпендикулярная шарниру) и в-линейность (параллельная шарниру). Линейность, ориентированную иначе, мы не рассматриваем в качестве одновозрастной со складкой. Речь идет о минеральной линейности и деформированных включениях (гальках, оолитах и т. п.). Это заставляет предполагать, что шарниры складок не могут занимать любое положение в плоскости сплющивания,



Рис. 4. Стиль деформаций разных этапов в песчано-сланцевой толще: a — изоклинальная F_1 с пережатым замком, δ — складки F_2 с кливажом осевой поверхности S_2 , a — складка F_3 с сопряженными системами кинк-зон, z — крупные кинк-зоны Kz_4 — приразломные подвороты по правому сдвигу, залеченному кварцем (план), ∂ два морфологических типа мелких кинк-зон Kz_4

а либо параллельны, либо (значительно реже) перпендикулярны о2.

 D_2 . Кливаж S_2 и $O\Pi_2$ образует широкий веер (см. рис. 3, б). При реконструкции принято, что по крайней мере для времени образования кливажа S_2 , т. е. для конца D_2 , плоскость симметрии веера перпендикулярна среднему для участка положению оси σ_3 . Если, как и в предыдущем случае, предположить, что $B_2 || \sigma_2$, то можно восстановить и остальные оси напряжений.

 D_3 . Две сопряженные системы кинк-зон расположены симметрично относительно $O\Pi_3$ (см. рис. 4, в). Такой структурный парагенезис интерпретируется следующим образом: кинк-зоны отвечают плоскостям τ_{max} (на рис. 3, в не показаны), шарниры складок параллельны σ_2 , а осевые поверхности перпендикулярны σ_3 (Turner, Weiss, 1963; Громин, 1976, и др.). Следовательно, центр распределения B_3 (рис. 3, в) соответствует среднему положению σ_2 , а центр распределения $O\Pi_3$ отвечает σ_3 . Ось σ_1 находим как перпендикуляр к σ_2 и σ_3 .

 D_4 . Центр распределения Kz_4 (см. рис. 3, ϵ) отвечает полюсу плоскости τ_{max} с правым смещением. Если принять, что шарниры сколовых кинкзон параллельны σ_2 , то центр распределения Bkz_4 соответствует среднему положению σ_2 . Все остальные оси напряжений получены геометрически, исходя из известных соотношений между элементами эллипсоида напряжений (сделано допущение, что угол между плоскостями τ_{max} равен 90°).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В процессе формирования складчатой структуры участка не менее 4 раз происходило скачкообразное изменение поля напряжений. Оно сопровождалось переориентировкой главных осей напряжений на углы, близкие к 90° (см. рис. 3). При смене этапов деформации разноименные оси напряжений как бы менялись местами. Аналогичная закономерность установлена во многих регионах (Паталаха, Слепых, 1974; Миллер, 1973; Turner, Weiss, 1963; Naha et al., 1966; Ramsay, 1967; Seguret, Proust, 1968; Singh et al., 1970; Latouche, 1972; Ghahremanlou, 1973). Однако удовлетворительного объяснения это явление пока не получило. Складки первых трех этапов деформации коаксиальны, т. е. имеют параллельные шарниры (рис. 3). Причины коаксиального наложения нескольких этапов деформации также не известны, хотя подобная структурная ситуация неоднократно описывалась в литературе (Park, 1970; Куклей, 1971; Zelaznewicz, 1972; Ramahandra, Fyson, 1973, и др.).

Структурное развитие сопровождалось ослаблением пластической реакции пород на напряжения. При этом в течение каждого этапа деформации структурные преобразования подчинялись литологическому контролю в соответствии со следующим рядом пластичности: аргиллиты (наиболее пластичные) — алевролиты — песчаники — гравелиты (наименее пластичные). Установленный ряд последовательно развитых структурных форм соответствует полному деформационному циклу отрезку времени, включающему более одного этапа деформации, в течение которого от этапа к этапу менялась ориентировка кинематических осей на фоне общего перехода от пластического способа деформации к хрупкому.

В слабометаморфизованных породах бесапанской свиты установлены те же закономерности изменения поля напряжений, что и в большинстве моноциклических комплексов глубокого регионального метаморфизма (Миллер, 1973). Они заключаются в неоднократной смене радиальных напряжений максимального сжатия тангенциальными и обратно. Параллельно происходило ослабление метаморфизма: первому этапу деформации соответствует очень слабый метаморфизм, а последующие этапы не сопровождались метаморфизмом. Рассмотренный пример подчеркивает универсальный характер указанной закономерности: какова бы ни была степень метаморфизма, его максимум отвечает началу деформационного цикла.

Отмеченные структурные особенности не являются специфическими, характерными только для рассматриваемого района. На хребте Мальгузар (северный отрог Туркестанского хребта) в отложениях силура — карбона нами установлена такая же последовательность деформаций. В качестве корреляционных признаков при сопоставлении структурных рядов использовались ориентировка разновозрастных структурных форм по отношению друг к другу, стиль деформаций и структурные парагенезисы. Исследования на большой площади в Мальгузаре показали соответствие ориентировки и стиля мелких структурных форм и региональных. Следовательно, в данном случае устанавливается подобие структуры систем разных уровней: локальные и региональные поля напряжений на каждом этапе деформации совпадают. Отсюда следует методический вывод о возможности в данном районе изучать условия образования крупных, картируемых структур по мелким структурным формам, наблюдаемым в масштабах обнажения.

Описанная последовательность структурного развития хорошо согласуется с региональными закономерностями, полученными В. С. Буртманом (1976) для некоторых метаморфизованных и неметаморфизованных комплексов фанерозойских геосинклиналей, в частности для герцинид Тянь-Шаня. Отсюда сама случайность выбора объекта лишь подчеркивает сквозной характер установленных закономерностей. В этом отношении не так уж важны конкретное геологическое положение комплекса, возраст пород, возраст складчатости.

Наличие структурных форм F_i , S_i , F_2 , S_2 , L_2 , их возрастные соотношения и широкое распространение опрокинутых залеганий на данном участке были установлены К. В. Захаревичем (устное сообщение) и проверены в совместных маршрутах. Несколько картировочных маршрутов выполнено совместно с Г. С. Поршняковым и А. В. Яговкиным. Автор благодарен указанным товарищам за консультации и помощь в работе. Буртман В. С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. (Варисцидые Тянь-Шаня и каледониды Северной Европы.) М., «Наука», 1976.

Быковский Ю. К. и др. О некоторых особенностях строения бесапанской свиты Центральных Кызылкумов.— Узб. геол. ж., 1975, № 5.

Громин В. И. Полосы излома и их значение в структурной геологии. --- Геол. и геофизика, 1976, № 3.

Куклей Л. Н. Пример наложения складчатостей в беломорском комплексе (Кольский полуостров).— Геотектоника, 1971, № 2.

Миллер Ю. В. О складчатой деформации плоскостей, ориентированных под углом к оси вращения при складкообразовании. — В сб.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., «Наука», 1970.

Миллер Ю. В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов.— Геотектоника, 1973, № 5.

Миллер Ю. В. Основные принципы определения разновозрастности и последовательности развития структурных форм.— Геотектоника, 1976, № 6.

Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата, «Наука», 1970. Паталаха Е. И., Слепых Ю. Ф. Пересекающаяся складчатость (геометрический анализ).

М., «Недра», 1974.

Пятков К. К., Бухарин А. К. Тектоническое строение территории Кызылкумов. Тр. Главгеологии Узбекской ССР. Сб. 2. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Ghahremanlou B. Relations chronologiques entre la mise en place du granite du Sidobre et les deformations du Paleozoique inferieurs dans la region de Burlats (Tarn) .-Acad. Sci., C. R., Ser. D., 1973, v. 276, No. 20.

Latouche L. Les tectoniques superposees dans la region des Gour Oumelalen (Nord-Est de l'Ahaggar, Algirie).— Acad. Sci., C. R., Ser. D, 1972, v. 275, No. 8. Naha, K., Chaudhuri A. K., Bhattacharyya A. C. Superposed folding in the older Precam-

brian rocks around Sangat, Central Rajasthan, India.— Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Abhandl., 1966, v. 126, No. 3.

Park R. G. The structural evolution of the Tollie antiform; a geometrically complex fold in the Lewisian, north-east of Gairloch, Ross-shire.- Geol. Soc. London Quart. J., 1970, v. 125, pt 3, No. 499.

Ramahandra R. D., Fyson W. K. Folds and strain in Grenville metamorphic rocks, Bancroft, Ontario, Canada.- Geol. Soc. America Bull., 1973, v. 84, No. 5.

Ramsay J. G. Folding and fracturing of rocks. N.- Y., McGraw-Hill, 1967.

Seguret M., Proust F. Contribution a l'etude des tectoniques superposees dans la chaine hercynienne; l'allure anticlinale de la schistosite a l'ouest du massif de l'Aston (Pyreneed international and international de la bandonale a la regulación de la bandon d

Turner F. J., Weiss L. E. Structural analysis of metamorphic tectonites. N.-Y., McGraw-Hill, 1963.

Zelaznewicz A. Some remarks on the deformation sequence in the Northern part of the Orlica Mts (Middle Sudetes).- Bull. L'Acad. Pol. Sci., ser. Sciences de la terre, 1972. v. 20, No. 2.

Ленинградский государственный университет

Статья поступила 6 июня 1977 г. Сентябрь — Октябрь

УДК 551.24.03(574.42)

В. Б. КАРАУЛОВ

О ФАЗАХ ТЕКТОГЕНЕЗА В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЮГО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ

На основе анализа вертикальных рядов геологических формаций и количественной оценки периодического изменения площади палеозойских прогибов и поднятий, проведенной по палеотектоническим картам Юго-Западного Алтая, рассматривается история тектонического развития этой складчатой системы. Выделяются периоды разных порядков, состоящие из фаз погружения и растяжения, чередующихся с фазами воздымания и сжатия. Установлена связь с этими фазами определенных осадочных и магматических формаций и рассматривается их соотношение с выделявшимися ранее фазами складчатости. Высказывается предположение о влиянии чередования фаз погружения и воздымания на процессы образования полиметаллических месторождений.

Складчатая система Юго-Западного Алтая, ограниченная на северовостоке Локтевско-Қараиртышским глубинным разломом, а на юго-западе зоной Иртышского глубинного разлома, является частью Зайсанской геосинклинальной складчатой области герцинид. В процессе проведения комплексных исследований по прогнозированию полиметаллического оруденения большим коллективом геологов (в том числе и автором настоящей статьи) была составлена серия палеотектонических карт Юго-Западного Алтая (Атлас..., 1978), на которых нашли отражение современные данные об эволюции палеозойских тектонических структур этого региона.

Возвращение к вопросу о фазах тектогенеза Юго-Западного Алтая, уже обсуждавшемуся в геологической литературе (Нехорошев, 1956, 1966), представляется интересным с двух точек зрения. Прежде всего огромный фактический материал, обобщенный при составлении палеотектонических карт, позволяет уточнить время и характер проявления тектонических фаз в пределах Рудного и Южного Алтая и оценить их металлогеническое значение. С другой стороны, анализ тектонической эволюции Юго-Западного Алтая дает возможность еще раз вернуться к обсуждению содержания самого понятия «фаза тектогенеза» и критериев выделения конкретных фаз.

Работами многих геологов, изучавших строение и геологическую историю Рудного и Южного Алтая (Нехорошев, 1966, и др.) установлены неравномерность и разная интенсивность тектонических проявлений в различные отрезки геологического времени. Эта неравномерность позволила выделить в развитии Юго-Западного Алтая естественные этапы и стадии, в соответствии с которыми были выбраны интервалы времени для построения палеотектонических карт. Всего составлено 11 палеотектонических карт для следующих интервалов геологической истории рассматриваемой складчатой системы: 1) раннедевонская эпоха; 2) позднеэмсское — эйфельское время; 3) позднеэйфельское — раннеживетское время; 4) позднеживетское — франское время; 5) фаменский век; 6) раннетурнейское время; 7) позднетурнейское — ранневизейское время; 8) поздневизейское — серпуховское время; 9) среднекаменноугольная

3man	Repued	JADIA			10	ر آ) 20	пощ 30	a ð s 40	л 50	р р с с Б (; u b 7. 7.	0 0	80	<i>90%</i>	Ин 340 про) н	тру- ные явле- чя	4 возо и пр дам сж	Газы выма еобл още ати	l NUR 20- 20 NR	Фазы погружения и растяже- ния
	КИЙ	поздняя	ρ ₂		1	1	1	I	I	I	I		1		+ +					
א א מי ע	REPME	ранняя	С3 ^{-Р} 1												+ + + + + +	+- +-	- ILALP # 0.341-	USAHOJUWAJU	****	
920	b1 ŭ	поздн.		000 C											+	+₀ +				
0 0	нопсопон	Средняя	С2			2									+		308044	280004		
<i>61 Ř</i>	HBH	RR.	Uz-5		>										+	+. L	Cyde	тска	Л	
HQUD	Ka.	ранн	t2-4				<u> </u>			Ī	<u> </u>	- 1	-1-	۵			LIIII Cay,	ШШ ОСКА	Ш. Я	
ואחתא	кий	9 <i>ПD 3 д</i> н.	fm gvz-fr		<u>//</u>				Y Y 	→ 	<u>, i i i</u>			2	+	+°+° +°+° 	ШШ Брет	ШШ	ПШ (269	
60544	ВОНС	средня	е ₂ -ди, ет ₂ -е	ΎΙμ!: µ́I¦;iH					· . · . / 	· · · · / · · · · / · · · ·	、// , 、// 、		<u>``</u>		+	د ^م + د م+ ^م +	ШШ. Тельб	ШЦЦ Бессл	IШ 'ДЯ	
\leq	26	ран.	D,	· _ · · ±		- <u>-</u>												?		
	$\begin{array}{c} Y \\ y \\$																			

Рис. 1. Схема проявления тектонических фаз в пределах Юго-Западного Алтая 1 — трахилипарит-дацитовая наземная формация; 2 — дацит-андезитовая наземная формация; 3 — континентальная моласса; 4 — морская моласса; 5 — андезито-базальтовая прибрежно-морская формация; 6—8 — известняково-терригенная формация (6 — аргиллитово-песчаниковая известковистая ассоциация, 7 — терригенно-известняковая ассоциация), 8 — песчаниково-аргиллитовая известковистая ассоциация); 9 — андезитодацитовая формация; 10 — флишондная формация; 11 — аспидная формация; 12 — базальтово-липаритовая формация; 13 — известковисто-терригенная формация; 14 — гранитоидные (а) и габброндные (б) интрузии; 15 — малые интрузии и субвулканические тела кварцевых порфиров (а) и силлы диабазов и базальтовых порфиритов (б). Остальные пояснения см. в тексте

эпоха; 10) позднекаменноугольная — раннепермская эпохи; 11) позднепермская эпоха.

Вывод о том, что на протяжении палеозойской геологической истории Юго-Западного Алтая эпохи расширения площадей, захваченных геосинклинальным прогибанием, и соответствующих им морских трансгрессий чередовались с эпохами сокращения прогибов и регрессий моря, не является новым, но после составления упомянутых карт появилась возможность произвести количественную оценку этих процессов. Итогом такого анализа является представленная на рис. 1 схема проявления тектонических фаз в пределах Юго-Западного Алтая. На этой схеме по вертикальной оси отложены и обозначены общепринятыми индексами интервалы времени, для которых построены палеотектонические карты. Величина этих интервалов на рисунке пропорциональна их длительности по радиологическим данным (Проект рекомендации..., 1966). Опорные точки для построения палеотектонической кривой, отражающей характер изменения площадей относительного прогибания и поднятия в разные отрезки геологической истории, получены путем подсчета площадей прогибов и поднятий на соответствующих картах. Слева от палеотектонической кривой показан состав накапливавшихся в прогибах геологических формаций. Площади, занятые на рисунке знаком той или иной формации, пропорциональны предполагаемым площадям распространения соответствующих комплексов пород. В правой части схемы показано время проявления интрузивной деятельности; размер знаков и их количество примерно соответствуют масштабу магматических проявлений.

Составленная таким образом схема наглядно отражает упоминавшуюся выше периодичность в тектоническом развитии рассматриваемого региона. Отчетливо выделяются периоды двух порядков. Более крупные из них соответствуют собственно геосинклинальному и орогенному этапам развития складчатой системы Юго-Западного Алтая, а более мелкие — отдельным стадиям геосинклинального и орогенного этапов. Подробнее они будут рассмотрены ниже, здесь же следует отметить (это хорошо видно на рис. 1), что каждый такой «период» начинается резким расширением площадей, вовлеченных в прогибание, а завершается сокращением прогибов и расширением площади поднятий. В тесной связи с этими изменениями находится состав осадочных и магматическх формаций. Во время расширения прогибов преобладает накопление тонкообломочных терригенных и карбонатных осадков, а во время их сокращения накапливаются преимущественно толщи относительно грубообломочных осадочных и вулканогенно-осадочных пород, к этому же времени часто приурочено внедрение интрузий кислого состава.

Поскольку процесс тектонического развития имеет в данном случае четко выраженный периодический характер, можно говорить об отдельных фазах этого процесса. Количество фаз, выделенных в пределах каждого «периода», может быть различным и зависит главным образом от детальности исследования. Проще всего различать две фазы: фазу расширения прогибов (погружения) и фазу их сокращения (воздымания). Рассмотрим характер проявления тех и других в Юго-Западном Алтае.

Первый четко выраженный «период» охватывает поздний эмс, эйфель и большую часть живетского века. Более ранние стадии развития Юго-Западного Алтая изучены значительно хуже и здесь не рассматриваются. Позднеэмсское — эйфельское развитие играет особую роль в формировании геосинклинальной системы Юго-Западного Алтая. Если в силуре и раннем девоне геосинклинальные прогибы существовали только на юго-западе и крайнем юго-востоке рассматриваемого региона, а узкие морские заливы проникали на северо-запад лишь вдоль отдельных, наиболее крупных зон разломов, то в начале среднего девона весь блок земной коры континентального типа, расположенный между Локтевско-Караиртышским и Иртышским глубинными разломами, оказался вовлеченным в геосинклинальное прогибание. В результате раздробления этого крупного блока разломами разных направлений оформились главные структурные элементы геосинклинальной системы Юго-Западного Алтая. Это было время широкой морской трансгрессии. Устойчивые области размыва существовали только в смежных районах Горного Алтая. Структурная дифференциация геосинклинальной системы Юго-Западного Алтая, сложившаяся в позднеэмсское-эйфельское время, нашла четкое отражение в формациях этого возраста. Отлагавшиеся здесь толщи относятся к двум формациям: известковисто-терригенной и базальтово-липаритовой. Первая из них приурочена в основном к осевым частям интенсивно погружавшихся геосинклинальных прогибов (черневинская, холзунская, пугачевская свиты), в то время как вторая тяготеет к остаточ-



ным поднятиям и примыкающим к ним склонам геосинклинальных прогибов (березовская, лениногорская, крюковская и другие свиты). На ряде участков погружение сопровождалось внедрением силлов базальтовых порфиритов (Чернов, 1974).

В позднеэйфельское-раннеживетское время фаза погружения сменилась фазой воздымания. Повсеместно проявилась тенденция к росту и расширению поднятий. Резкое усиление магматической активности сказалось в сокращении площади, занятой известковисто-терригенной формацией, и расширении площади образования базальтово-липаритовой формации. К середине живетского века поднятия охватили большую часть геосинклинальной системы. На отдельных участках они зафиксированы в виде перерывов и несогласий (Авров, 1958; Кропачев и др., 1974). Усиление вертикальных и горизонтальных движений блоков привело к усложнению конседиментационных структур и формированию разнотипных складок. К этому времени относится образование значительной части порфировых интрузий и небольших массивов гранитоидов (Геология СССР, т. 41, 1967). Все перечисленные процессы (поднятия, складчатость, магматизм) составляют сущность тельбесской фазы тектогенеза, проявление которой в Юго-Западном Алтае впервые отмечено В. П. Нехорошевым (1956). Характер эволюции складчатой структуры Юго-Западного Алтая иллюстрируется серией палеогеологических разрезов через Холзунско-Сарымсактинское краевое поднятие (рис. 2). Рассмотренным выше двум фазам позднеэмсской-живетской (среднедевонской) стадии развития соответствуют разрезы I и II.

Следующая (позднедевонская) стадия геосинклинального развития Юго-Западного Алтая включает конец живетского века, франский и фаменский века. Начальная (позднеживетская — франская) фаза этой стадии характеризуется общим погружением, резким расширением и углублением прогибов. Многие участки, превратившиеся в середине живетского века в поднятия, оказались вновь вовлеченными в опускания. Следы соответствующих краевых перерывов установлены в хр. Сарымсакты (Авров, 1958), в бассейне р. Белая Уба (Кропачев и др., 1974) и на некоторых других участках. На большей части геосинклинальной системы началось образование аспидной формации (большереченская, белоубинская и другие свиты), и лишь на северо-западе Рудного Алтая продолжалось накопление базальтово-липаритовой формации (каменевская серия, снегиревская, давыдовская и другие свиты). Общее погружение было сопряжено с растягивающими усилиями, и вдоль зон разломов, ограничивавших наиболее интенсивно опускавшиеся участки геосинклинальных прогибов, началось внедрение силлов габбро-диабазов (см. рис. 2, III).

В фаменском веке площадь геосинклинальных прогибов заметно сократилась, а площадь областей размыва расширилась. В геосинклинальных трогах аспидная формация сменилась флишоидной (верхи алейской,

Рис. 2. Схематические палеогеологические разрезы участка в верховьях р. Бухтармы, отражающие стадии формирования складчатой структуры Юго-Западного Алтая I — середина эйфельского века, II — середина живетского века, III — конец франского века, IV — конец фаменского века, V — конец раннего турне, VI — конец позднего турне, VII — середина визейского века, VIII — конец позднего карбона, IX — середина пермского периода, X — современный разрез

1 — средне-верхнекаменноугольная континентальная толща (моласса); 2 — верхнетурнейская — нижневизейская толща известковистых аргиллитов и песчаников; 3 — верхнетурнейские известняки; 4 — нижнетурнейская песчано-глинистая толща; 5 — фаменская толща песчаников и конгломератов (флишоидная); 6 — верхнеживетско-франская алевролитово-аргиллитовая толща (аспидная); 7 — верхнеэйфельская — нижнеживетская осадочно-вулканогенная толща; 8 — верхнеэмсская — эйфельская вулканогенно-осадочная толща; 9—10 — нижнедевонские (9) и силурийские (10) известковисто-терригенные отложения; 11 — терригенная толща ордовикского (?) возраста; 12 — пермские граниты; 13 — верхнедевонские циабазы; 14 — среднедевонские кварцевые пофиры; 15 —

стратиграфические контакты, согласные (а) и несогласные (б); 16 — разломы
Джайдакская свиты), характеризующейся регрессивным типом строения с закономерным увеличением вверх по разрезу количества и мощности горизонтов грубообломочных пород (Караулов, 1976). На склонах геоантиклиналей началось накопление андезито-дацитовой формации. К концу фаменского века поднятия охватили большую часть геосинклинальной системы Юго-Западного Алтая. В современной геологической структуре эти поднятия зафиксированы перерывами в основании нижнекаменноугольных отложений. Непрерывное осадконакопление продолжалось лишь в осевых зонах геосинклинальных прогибов. В результате подвижек по разломам разных направлений и сжимающих усилий, которые привели к воздыманию и надвиганию поднятий на прогибы, произошло усложнение (сжатие, запрокидывание, изгибание в плане) сформированных раньше складчатых структур и образование новых брахиформных и линейных складок (см. рис. 2, IV). Имеются данные (устное сообщение М. С. Козлова) о формировании на некоторых участках гранитоидов. Перечисленные процессы, особенно активизировавшиеся к концу фаменского века, характеризуют фазу воздымания и сжатия, которую можно сопоставлять с бретонской (в узком смысле).

Третья стадия геосинклинального этапа началась на границе девона и карбона и закончилась в середине визейского века. В ней, как и в двух предыдущих, можно выделить две фазы. Фаза погружения (турнейский век) может быть разделена в данном случае на две «подфазы» — раннетурнейскую и позднетурнейскую. Ранний турне характеризуется быстрым, но умеренным расширением прогибов и заполнением их песчаниковоаргиллитовой известковистой ассоциацией пород (тарханская свита и ее возрастные аналоги), входящей в состав известняково-терригенной морской формации (см. рис. 2, V). Трансгрессивное залегание нижнетурнейских отложений на андезито-дацитовой формации фаменского яруса наблюдалось в бассейнах рек Ульба и Бухтарма (Мураховский, Гречишникова, 1970). В осевых зонах геосинклинальных прогибов, где осадконакопление продолжалось непрерывно, расширение морских бассейнов и удаление источников сноса обломочного материала отразилось в резком утонении гранулометрического состава осадков (Караулов, 1976).

В начале позднего турне процесс расширения бассейнов осадконакопления снова ускорился (см. рис. 2, VI). Широкая позднетурнейская трансгрессия, распространившаяся на обширные выровненные пространства Юго-Западного и Горного Алтая и столь же эффектно проявившаяся во многих других регионах мира, связана, вероятно, не столько с тектоническим погружением, сколько с повышением уровня Мирового океана. Не случайно, по-видимому, пик на палеотектонической кривой, соответствующий этой трансгрессии, выглядит своего рода аномалией, нарушающей закономерное сокращение размера трансгрессии по мере приближения к концу геосинклинального этапа. С позднетурнейской трансгрессией связано накопление терригенно-известняковой ассоциации (бухтарминская свита и ее аналоги). Часто наблюдаемое несогласное залегание верхнетурнейских известняков на фаменских и более древних отложениях послужило, видимо, причиной распространенного мнения о проявлении в середине турнейского века «чаткальской фазы складчатости» (Нехорошев, 1956, 1966). Отсутствие в пределах Юго-Западного Алтая достоверных наблюдений несогласного залегания верхнетурнейских отложений на нижнетурнейских и характер изменения литологического состава отложений на границе нижнего и верхнего турне свидетельствуют скорее о том, что на этом рубеже восходящие движения не проявлялись или проявлялись на очень ограниченных участках.

В начале визейского века фаза погружения сменилась фазой воздымания, на что указывает преобладание в составе нижневизейских отложений аргиллитово-песчаниковой ассоциации пород с увеличением количества песчаников вверх по разрезу (ульбинская свита и ее возрастные аналоги). Фаза воздымания, завершившаяся в середине визейского века максимальным расширением площади поднятий, интенсивным сжатием и метаморфизмом палеозойских толщ, привела к тому, что большая часть геосинклинальной системы Юго-Западного Алтая превратилась в складчатую систему (см. рис. 2, VII). На месте длительно развивавшихся геосинклинальных прогибов и геоантиклиналей сформировались складчатые структуры — синклинории и антиклинории. Перечисленные процессы составляют содержание саурской фазы тектогенеза (в узком смысле) или ее первой подфазы (Нехорошев, 1966).

Заключительная стадия собственно геосинклинального этапа развития Юго-Западного Алтая продолжалась в течение поздневизейского серпуховского ¹ времени. В это время в остаточных геосинклинальных прогибах накапливалась андезито-базальтовая прибрежно-морская формация, представленная двумя ассоциациями пород: вулканогенноосадочной (туфогенно-кремнисто-алевролитовая толща Большенарымского прогиба) и существенно вулканогенной (ларихинская и кедровская свиты). Присутствие в низах этой формации тонкообломочных кремнисто-глинистых отложений, а также лав и силлов базальтовых порфиритов указывает на то, что вторая половина визейского века началась фазой погружения, относительного расширения площади остаточных прогибов и растяжения, сопровождавшегося увеличением проницаемости зон разломов для магматических расплавов основного состава. В зоне Иртышского глубинного разлома началось внедрение габброидов габброплагиогранитовой формации.

Фаза погружения вскоре сменилась фазой воздымания и преобладающего сжатия, в течение которой произошло окончательное замыкание геосинклинальных прогибов, усиление восходящих движений, внедрение на ряде участков малых интрузий кварцевых порфиров (Принципы и методы..., 1972), а в зоне Иртышского глубинного разлома — становление массивов гранитоидов габбро-плагиогранитовой формации. Эта фаза тектогенеза, активно проявившаяся на границе раннего и среднего карбона, может быть сопоставлена с судетской фазой складчатости по Г. Штилле (1964). В. П. Нехорошев (1966) предпочитает называть ее поздней подфазой саурской фазы.

Орогенный этап развития Юго-Западного Алтая начался в среднем карбоне накоплением моласс в межгорных прогибах и впадинах. Не вдаваясь в обсуждение достоинств и недостатков термина «орогенный», отметим, что начало этого этапа характеризуется, строго говоря, не усилением восходящих движений, как принято считать, а резкой тектонической дифференциацией на фоне усилившегося растяжения и очередной фазой погружения больших участков орогенной системы. Интенсивные поднятия, как было показано, предшествуют началу орогенного этапа, а затем развиваются в его середине и конце. В пределах Юго-Западного Алтая начальная фаза погружения выразилась в возникновении и быстром расширении Орловско-Малоульбинского, Большенарымского и Катойского межгорных прогибов, заполнявшихся главным образом континентальной, частично угленосной молассой (малоульбинская, катойская и другие свиты). Сравнительно кратковременная фаза погружения и расширения прогибов сменилась фазой общего воздымания и сокращения прогибов, которая достигла максимума в конце среднего карбона (см. рис. 1). В это время наряду с молассами начинается образование дацит-андезитовой наземной формации. По мнению ряда исследователей (Геология СССР, т. 41, 1967), в среднем карбоне формируется часть гранитоидов эмеиногорского комплекса.

¹ По решению МСК, верхний ярус нижнего карбона получил в СССР название «серпуховский ярус». Его объем примерно соответствует нижнему намюру прежних стратиграфических схем.

Следующая кратковременная фаза активизации орогенных движений и усиления погружения впадин отмечается в начале позднего карбона. Приблизительно в это время образовался Голубовский межгорный прогиб (см. рис. 2, VIII), заполнявшийся лимнической угленосной молассой голубовской свиты. В Большенарымском прогибе продолжалось накопление дацит-андезитовой наземной формации. В конце позднего карбона и ранней перми снова усилились восходящие движения. С этим временем большинство исследователей связывает внедрение основной массы гранитондов эмеиногорского комплекса, а также малых интрузий порфиров — порфиритов. Формирование их происходило в условиях воздымания и преобладающего сжатия, чередовавшегося с растяжением. Сжатие сопровождалось дальнейшим усложнением складчатой структуры с образованием отдельных взбросов и надвигов (см. рис. 2, IX). Позднепермская эпоха характеризовалась перераспределением участков наиболее интенсивных поднятий и внедрением гранитоидов калбинского комплекса. Перечисленные процессы соответствуют заключительным фазам герцинского тектогенеза, для более дробного расчленения которых данных недостаточно.

Возвращаясь к общим закономерностям тектонического **D**азвития Юго-Западного Алтая, в частности к характерной для него периодичности, отметим, что строение «периодов» разных порядков во многом сходно. Каждый из них начинается резким расширением площади прогибов, которая затем постепенно, но неравномерно сокращается. Моменты быстрого расширения площади седиментации наиболее четко выражены в разрезах осадочных и вулканогенно-осадочных формаций и именно поэтому являются естественными границами таких периодов. Весь интервал геологического времени, отвечающий герцинскому тектоническому циклу и изображенный на рис. 1, можно рассматривать как период первого порядка. Периоды второго порядка продолжительностью 3-4 геологические эпохи примерно совпадают с этапами третьего порядка, по С. В. Тихомирову (1972), и в нашем случае отвечают собственно-геосинклинальному и орогенному этапам развития герцинид Юго-Западного Алтая. Приведенный выше фактический материал достаточно полно характеризует строение периодов третьего порядка (1,5-2 геологических века), соответствующих отдельным стадиям геосинклинального и орогенного этапов. Более детальные исследования позволяют наметить периодичность высших порядков, осложняющую нарисованную картину.

Отдельные моменты каждого периода тектонического развития удобно называть фазами. По-видимому, фазы (как и периоды) могут быть разного порядка. При рассмотрении тектонической истории герцинид Юго-Западного Алтая (см. выше) термин «фаза» употребляется применительно к начальному и конечному отрезкам периодов третьего порядка, поскольку некоторые из этих фаз совпадают с широко известными и выделявшимися здесь ранее «фазами складчатости». Фазы, соответствующие отдельным моментам периодов второго порядка, лучше называть тектоническими эпохами, как это делают В. Е. Хаин (1971) и А. А. Пронин (1969).

Дискуссия о природе фаз тектогенеза, их длительности, распространенности по площади, а также о наиболее рациональной терминологии продолжается уже несколько десятков лет, то затухая, то вновь разгораясь. История этого вопроса подробно рассмотрена в ряде работ (Хаин, 1950; Шатский, 1951, и др.), и повторять ее здесь нет необходимости. В «Справочнике по тектонической терминологии» (1970) приводится около десяти разных определений понятия «фаза тектогенеза». Большинство из них представляет по существу уточненное и расширенное определение фаз складчатости (орогенических фаз, по Г. Штилле, 1964). Фазы складчатости противопоставляются фазам относительно спокойного, эволюционного развития. Выделяются они в первую очередь на основе анализа лерерывов и несогласий, хотя указания на недостаточность этого критерия давно имеются в геологической литературе (Усов, 1938, и др.). В других определениях фазы тектогенеза понимаются шире, как фазы повышенной тектонической активности, проявляющейся в самых разнообразных формах: ускорении вертикальных движений, складчатости, разрывообразовании, землетрясениях, интрузиях (Хаин, 1950, и др.). Однако в этом случае часто упускается из виду то обстоятельство, что усиление вертикальных и горизонтальных движений, разрывообразования, интрузивной деятельности в различные моменты тектонического развития может происходить в разных условиях, иметь разную направленность и приводить к разным, даже к совершенно противоположным результатам. Следовательно, такие определения неоднозначны и могут применяться к разным моментам тектонического развития, т. е. к разным его фазам. Представляется, что предлагаемый в данной статье подход к выделению тектонических фаз не противоречит традиционному, но является более широким, включая в себя сложившиеся представления о фазах тектогенеза как частный случай.

Выше было показано, что анализ тектонического развития Юго-Западного Алтая позволяет выделить в составе каждого естественного «периода» минимум две фазы. Начальные фазы характеризуются быстрым расширением площади прогибания, ускорением погружения в пределах существовавших прогибов, увеличением проницаемости зон разломов и проникновением в них магматических расплавов преимущественно основного состава. Все эти признаки позволяют квалифицировать рассматриваемые интервалы геологической истории как фазы погружения и растяжения. Для этих фаз характерно накопление на большей части геосинклинальной системы осадочных карбонатно-терригенной и аспидной формаций, а на орогенном этапе -- моласс (континентальной и морской). В составе вулканических формаций относительно большую роль играют базальтовые порфириты. Из интрузивных образований особенно часто встречаются силлы диабазов и базальтовых порфиритов. При изучении разрезов геосинклинальных толщ начало фаз погружения и растяжения устанавливается по резкой смене фаций в основании комплексов регрессивного типа (Караулов, 1976) и по краевым несогласиям, формирующимся в процессе трансгрессий.

Фазы погружения более или менее постепенно сменяются фазами воздымания. Переход между ними бывает иногда настолько плавным, что в ряде случаев целесообразно, вероятно, выделять переходную фазу стабилизации тектонического режима. Заключительные фазы характеризуются прогрессирующим сокращением площади прогибов, замедлением погружения, ростом поднятий, образованием взбросов и надвигов, усложнением ранее созданных складчатых форм и ускорением формирования новых складок (см. рис. 2, II, IV, VII, IX). Перечисленные признаки позволяют считать эти интервалы времени фазами воздымания и преобладающего сжатия, или, по М. А. Усову (1938), «борьбы сжатия и растяжения при ведущей роли сжатия». Из геологических формаций, наиболее характерных для этих фаз, можно отметить андезито-дацитовую, флишоидную и другие относительно грубообломочные терригенные формации. Раннеживетская фаза воздымания и сжатия сопровождалась резким расширением площади образования базальтово-липаритовой формации, а на орогенном этапе развития к соответствующим фазам приурочено образование дацит-андезитовой и трахилипарит-дацитовой наземных формаций. Из интрузивных проявлений характерно образование малых интрузий и субвулканических тел кварцевых порфиров, а также внедрение гранитоидных комплексов. На многих участках (но далеко не везде) эти фазы завершаются размывом с образованием впоследствии углового несогласия. Несмотря на то что складкообразование происходит не на всех участках, а зоны наиболее активного проявления складчатости смещаются от одной стадии к другой (что отчасти видно на рис. 2), комплекс остальных признаков позволяет утверждать, что выделенные фазы воздымания и сжатия в той или иной форме проявились на всей площади рассматриваемой складчатой системы и далеко за ее пределами. По времени проявления эти фазы примерно совпадают с выделявшимися ранее фазами тектогенеза (Нехорошев, 1956, 1966).

Схема, представленная на рис. 1, позволяет судить о продолжительности тектонических фаз. В течение геосинклинального этапа развития преобладали по времени фазы погружения и растяжения. Их ориентировочная продолжительность составляет 10—12 млн. лет, в то время как средняя продолжительность фаз воздымания и преобладающего сжатия около 5 млн. лет (по мере приближения к концу геосинклинального этапа она несколько увеличивается). Для орогенного этапа соотношение обратное. Сравнительно кратковременные фазы погружения и растяжения составляет продолжительными фазами воздымания и преобладающего сжатия. Возможно, отчасти это объясняется малой распространенностью и недостаточной изученностью орогенных формаций Юго-Западного Алтая, и в действительности количество фаз погружения и их продолжительность несколько больше, но в принципе картина, по-видимому, именно такова.

Изложенные выше закономерности выявляются в результате обобщенного статистического подхода к изучению тектонического развития крупного региона. Можно найти примеры частных структур, которые в течение фаз общего погружения испытывали относительное поднятие и на фоне преобладающего растяжения являлись участками локального сжатия (и наоборот). Такие исключения не должны служить основанием для отрицания более общих закономерностей, при формулировании которых всегда в определенной мере схематизируются бесконечно сложные природные процессы.

Представляется, что чередование фаз погружения и растяжения с фазами воздымания и преобладающего сжатия имеет прямое отношение к процессу образования полиметаллических месторождений Юго-Западного Алтая. Возраст оруденения продолжает оставаться предметом острых дискуссий, и его нельзя считать окончательно установленным, однако пространственная и генетическая связь полиметаллических руд с магматическими формациями (вулканическими и интрузивными) не вызывает сомнения. В настоящее время большинство исследователей придерживается мнения о полигенности и полихронности полиметаллического оруденения. Достаточно определенно установлена парагене-тическая связь руд полиметаллов с малыми и субвулканическими порфировыми интрузиями, располагающимися в педелах девонской базальтово-липаритовой формации (Принципы и методы..., 1972). Вертикальное распространение вулканических формаций и кислых порфировых интрузий, показанное на рис. 1, позволяет высказать предположение, что со среднедевонской и позднедевонской фазами погружения и растяжения связаны вынос металлов из магматических очагов в поверхностные зоны земной коры и образование рассеянной минерализации, а с последующими фазами воздымания и сжатия — концентрация и регенерация полиметаллического оруденения.

Литература

Атлас палеотектонических и структурно-формационной карт Юго-Западного Алтая. Гл. ред. М. В. Муратов. М., «Аэрогеология», 1978.

Авров Д. П. Находка чиелевой фауны в Южном Алтае. В сб.: Доклады первичной организации научно-технического горного общества при ВСЕГЕИ, вып. 1. Л., 1958.

Геология СССР, т. 41. Восточный Казахстан, ч. 1, геологическое описание. Ред. В. П. Нехорошев. М., «Недра», 1967.

Караулов В. Б. К вопросу о выделении трансгрессивных и регрессивных комплексов в разрезах геосинклинальных толщ.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 3.

- Кропачев С. М., Сухарев Н. Г., Сухарева В. К., Округин В. М., Яковлев Г. Ф. Липаритовые порфиры Стрежанского месторождения (Рудный Алтай) — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 12.
- Мираховский М. А., Гречишникова И. А. Стратиграфическое положение и возраст вулканогенных толщ в нижнем течении р. Бухтармы (Рудный Алтай). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XLV, 1970, № 5.
- Нехорошев В. П. Главнейшие фазы герцинского тектогенеза, проявившиеся в девоне и нижнем карбоне Зайсанской геосинклинальной области. — Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1956, № 19.
- Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. М., «Недра», 1966 (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 139).
- Принципы и методы прогнозирования медноколчеданного и полиметаллического оруденения (на примере Рудного Алтая). М., «Недра», 1972.
- Проект рекомендации по мировой геохронологической шкале. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 9.

Пронин А. А. Герцинский цикл тектонической истории Земли. Л., «Наука», 1969.

- Справочник по тектонической терминологии под ред. Ю. А. Косыгина и Л. М. Парфенова. М., «Недра», 1970. Тихомиров С. В. Факторы осадочного процесса и его основной закон.— Изв. вузов. Гео-
- логия и разведка, 1972, № 3.

Усов М. А. Фазы тектогенеза. — Сов. геология, 1938, № 11.

- Хаин В. Е. О непрерывно-прерывистом течении тектонических процессов. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 6.
- Хаин В. Е. Об общих закономерностях развития тектонических процессов во временипроблемы прерывистости — непрерывности, цикличности — направленности. — Вестн. Моск. ун-та. Геология, 1971, № 4.
- Чернов В. И. Вулканические формации и порфировые интрузии Рудного Алтая. М., «Наука», 1974. Шатский Н. С. О длительности складкообразования и фазах складчатости.— Изв. АН

СССР. Сер. геол., 1951, № 1. Штилле Г. О возрасте и характере фаз варисцийской складчатости, 1920. Избранные

труды. М., «Мир», 1964.

Московский геологоразведочный институт им. С. Орджоникидзе

Статья поступила 31 октября 1978 г.

Сентябрь — Октябрь

УДК 551.24.03(234.372.3)

С. Г. РУДАКОВ

О ЗНАЧЕНИИ САЛАИРСКОГО (САРДСКОГО) РУБЕЖА В РАЗВИТИИ ВНУТРЕННЕЙ ОБЛАСТИ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ

Анализ геологических, радиогеохронометрических и палинологических данных о метаморфических комплексах различных участков Восточных Карпат и других частей Карпатского региона показывает существенное значение салаирской (сардской) фазы байкальского тектогенеза в формировании доверхнепалеозойского основания этой области Восточных Карпат. Строение последнего наиболее подробно изучено на современном Мармарошском массиве. Последний имеет покровно-складчатую структуру, а в домеловое время слагающие его элементы принадлежали к различно развивавшимся самостоятельным зонам. Приводятся аргументы, свидетельствующие о догерцинских событиях (складкообразовании и метаморфизме) в различных первичных зонах Внутренней области Карпат. Намечены две вероятные схемы соотношения салаирских и герцинских метаморфических событий в главных первичных зонах.

Тектоническое расчленение Карпатской геосинклинальной системы, в том числе и Восточных Карпат, на Внешнюю и Внутреннюю области на альпийском этапе развития является общепринятым. Особенности строения и история формирования метаморфического основания показывают, что различные зоны Восточно-Карпатского сооружения могут быть выделены и для домезозойского времени. Недавно В. Е. Хаин и его соавторы (1977) наметили в пределах основания альпийского покровно-складчатого сооружения Восточных Карпат байкалиды, переработанные более поздними движениями и неизмененные, герциниды и нерасчлененные палеозоиды. Сходство древних ядер Западных Карпат (гемерид и татрид) с метаморфическими комплексами Мармарошского массива убедило автора (Рудаков, 1974) в принадлежности последних к Внутренней области региона. Аналогичная точка зрения высказана и А. К. Бойко (1976), считающим границей первого порядка между Внутренней и Внешней областями на этом этапе развития так называемую Перипьенинско-Радомирскую глубинно-разломную структуру. При этом он подчеркнул, что фундамент Внутренней области альпийского сооружения сложен преимущественно герцинидами в отличие от метаморфического субстрата Внешней области, представленного главным образом байкалидами. По мнению автора, с последним утверждением можно согласиться лишь отчасти. Действительно, активное изучение древних комплексов Мармарошского массива привело многих исследователей к заключению о большой роли герцинского (300-340 млн. лет) тектогенеза в формировании древнего основания. С этим рубежом были связаны региональный метаморфизм, щелочной метасоматоз, складко- и покровообразование (?). С другой стороны, все более накапливающиеся в последнее время прямые факты и косвенные соображения позволяют выявить еще один, более древний, салаирский, или сардский (500-520 млн. лет), рубеж в развитии не только Внешней, но и Внутренней области региона. Эти аргументы приведены ниже. Здесь же необходимо подчеркнуть, что метаморфические комплексы Мармарошского массива представляют собой практически единственный в Восточ-

78

ных Карпатах объект, позволяющий непосредственно судить о строении древнего основания Внутренней области.

Представления о роли байкальских, каледонских и герцинских событий в развитии региона менялись неоднократно. Не анализируя эволюции этих представлений, следует только указать, что в сводке Г. Штилле (1968) было подчеркнуто значение ассинтского (байкальского) складкообразования в развитии древних массивов Карпатского региона, которые были поставлены по этому признаку в один ряд с массивами Восточных Альп. Подчеркивая ведущую роль байкалид в основании Средиземноморского альпийского складчатого пояса, М. В. Муратов (1969) также отнес к ним и метаморфические комплексы Мармарошского массива Восточных Карпат. Значение сардской (салаирской) фазы байкальского тектогенеза в формировании складчатого основания Восточных Карпат было отмечено и В. Е. Хаиным (1970). Автор данной статьи до последнего времени придерживался взгляда о двух этапах прогрессивного регионального метаморфизма, разделенных временем формирования отложений, преобразованных на герцинском рубеже в зеленые сланцы деловецкой серии. В настоящее время эта схема не отклонена, но наметился и другой вариант возможной последовательности метаморфических событий. Тектонической базой, позволяющей по-новому подойти к древней истории региона, является концепция покровного строения Мармарошского массива, разработанная для советской (Хаин и др., 1968) и румынской (Harta geol., 1968) частей региона. Современные структурные единицы, из которых состоит сложившееся в середине мелового периода покровное сооружение Мармарошского массива, представляют фрагменты самостоятельных тектонических зон доальпийской геосинклинальной системы. На Мармарошском массиве удается выделить первично внешнюю (Белопотокскую — Бретила) и более внутреннюю (Деловецкую — Тульгеш) зоны (Бызова и др., 1971; Bercia et al., 1976). Не исключено, что первоначально существовала и еще более внутренняя зона, представленная ныне гнейсовыми комплексами в останцах покровов Ребра, Рарэу и Хэгимаш. Такое представление о структуре потребовало раздельного анализа истории названных зон (Рудаков, 1975). Салаирский, или сардский, рубеж (около 500—520 млн. лет назад) невозможно игнорировать для развития наиболее внешней Белопотокской — Бретила зоны древней Карпатской геосинклинали. Главными аргументами в пользу этого служат радиологические данные, полученные различными методами. Прежде всего надо назвать результаты изохронного рубидий-стронциевого изучения гнейсов и сланцев, равные 525±9 млн. лет (Горохов и др., 1977). Изотопно-свинцовый метод по акцессорным цирконам из пород той же белопотокской серии приводит к результатам около 530—550 млн. лет (Бойко и др., 1975) 1. Этот же рубеж отражают и некоторые из калийаргоновых определений (от 502 до 510 млн. лет), приведенных Мынзату и др. (Minzatu et al., 1975) из материалов по румынской части региона.

Ряд данных указывает на значимость намеченного салаирского рубежа и в развитии более внутренней Деловецкой — Тульгеш зоны. Во-первых, все опубликованные палинологические определения, относящиеся к деловецкой серии в советских и серии Тульгеш в румынских Восточных Карпатах, не выходят за пределы позднего протерозоя (рифея) — кембрия и хорошо согласуются у различных авторов². Во-вторых, ураносвинцовые исследования галенитов рудных залежей, локализованных в этом комплексе (Superceanu, 1967), дали результаты, равные 500 и

¹ Надо отметить, что хотя авторы интерпретировали это определение иначе, чем сделано в настоящей статье, Н. П. Щербак и его соавторы (1977) прямо указали, что «метаморфические процессы пород белопотокской свиты, по данным изотопно-свинцового и рубидий-стронциевого изохронного методов, протекали 530—550 млн. лет назад».

² Аналогами деловецкой и кузинской серий советского Мармароша в румынской части массива являются соответственно серии Тульгеш и Цибэу.

515 млн. лет. Крейтнер и его соавторы (Kräutner et al., 1975) приводят также определения 550±30 млн. лет, полученные Е. Выждя урано-свинцовым методом для руд стратиформных сульфидных месторождений, локализованных в серии Тульгеш. В-третьих, при массовом проведении калий-аргоновых определений возраста в ряде случаев были зафиксированы результаты, заметно превышающие обычные значения в 300-330 млн. лет. Крейтнер с соавторами (Kräutner et al., 1976) приводят определения, охватывающие интервал 397-472 млн. лет. Кроме того, известен ряд возрастных определений между 397 и 330 млн. лет, выполненных как по породам в целом, так и по отдельным минералам. Этот широкий «спектр» возрастных данных, полученных калий-аргоновым методом, представляется естественным в районе с неоднократным метаморфизмом. Видимо, эта серия определений отражает наличие более древнего, чем герцинский, этапа регионального метаморфизма, а также частичное омоложение возрастных значений при более поздних переработках комплексов. Хорошо совпадающие значения, полученные А. К. Бойко и его соавторами (1975) по трем изотопным отношениям урана и свинца в одной пробе (640, 645 и 665 млн. лет), хотя и далеко отклоняются от намеченного рубежа, но, вероятно, могут служить еще одним указанием на присутствие в Деловецкой — Тульгеш зоне допалеозойских пород.

В пользу наличия более древних, чем герцинские, событий в Деловецкой — Тульгеш зоне свидетельствует и характер соотношений деловецкой серии с наиболее древней из перекрывающих толщ — кузинской серией. Во-первых, в советской и румынской частях массива установлено угловое несогласие между этими комплексами, указывающее на фазу складкообразования. Во-вторых, палинологические исследования (Iliescu et al., 1965, 1975) показали, что названные серии характеризуются различными комплексами микрофитофоссилий. Для кузинской серии устанавливается раннекаменноугольный возраст, что хорошо согласуется с герцинским временем регионального метаморфизма пород, выявленным радиологически и по соотношению с неметаморфизованными отложениями верхнего палеозоя. В-третьих, нужно указать на данные Крейтнера и др. (Kräutner et al., 1975), фиксирующие геобарометрические различия в условиях метаморфизма пород обеих серий. По-видимому, логично прийти к выводу, что формированию отложений, преобразованных ныне в кузинскую серию, предшествовало не только складкообразование, но и метаморфизм субстрата, представленного деловецкой серией, хотя эти события и не обязательно могли иметь место на салаирском рубеже.

Кроме того, поскольку Мармарошский массив является не единственным в Карпатской системе выходом регионально метаморфизованных пород, то, вероятно, было бы правильным принять во внимание указания о салаирском (позднебайкальском) рубеже в других древних массивах региона.

При этом выясняется, во-первых, что события этого времени отмечаются, как и в Мармароше, в гнейсовых и зеленосланцевых комплексах различных структурных единиц, представлявших первично самостоятельные зоны.

Во-вторых, ряд зеленосланцевых комплексов имеет сходное строение разреза, в средней части которого значительную роль играют метаморфизованные кислые (и реже основные) вулканогенные и вулканогенноосадочные породы. К этим комплексам относятся, например, серия Бистра, Бихария и Мунчел в горах Северные Апусени; серии Сибишел, Решинарь, Лаинич-Пэюш, Вылкан и др. в западной части Южных Карпат, а также комплексы Восточной Сербии, развитые в зоне Стара Планина — Поречка на прямом продолжении пород Дунайского автохтона румынских Карпат.

В-третьих, возрастной диапазон микрофоссилий, обнаруженных в ряде названных комплексов, ограничен рамками позднего протерозоя — 80

(раннего) кембрия. Такие ассоциации выявлены в сериях Сибишел и Решинарь Гетского покрова (Mutihac, Ionesi, 1974), в сериях Арада, Бихария и Мунчел гор Северные Апусени (Visarion, Dimitrescu, 1971). К этому же времени А. Грубичем (1972) отнесено формирование первичных пород, развитых в зеленосланцевом метаморфическом основании горных массивов Восточной Сербии, находящихся на прямом продолжении Гетского покрова. В пределах Дунайского автохтона к этому же циклу, вероятно, принадлежат зеленосланцевые серии Лаинич-Пэюш и Вылкан в горах Парынг-Ретезат. В последней выявлены микрофоссилии позднего протерозоя — раннего кембрия. Продолжение основания Дунайского автохтона к югу на территории Югославии, возможно, представляет Поречский кристаллический комплекс, в мраморах которого в Восточной Сербии были выявлены остатки строматолитов и археоциат. Определения apxeoquat Ajacicyathus ex gr. anabarensis (Vologd.) указывают на раннекембрийский возраст вмещающей толщи (Каленич, 1966). Перечень участков региона, где выявлены те или иные доказательства движений на салаирском рубеже, может быть продолжен.

В-четвертых, палеонтологические данные о времени образования осадочных и вулканогенно-осадочных толщ подкрепляются рядом радиометрических определений. А. Грубич (1972) отмечает, что в середине кембрия или в позднем кембрии произошло одно из важнейших событий в развитии Восточной Сербии, которое сопровождалось замыканием геосинклинального прогиба, интенсивным кислым соскладчатым и послескладчатым магматизмом и мигматизацией. А. Грубич связывает эти события с рубежом около 500 млн. лет, зафиксированным радиологически (469—516 млн. лет) в породах основания Мизийской плиты. В горах Северные Апусени калий-аргоновым методом получены результаты в 488, 556 и 596 млн. лет, относящиеся к гранитоидам Кодру, 522 млн. летпо пегматитам из гранитоидов Мунтеле-Маре (Giuscă et al., 1967) и 508 млн. лет по мусковиту из гранитных пегматитов Винцэ (Ianovici et al., 1976). К этой же возрастной группе принадлежат гранитоиды Сушица и Тисмана из горного массива Вылкан, калий-аргоновые возрасты которых, полученные Сорою и его соавторами (Soroiu et al., 1970), равны 469-554 млн. лет. Все названные интрузии связаны с гнейсово-сланцевыми комплексами.

В сложившейся ситуации вряд ли правомерно игнорировать рубеж около 500-530 млн. лет в эволюции и метаморфических комплексов Мармарошского массива, представляющих складчатое основание Внутренней области Восточных Карпат, и ставить этим названные комплексы в совершенно исключительное положение среди остальных регионально метаморфизованных образований Карпатской системы. С другой стороны, необходимо отметить, что существуют некоторые аргументы, указывающие на проявление добайкальских событий в первично краевой зоне Внутренней области Восточных Карпат. К ним принадлежит единичное калий-аргоновое определение, полученное по роговой обманке из амфиболита белопотокской серии около сел. Деловое и равное 700± ± 50 млн. лет (Семененко и др., 1969). Несмотря на многочисленные повторные исследования пород этой серии в том же районе, ни калий-аргоновый, ни рубидий-стронциевый методы не позволили получить близких результатов, и указанное определение, являясь единственным и аномальным для всего Мармарошского массива (Kräutner et al., 1976), вряд ли может считаться надежным. Кроме того, в последней работе выдвинута концепция, согласно которой позднебайкальскому метаморфизму в породах серии Бретила (белопотокской) предшествовал дальсландский метаморфизм около 850±50 млн. лет назад, выявленный путем графических построений в координатах K⁴⁰/Ar⁴⁰ на основе модели миграции аргона, предложенной Харпером (Harper, 1970). Эта интерпретация представляется недостаточно убедительной прежде всего в силу отсутствия линейности в расположении точек на графиках. Кроме того, как показывает геологическая практика, «модель Харпера» встречается довольно редко и данные, полученные при этом допущении, требуют подтверждения другими методами. Таких подтверждений в Восточных Карпатах не известно. Что касается проявления регионального метаморфизма пород деловецкой серии на рубеже около 500—530 млн. лет, то оно подкрепляется более выдержанной линейностью в расположении точек на графике и наличием ряда отдельных калий-аргоновых определений, близких к этому рубежу.

Имеющиеся в настоящее время геологические и геохронологические данные оставляют две возможности интерпретации наиболее вероятной последовательности геологических событий при формировании метаморфического основания Мармарошского массива.

Одна точка зрения, известная давно, предполагает два этапа складкообразования и прогрессивного регионального метаморфизма. В результате первого этапа возникли гнейсы и слюдяные сланцы серии Бретила (белопотокской), а со вторым — на рубеже среднего и позднего палеозоя — связано образование зеленосланцевой деловецкой и филлитовой кузинской серий.

Второй вариант интерпретации заключается в признании одновременности и разной интенсивности регионального метаморфизма в разных зонах на рубеже около 500—530 млн. лет. Белопотокская — Бретила и Деловецкая — Тульгеш зоны первоначально сменяли друг друга по латерали, а ныне представлены останцами тектонических покровов, совмещенных на Мармарошском массиве. Ряд радиологических данных, полученных различными методами, указывает на проявление тектогенеза на рубеже около 500-530 млн. лет. Микрофоссилии, определенные в породах зеленосланцевой деловецкой серии советскими и румынскими авторами (Тимофеев, 1973; Iliescu, Muresan, 1970), принадлежат к интервалу рифей — кембрий. Видимо, это позволяет предполагать, что накопление исходного осадочного и вулканогенно-осадочного материала во внутренней зоне ограничено этим временным интервалом. Гораздо менее определенным является возраст гнейсово-сланцевой серии Бретила (белопотокской). Полное отсутствие палеонтологических данных и принадлежность этого комплекса к другой структурно-формационной зоне позволяет допустить также два варианта: а) более древний, чем для деловецкой серии, возраст; б) одновозрастность, в первом приближении, сравниваемых серий.

Первая концепция является традиционной, разделяется практически всеми исследователями Восточных Карпат и не может быть исключена автором. Косвенно в ее пользу свидетельствует очень широкое распространение остатков микрофоссилий рифея — кембрия в различно метаморфизованных породах внутренних частей пра-Карпатской геосинклинали и полное отсутствие этих остатков в гнейсово-сланцевых комплексах более внешних зон. Вряд ли это обстоятельство можно объяснить только большей интенсивностью метаморфизма во внешних зонах, так как в других частях Карпатского региона те же исследователи выявили микрофоссилии и в более глубоко метаморфизованных комплексах³. Возможно, что основание внешних зон было консолидировано в доделовецкое время, а в рифее — кембрии представляло собой область размыва, отделявшую внутренние зоны от прогиба на краю платформы. Основание этой области размыва не содержит остатков микрофоссилий, широко развитых в верхах разреза зеленосланцевых комплексов внутренних зон, и поэтому вряд ли могло служить источником для переот-

³ В качестве примера можно назвать гнейсово-сланцевую серию Бая де Арьеш, образующую верхний тектонический покров в горах Северные Апусени, в которой Висарион и Димитреску (Visarion, Dimitrescu, 1971) выявили дорифейский комплекс микрофоссилий.

ложения этих скелетных остатков организмов. Близкое сходство ассоциаций микрофоссилий в зеленосланцевых комплексах на очень больших расстояниях свидетельствует против переотложения остатков организмов из более древних комплексов ранее консолидированных зон.

С другой стороны, нельзя полностью исключить и другую трактовку, предполагающую примерную одновозрастность комплексов основания главных зон, представленных ныне на Мармарошском массиве. Первичный состав пород и строение разрезов комплексов в разных зонах, как и степень их последующего метаморфизма, могут сильно различаться. Такой взгляд на ход геологической истории, по-видимому, должен повести в свою очередь к предположению о значительно больших размерах первичных зон и величинах перемещения тектонических покровов, чем удается рассчитать по современной структуре Мармарошского массива.

Схема последовательности метаморфических процессов выглядит при этом варианте следующим образом: 1) около 500—530 млн. лет назад завершение осадконакопления, складкообразование и прогрессивный региональный метаморфизм разной интенсивности в обеих основных зонах; 2) около 320 млн. лет назад — региональный зеленосланцевый метаморфизм, оказавшийся прогрессивным по отношению к осадочным толщам, накопившимся в отдельных впадинах в обеих зонах в конце раннего и среднем палеозое, регрессивным относительно гнейсово-слюдяносланцевого основания наиболее внешней Белопотокской — Бретила зоны и нейтральным, т. е. не породившим новых минеральных ассоциаций и вызвавшим лишь радиологическую переработку зеленосланцевой деловецкой серии, сформированной ранее; 3) проявления метаморфизма повторились и в мезозое, что фиксируется преобразованием в хлоритовые сланцы некоторых верхнеюрских отложений.

Кроме того, факты, говорящие о мезозойской переработке, выявляются при радиологическом изучении зеленых сланцев деловецкой серии. Это обстоятельство косвенно подтверждает принципиальную возможность заметного омоложения калий-аргоновых данных без образования новой резко отличной минеральной ассоциации в зеленых сланцах данной серии и на герцинском рубеже. Примеры подобных определений были многократно опубликованы и собраны в сводке Крейтнера и его соавторов (Kräutner et al., 1976), посвященной Восточным Карпатам.

Если принять последнюю схему, то изохронное рубидий-стронциевое определение для гнейсо-гранитоидов Чивчинских гор (Горохов и др., 1967) и позднее пересчитанное (300±100 млн. лет), логично интерпретировать как проявление зеленосланцевого метаморфизма и активного щелочного метасоматоза. Становление же этого комплекса пород логично связывать с первым этапом складкообразования и метаморфизма, что подкрепляется единичными калий-аргоновыми определениями, полученными Мынзату и его соавторами (Minzatu et al., 1975) для пород того же комплекса в румынской части Мармарошского массива (502, 507 и 510 млн. лет). Дессила-Кодарча и Caby (Dessila-Codarcea, Savu, 1967) аналогично интерпретируют данные о возрасте различных гранитоидных тел в горах Парынг (Южные Карпаты), полученные калий-аргоновым методом по слюдам (518, 520 и 524 млн. лет) и по калиевым шпатам (250 и 327 млн. лет).

Проанализированные данные о метаморфических комплексах Мармарошского массива позволяют сделать ряд выводов и предположений.

1. Салаирский (сардский) рубеж несомненно проявился в эволюции складчатого основания Внутренней области Восточных Карпат. Особенно отчетливо это доказывается для комплексов первично более внешней Белопотокской — Бретила зоны, останец которой представляет параавтохтонную единицу современного Мармарошского массива. В пределах первично более внутренней Деловецкой — Тульгеш зоны тектогенез на салаирском рубеже очень вероятен.

2. Отсутствие прямых данных о возрасте основания Белопотокской — Бретила зоны оставляет альтернативу для коррелирования комплексов основания двух главных зон, деформированных, гранитизированных и метаморфизованных с различной интенсивностью. Скорее всего основание Белопотокской зоны является более древним, хотя не исключено, что комплексы основания могут быть примерно одновозрастными.

3. После намеченных переломных моментов, общих для обеих основных зон, дальнейшее развитие области Внутренних Карпат протекало различно. Если после салаирского рубежа сохранилась индивидуальность зон по характеру прогибания, осадконакопления и магматизма, то следствием герцинских событий явилась временная потеря этой индивидуальности. Возможно, что эта особенность отражает незавершенность байкальского цикла и, напротив, полное проявление завершающих стадий герцинского этапа развития.

Литература

- Бойко А. К. Комплексы метаморфического фундамента Восточных и Западных Карпат и Предкарпатского прогиба.— Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 15, 1976.
- Бойко А. К., Бартницкий Е. Н., Елисеева Г. Д., Казанцева А. И., Левковская Н. Ю., Овсиенко Н. Д., Герец Г. Я. Результаты первого исследования по цирконовой хронологии кристаллического ядра Восточных Карпат. - Геол. ж. АН УССР, 1975, т. 35, № 2. Бызова С. Л., Рудаков С. Г., Славин В. И., Хаин В. Е. Об основных чертах тектоники
- северной части Мармарошского массива (Восточные Карпаты) Геотектоника, 1971, № 6
- Горохов И. М., Матковский О. И., Рудаков С. Г., Мельников Н. Н., Варшавская Э. С. Этапы метаморфизма пород фундамента Мармарошского массива по данным Rb-Sr-метода. — В сб.: Материалы XI Конгресса Карпато-Балканской геол. ассоциации.
- Киев, «Наукова думка», 1977. Горохов И. М., Рудаков С. Г., Варшавская Э. С., Морозова И. М. Предварительное геохронологическое изучение пород Чивчинского массива (Советские Карпаты) при помощи калий-аргонового и рубидий-стронциевого изохронного методов. В сб.: Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород. М., «Наука», 1967.
- Грубич А. Осврт на тектонске особине и геолошки развоі. Планина Источна Србије.-В кн.: Геолошки анали Балканског полуострва, 1972, кн. 37, св. 2.
- Каленич М. Первая находка нижнего кембрия в Восточной Сербии (Южные Карпаты). — Списание на Българскато геологическо дружество, 1966, т. 27, кн. 2.
- Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азий и главнейшие этапы развития этого пояса.— Геотектоника, 1969, **№** 2.
- Рудаков С. Г. О сопоставлении верхнепротерозойских и палеозойских комплексов Восточных и Западных Карпат.— Вестн. Моск. ун-та, сер. геол., 1974, № 2.
- Рудаков С. Г. Домезозойская история Мармарошского массива Восточных Карпат.-Вестн. Моск. ун-та, сер. геол., 1975, № 2
- Тимофеев Б. В. Микрофитофоссилии докембрия Украины. Л., «Наука», 1973.
- Тижофеев В. В. Микрофитофоссилии докемория украины. Л., «гаука», 1973. Хаин В. Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского гео-синклинального пояса.— Вестн. Моск. ун-та, сер. геол., 1970, № 2. Хаин В. Е., Беэр М. А., Бызова С. Л., Ломизе М. Г., Рудаков С. Г. Основные черты тек-тонической истории Карпат (в свете новых идей в учении о геосинклиналях).— Вестн. Моск. ун-та, сер. геол., 1977, № 3. Хаин В. Е., Бызова С. Л., Рудаков С. Г., Славин В. И. О покровной структуре Рахов-тост моск. ун-та, сер. геол., 1977, № 3.
- ского массива (Восточные Карпаты).— Вестн. Моск. ун-та, сер. геол., 1968, № 5.

Штилле Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли, М., «Мир», 1968.

- Щербак Н. П., Бартницкий Е. Н., Елисеева Г. Д., Левковская Н. Ю. Время проявления палеовулканизма в кристаллическом основании Карпат по данным изотопно-свин-цового метода.— В сб.: Материалы XI Конгр. Карпато-Балканской геол. ассоциа-
- цин. Киев. «Наукова думка», 1977. Bercia I., Kräutner H., Mureşan M. Pre-Mesozoic metamorphites of the Eastern Carpathi-ans.— Anuar. Inst. Geol. și Geofiz. al Romaniei, v. L, 1976. Dessila-Codarcea M., Savu H. Cu privire la interpretarea a datelor obținute prin metoda K/Ar în Carpații Meridionali.— Studii și cercetâri de Geol., Geofiz., Geogr., ser. Geol., t. 1967, t. 12, № 2.
- Giușca D., Savu H., Borcoș M. Asupra stratigrafiei șisturilor cristaline din Munții Apuseni. Studii și cercetări de Geol., Geofiz., Geogr., ser. Geol., 1967, t. 12, № 1.
- Harper T. C. Graphical solutions to the problem of radiogenic Argon-40 loss from metamorphic minerals.— Ecl. geol. Helv., 1970, v. 63, № 1.

- Harta geologica a Republicii Socialiste României: Sc. 1:200 000. București, 1968. Ianovici V., Borcos M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. Geologia Muntilor Apuseni. Ed. Acad. RSR, Bucuresti, 1976.
- Iliescu V., Dessila-Godarcea M. Contribuțiuni la cunoașterea conținutului microfloristic al complexelor de sisturi cristaline din Carpatii Orientali.- Dări de Deama ale Șed. Comitet Geol. RSR, 1965, v. LI/2. Iliescu V., Kräutner H. Contribuții la cunoașterea conținutului microfloristic și a vîrstei a
- formațiunilor metamorfice din munții Rodnei și munții Bistriței.- Dari de Seama ale Şed. Comitet Geol. RSR, 1975, v. LX1/4. Iliescu V., Mureşan M. Contribuții la ordin palinologic la cunoașterea stratigrafiei și vîr-
- stei seriilor metamorfice din partea sudica a compartimentului Tisa-Ciuc (zona cristalino-mezozoica a Carpatilor Orientali).- Dari de Seama ale Sed. Comitet. Geol. RSR, 1970. v. LVI/3.
- Kräutner H., Kräutner F., Tanasescu A., Neacsu V. Interpretation des ages radiometrique K/Ar pour les roches metamorphiques régénérées. Un exemple — les Carpates Orientales. Anuar. Inst. Geol. Geofiz. RSR, 1976, v. L. Kräutner H., Sassi F. P., Zirpoli G., Zulian T. The pressure characters of the pre-Alpine
- metamorphisms in the East Carpathians (Romania).- Neues Jahrb. Miner., Abhandl., 1975, Bd 125, H. 3.
- Minzatu S., Lemne M., Vijdea E., Tanasescu A., Ioncica M., Tiepac I. Date geocronologice obținute pentru, formațiuni cristalofilense și masivele eruptive din România.- Dări de Seama ale Şed. Comitet Geol. RSR, 1975, v. LXI/5.

- Mutihac V., Ionesi L. Geologia României. Ed. tehnică. București, 1974. Soroiu M., Popescu G., Gherasi N., Arsenescu V., Zimmermann P. K/Ar dating by Neutron Activation of some Igneous and Metamorphic Rocks from the Southern branch of the Roumanian Carpathians.- Ecl. Geol. Helv., 1970, v. 63, № 1.
- Superceanu C. J. Die Geosynclinal-Largerstätten provinzen Rumäniens.— Geol. Rundschau, 1967, Bd 8, H. 3.
- Visarion'A., Dimitrescu R. Contribuțiuni la determinarea vîrstei unor șisturi cristaline din Munții Apuseni.-- Anal. Univers. Al. I. Cuza, 1971, sect. IIb, t. 17.

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова

Статья поступила 8 декабря 1977 г.

1979 г.

УДК 551.242.3(234.9)

Т. Аб. ГАСАНОВ

О ВОЗРАСТЕ ОФИОЛИТОВ И САМОСТОЯТЕЛЬНОСТИ ГАББРО-ДИАБАЗОВОГО КОМПЛЕКСА СЕВАНО-АКЕРИНСКОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КАВКАЗА

Доказывается докембрийский возраст ультраосновных пород, которые являются самыми древними образованиями в разрезе Севано-Акеринской зоны и представляют собой «меланократовый фундамент». Сделан вывод о заложении эвгеосинклиналей на коре океанического типа. В этом случае гипербазиты, видимо, являются верхней частью мантии и были выжаты в холодном состоянии. Габброиды могут быть рассмотрены как аналоги «базальтового» слоя, эффузивно-радиоляритовая серия — как аналог первого и второго геофизических слоев океана.

введение

На Малом Қавказе гипербазиты в основном приурочены к Севано-Акеринской зоне и частично к Вединской шовной зоне, образуя два офиолитовых пояса. Последний представляет собой восточное окончание одной из ветвей офиолитовых зон Ближнего Востока (Ломизе, 1972). Детальные исследования, произведенные за последние годы, показали исключительную сложность геологического строения офиолитовых поясов и наличие в них многочисленных мелких и крупных тектонических пластин, олистостромов, серпентинитового меланжа и протрузий, ранее принимаемых за интрузии гипербазитов, о возрасте которых шли длительные споры между геологами.

Относительно возраста гипербазитов Севано-Акеринской зоны существовали (отчасти продолжают существовать) принципиально противоположные точки зрения. Одни исследователи (Ахундов, 1961; Шихалибейли, 1966; Афанасьев и др., 1968; Ахундов и др., 1970; Абдуллаев и др., 1972; Габриелян, 1970; Баба-заде, 1974, и др.) гипербазиты и габброиды рассматривают как сантонские, другие (Кашкай, 1947) — как позднемеловые — палеогеновые, а третьи (Паффенгольц, 1970; Абовян, Костанян, 1970, и др.) считают их позднеэоценовыми. Причем все эти исследователи гипербазиты и габброиды считали интрузивными образованиями. Совершенно иной точки зрения придерживается А. Л. Книппер (1970). Породы офиолитового комплекса он считает доальбскими, а гипербазиты и габброиды — даже докембрийскими или раннепалеозойскими (Книппер, 1975). Близкой точки зрения придерживаются В. Ф. Морковкина и Г. С. Арутюнян (1971).

Автор в течение длительного времени занимался детальным картированием значительной части полосы развития офиолитов, и накопившийся фактический материал позволяет считать, что становление гипербазитов происходило во всяком случае до мезозоя и, возможно, не позднее докембрия. Возраст эффузивно-радиоляритовой серии не раннесенонский, а скорее всего позднеюрский — раннемеловой (Гасанов, 1974).

ВОЗРАСТ ПОРОД ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

В работе рассматриваются офиолиты Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа, где кроме офиолитов развиты терригенные и карбонатные фации мела, флишоиды, известняки и вулканиты палеогена. Севано-

Акеринская зона прослеживается с северо-запада на юго-восток, начиная от северного побережья оз. Севан через Шахдагский хребет до верховья р. Аллычай (с. Алыджанлы). Общая протяженность зоны 190 км при ширине до 25 км. Северная граница зоны отбивается четко благодаря тому, что породы офиолитовой ассоциации вдоль Мровдагского. Карабахского и Мейданчайского взбросов и взбросо-надвигов приведены в тектонический контакт с юрскими образованиями Сомхето-Карабахской зоны. Южная граница этой зоны, начиная от верховья р. Тутхун, через Лысогорский и с. Кишлак до с. Хинтаглар, имеет тектонический контакт по Лачин-Башлыбельскому разлому с отложениями Лачинской островной дуги. Весьма важен тот факт, что в пределах Гадрутского синклинория в 2,5 км к юго-юго-востоку от пос. Физули в результате буровых работ было обнаружено восточное продолжение офиолитовой зоны. Здесь буровой скважиной на глубине 58 м от забоя вскрыты олистостромы с обломками гипербазитов, ниже которых на интервале 125—187 м подсечены серпентинизированные дуниты и серпентиниты.

Характерной особенностью Севано-Акеринской зоны является широкое развитие пород офиолитового комплекса ⁴. Разрез офиолитов начинается ультраосновными образованиями, представляющими собой меланократовый фундамент. Выше расположена эффузивно-кремнистая серия юрско-раннемелового возраста.

В современной структуре породы офиолитового комплекса являются аллохтонными и представляют собой тектонические пластины, шарьированные с северо-северо-востока на юго-юго-запад. Корни же материнских пород ультрабазитов находятся во всяком случае не менее чем в 5 км севернее от современной границы Севано-Акеринской зоны, под отложениями Сомхето-Карабахской зоны (Гасанов, 1975).

Стратиграфическая последовательность пород офиолитового комплекса на Малом Кавказе сильно нарушена протрузиями гипербазитов, вследствие чего габброиды встречаются в виде небольших глыб, блоков и тектонических пластин в полях развития серпентинитов. В ряде блоков в районах сел Килиса, Агкая (р. Тертер), Зульфугарлы, Караханчаллы, Кечиликая (р. Тутхун), в верховьях рек Хачинчай, Шамхорчай, Магучай, Чатиндара, Левчай и др. (размер блоков изменяется от 0,2 до З км²) сохранились фрагменты первичного разреза габбро-гипербазитового комплекса. Наблюдается следующая последовательность разреза (снизу вверх): выше дислоцированных серпентинитов, серпентинизированных перидотитов и дунитов макроскопически выделяются светло-серые и белые породы (троктолиты, 0,1—1,5 м) с зонами микробрекчий, переходящих по простиранию в тонкие волосовидные прожилки и червеобразные выделения плагиоклаза, гроссуляра и пироксена. Эти новообразования в зависимости от степени дислоцированности гипербазитов расположены хаотически и вытянуты в прерывистые полоски. При этом возникают полевошпатовые гипербазиты полосчатой, такситовой и мигматитоподобной текстур. В этой части разреза тонкие волосовидные прожилки плагиоклаза (главным образом), гроссуляра и пироксена постепенно по простиранию переходят в широкие полосы. В зависимости от интенсивности процесса в конечном итоге возникают плагиоклазиты, пироксениты и габброиды такситовой — грубо-, тонко-, криптополосчатой текстуры и массивного, от мелкокристаллического до гигантозернистого строения. В большинстве случаев полосы плагиоклазитов по простиранию резко прерываются и переходят в габброиды и габбро-пегматиты.

Следует отметить, что на отдельных участках (массивы Зульфугарлы и Шамхорчай) серпентиниты постепенно переходят в микробрекчиро-

¹ Нами под термином «офиолитовый комплекс» понимается совокупность гипербазитов, габброидов и эффузивно-кремнистой серии.

ванные беловатые форелленштейны (мощность 0,2—1,5 м). Выше по разрезу выделяются габбро-амфиболиты, которые согласно переслаиваются с полосчатыми, брекчированными и пегматоидными габбро. Последние изредка через пегматоидные габбро-диориты переходят в пегматоидные кварцевые диориты (хр. Шахдаг, верховья рек Магучай и Чатиндара). Иногда форелленштейны и троктолиты постепенно переходят в габбро-пегматиты (массивы Лев, Хачинчай, Чатиндара и др.). Часто в габбро-амфиболитах и амфиболитах встречаются линзы серпентинитов и серпентинизированных перидотитов и дунитов (длиной 0,5— 5,0 м, мощностью 0,3—1,2 м).

Все отмеченные выше особенности типичны для метасоматических пород и доказывают образование габброидов в результате неравномерного преобразования серпентинитов путем фельдшпатизации.

Таким образом, приведенный фактический материал хорошо согласуется с представлениями А. Л. Книппера (1971, 1975), В. Ф. Морковкиной (1974), Г. С. Арутюняна (1974) и др. о том, что габброиды образуются в процессе метасоматической переработки серпентинитов и переход от гипербазитов к габброидам в тех местах, где он сохранился, всегда постепенный.

Важно отметить, что габброиды в пределах Севано-Акеринской зоны значительно метаморфизованы. В этом аспекте заслуживает внимания радиологическое определение времени метаморфизма сильно измененных габбро-амфиболитов Левчай-Чаплинского массива калий-аргоновым методом по полевым шпатам². Так, по четырем образцам, взятым в северо-восточной части массива, возраст метаморфизма оказался $104\pm \pm 2$ млн. лет (альб), по пяти образцам, отобранным в русле р. Левчай,— 125 ± 5 млн. лет (готерив). Породы этого массива в левобережье р. Левчай прорваны несколькими небольшими телами измененных кварцевых диоритов и кварцевых сиенит-диоритов, радиологический возраст которых по трем образцам, взятым из различных выходов, показал 106 млн. лет (альб). Эти данные показывают, что метаморфизм габбро-амфиболитов произошел в доальбское время и, вероятно, был связан с меланжированием офиолитов.

Ниже остановимся на возрасте габбро-гипербазитового комплекса, что в настоящее время является одной из актуальных проблем геологии офиолитов Малого Кавказа. В связи с этим следует подчеркнуть, что новые фактические материалы все больше и больше подкрепляют концепцию, согласно которой офиолиты Малого Кавказа являются фрагментами океанической коры геологического прошлого (Пейве, 1969; Книппер, 1971).

В Севано-Акеринской зоне породы офиолитового комплекса несогласно перекрываются песчано-глинистыми сланцами альб-сеномана (Книппер, 1971). Гипербазиты не оказывают никакого высокотемпературного контактного воздействия на известняки верхней юры и нижнего мела, тогда как тектонические взаимоотношения отчетливо наблюдаются (Книппер, 1971; Гасанов, 1974; Соколов, 1977). Кроме того, в районах с. Чаректар, в верховьях р. Агкаячай, между селами Шишкая и Гейсу (северо-восточное побережье оз. Севан) в пачках и линзах радиоляритов юры — нижнего мела обнаружены окатанные гальки, гипербазитов, троктолитов, габбро-амфиболитов, мраморизованных известняков, что свидетельствует о более древнем их возрасте.

Радиоляриты характеризуются следующим комплексом радиолярий: Cenosphaera sp., Carposphaera sp., Stylosphaera sp., Cromyosphaera sp., Saturnalis cf. euganeus Squinabol, S. amissus Squinabol, S. cf. fossilis Parona, Trisphaera sp., Staurosphaera sp., Concarposphaera sp., Cenellipsis

² Определения здесь и далее проводились К-Аг-методом в лаборатории абсолютной геохронологии Института геологии АН АзербССР А. А. Исмет и И. А. Абдуллаевым.



Рис. 1. Геологическая карта участка между селами Кечиликая и Мерджимек

1 — олистостромовый комплекс верхнего сеномана — нижнего сантона; 2 — слабомраморизованные известняки верхнего оксфорда; 3 — базальные конгломераты, гальки представлены серпентинитами, серпентинизированными дунитами, габбро-амфиболитами. Цемент — известковистый гравелит; 4 — серпентинизированными ные дуниты; 5 — взбросы; 6 — места отбора фаун

sp., Spirema cf. pellucidium Rüst., Sethocapsa sp., Hemicryptocapsa cf. capita Tan Sin Hok, Dictyomitra ex gr. multicostata Zittel, Eusyringium cf. triviale Zham., E. cf. macroporum Rüst., Lithocampe cf. columma Rüst., L. cf. morata (?) Kh. Aliev, L. sp., Cyrtocapsa sp., Stichocapsa conosphaeroides Rüst., S. ex gr. boengani Hinde. По заключению Л. И. Казинцовой, Л. П. Тихомировой и Х. Ш. Алиева, большинство из определенных видов характерны для юрских отложений Итальянских Альп. Однако единичные представители встречаются в нижнемеловых отложениях Индийского океана, Северного Кавказа и Италии. Таким образом, данный комплекс имеет возрастной диапазон юра — ранний мел.

Допозднеоксфордский возраст гипербазитов доказывается прямыми геологическими данными. В 1,5—2,0 км к юго-востоку от горы Агбаба (правый берег р. Кечиликаячай) имеется небольшой блок серпентинизированных дунитов (длина 3 км, ширина 0,1-1,0 км) с вкрапленностью хромита, который с базальным конгломератом в основании (0,2-1,0 м) перекрывается слабомраморизованными известняками с кораллами верхнего оксфорда: Calamophyllia furcata Koby, Cal. flabellum Bloiny., Pseudocoenia baltovensis Ron. (определение Р. Г. Бабаева). Галька в конгломератах хорошо окатана и представлена серпентинитами, серпентинизированными дунитами, спессартитами, габбро-амфиболитами и реже лиственитами. Цементирующим материалом служат известковые гравелиты. В юго-западном направлении блок серпентинизированных дунитов в свою очередь надвинут на олистостром, в котором обнаружены глыбы аналогичных известняков с верхнеоксфордской фауной (рис. 1).

2



Рис. 2. Геологические профили в бассейнах рек Тутхун (I—I), Агкая (II—II, Шахдагский хребет) и Тертер (III—III) 1 — нерасчлененные четвертичные отложения; 2 — олистостромовый комплекс (верхний сеноман — нижний сантон); 3 — терригенные отложения нижнего сеномана; 4—песчаники, гравелиты, аргиллиты и алевролиты альба — нижнего сеномана (?); 5 — базальные конгломераты и конгломерато-брекчии; офиолитовый комплекс (6—10): верхняя юра— нижний мел (6—7): 6 — кремнистые яшмовидные аргиллиты и радиоляриты, 7 — спилиты и их пирокласты; юра: 8а — кремнистые известняки и аргиллиты, 8б — серпентинитовые песчаники и гравелиты; докембрий (9—10): 9 — габбро и габбро-амфиболиты, 10 — серпентиниты и серпентинизированные гипербазиты; 11 — глыбы и обломки диабазов, андезитовых порфиритов и базальтов девона (?) — карбона; 12 — разрывы в основании аллохтона (а) и взбросы (б)

Доюрский возраст гипербазитов подтверждается также тем, 4TO кремнистые известняки и аргиллиты с радиоляриями юрского возраста (Carposphaera, Saturnalis cf. amissus Squinabol, Staurasphaera, Tricolocapes cf. elongata Pant., Theocorys morchellula Rüst., Eusyringium cf. macroporum Rüst., Stichocapsa cf. consphaeroides Rüst., St. ovata (?) Hinde, St. ovatoidea Zham., St. plicatoderma Zham., St. ex gr. boengani Hinde. определения Х. Ш. Алиева, Л. И. Казинцовой и Л. Б. Тихомировой) с базальным конгломератом в основании (в 0,5 км к юго-востоку от с. Килиса, левый берег р. Тертер) перекрывают серпентиниты. Причем вверх по разрезу юрские породы сменяются эффузивно-радиоляритовой серией верхней юры — нижнего мела. Эффузивно-радиоляритовая серия состоит из разнообразных вулканогенных пород, чередующихся с горизонтами кремнистых аргиллитов, яшм, радиоляритов. В районе сел Килиса, Агдаш и Кендери она трансгрессивно перекрывается терригенно-осадочными отложениями нижнего сеномана (рис. 2).



Рис. 3. Геологический разрез по левому берегу р. Тертер от с. Чайкенд до с. Кендери с указанием прорывания габбро-гипербазитов дайками палеозойского возраста 1 — пирокластические породы андезитового и андезито-дацитового составов среднего зоцена; 2 — олистостромовый комплекс верхнего сеномана — нижнего сантона; 3 — тиллоидная фация низов верхнего сеномана; 4 — глинистые сланцы, аргиллиты, алевролиты и песчаники альба — нижнего сеномана; 5 — спилиты и их пирокласты юры — нижнего мела (а), диабазы, андезитовые порфириты и базальты девона (?) — карбона (б); 6 — габбро-амфиболиты и амфиболитизированные оливиновые габбро-нориты; 7 — серпентинизированные гипербазиты; 8 — дайки габбро-пироксенитов и габбро-перидотитов раннего карбона; 9 — разрывы в основании аллохтона (а) и взбросы (б)

Позднеюрский — раннемеловой возраст эффузивно-радиоляритовой серии у с. Килиса подтверждается находками радиолярий: Cenosphaera sp., Stylosphaera sp., Saturnalis fossilis Parona, S. amissus Squinabol, Conosphaera sp. Cenellipsis sp., Actinomma sp., Porodiscus sp., Stylodictya st., Lithocampe ananassa Rüst., L. apiarium Rüst., Hemicryptocapsa capita Tan Sin Hok, Eusyringium sp., Stichocapsa sp. (определение X. Ш. Алиева), а раннесеноманский возраст терригенно-осадочных отложений — следующими органическими остатками: Mesotrochactaeon schamoi O. Aliev (in coll), M. bagirliensis O. Aliev (in coll.), Pseudomesalia bicarinata Pčel., Clauconella hacobjani O. Aliev (in coll.) (определение O. Б. Алиева).

Эти данные свидетельствуют о том, что возраст ультраосновных пород этой части Малого Кавказа по меньшей мере допозднеюрский.

Досреднеюрский возраст гипербазитов подтверждается радиологическими определениями (К-Аг-метод) по биотиту и мусковиту из плагиогранитов (168 млн. лет), секущих гипербазиты на Шахдагском хребте (Морковкина, Арутюнян, 1971).

Не менее интересные данные, указывающие на еще более древний возраст габбро, пространственно связанных с серпентинитами, приводятся в работе А. Л. Книппера (1975). Радиологический возраст полевых шпатов (К-Аг метод) из габброидов Левчайского массива оказался 583±30 млн. лет (нижний палеозой).

Аналогичные данные были получены нами в 1973—1974 гг. В ряде пунктов (Чатиндара, Шамхорчай, Чайкенд и Кечиликая) серпентиниты и габбро-амфиболиты прорываются дайками габбро-пироксенитов и спессартитов (рис. 3). Протяженность этих даек колеблется от 10 до 120 *м*, а мощность от 0,2 до 2,2 *м*.

Дайки габбро-пироксенитов макроскопически представлены серыми, темно-серыми, почти черными, плотными, реже среднезернистыми породами и простираются в близширотном и северо-западном направлениях с вертикальным и северо-восточным падением под углом 80—40°.

Под микроскопом структура их гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая, аллотриоморфнозернистая и келифитовая. Минералогический состав: лабрадор, оливин, ромбические и моноклинные пироксены, из вторичных — хлорит, хлорит-серпентин, тальк, пренит, актинолит, кварц и карбонат. Дайки габбро-пироксенитов часто сильно изменены.

Спессартиты — темные, серые, реже черные породы с вкрапленностями роговых обманок размером до 2 см. Под микроскопом структура полнокристаллическая, порфировая. Плагиоклаз и роговая обманка присутствуют как во вкрапленниках, так и в мелкозернистой основной массе в виде мелких изометрических таблиц. Во вкрапленниках плагиоклаз имеет таблитчатую форму с четкими ограничениями кристаллов и не затронут вторичными процессами.

Вкрапленники роговой обманки призматические, ромбические, со спайностью по пинакоиду и по призме. Помимо плагиоклаза и роговой обманки в породе присутствуют акцессорные кристаллы: магнетит, апатит и др., а из вторичных — хлорит, эпидот, кальцит и др.

Эти дайки неизвестны в породах эффузивно-радиоляритовой серии, а на Чайкендском массиве тектонически перекрываются верхнеюрскими спилитами и спилито-диабазами (см. рис. 3). Абсолютный возраст даек (К-Аг метод) оказался раннекаменноугольным и равен 322 ± 2 млн. лет (восемь образцов). Все это с достаточным основанием позволяет считать, что возраст серпентинитов и габброидов заведомо является дораннекарбоновым, а скорее всего докембрийским. Следовательно, разрез древней океанической коры Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа представлен (снизу вверх) гипербазитами и габброидами докембрийского возраста, которые являлись фундаментом для геосинклинальных образований.

В разрезе офиолитового комплекса выше габброидов и гипербазитов располагается эффузивно-радиоляритовая серия, возраст которой на основании региональных соображений принимался и ныне принимается некоторыми исследователями (Ахундов, 1961; Шлхалибейли, 1966; Баба-заде, 1974, и др.) как коньяк-сантонский или раннесантонский. При этом предполагается, что в раннесантонское время широкое развитие получил андезитовый вулканизм, на завершающем этапе которого вдоль разломов внедрялись ультраосновные интрузии.

Проблема возраста и характера залегания эффузивно-радиоляритовой серии в свете новых данных впервые была рассмотрена А. Л. Книппером (1971, 1974, 1975), а в дальнейшем изучалась М. А. Кашкаем, Ш. И. Аллахвердиевым (1973), Е. И. Кузьмичевой и С. Д. Соколовым (1975), Т. Аб. Гасановым (1974), С. Д. Соколовым (1977), согласно которым возраст эффузивно-кремнистой серии определяется как позднеюрский-раннемеловой.

В 1976 г. появилась работа А. И. Жамойды, Л. И. Казинцовой и Л. Б. Тихомировой, в которой радиолярии Малого Кавказа были разделены на три возрастных комплекса: тертерский (позднеюрско-раннемеловой), севанский (позднемеловой) и шахдагский (меловой).

Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал показывает, что в пределах Севано-Акеринской зоны можно выделить четыре разновозрастных комплекса радиоляритов.

Радиолярии юрского возраста (Cenosphaera sp., Carposhaera sp., Saturnalis cf. amissus Squinabol, Conosphaera sp., Dictyastrum sp., Dictyomitra sp. sp., Hagiastrum sp., Tricolocapsa cf. elongata Pant., Theocorys morchellula Rüst., Eusyringium cf. maeroporum Rüst., E. sp., Lithocampe ex gr. mediodilata Rüst., L. sp., Stiohocopsa cf. conosphaeroides Rüst., S. ex gr. boengani Hinde, S. ovatoides Zham., S. ovata (?) Hinde — определение Л. И. Казинцовой и Л. Б. Тихомировой) содержатся в темно-красных радиоляритах северо-восточнее с. Зульфугарлы (левый берег р. Тутхун), в бассейне р. Кечиликаячай, в горах Еллигедир и Беюк-Гюней.

В этих районах юрские радиоляриты (при мощности 20—120 м) тектонически перекрывают спилиты и их пирокласты, а местами — серпентинитовый меланж (северо-западнее горы Еллигедир). Однако в бассейнах рек Тутхун (сел. Джомарт, Килисали, Зульфугарлы), Мозчай (сел. Фаталилар, Дортлар), Хачинчай и Сарысу (Шахдагский хребет) эффузивно-пирокластические породы основного состава согласно перекрываются кремнистыми аргиллитами и светло-красноватыми радиоляритами, содержащие радиолярии верхней юры — нижнего мела (Cenosphaera sp., Stylosphaera sp. Sethocapsa cf. trachyostrata Riedel, Hemicryptocapsa cf. capita Tan Sin Hok, Tricolocapsa sp., Dictyomitra lilyae Tan Sin Hok, D. cf. boesii Parona, D. veneta (Squinabol) Petr. and Kosl., D. disparlita Kh. Aliev. D. sp., Lithocampe ananassa Rüst., L. sp., Eusyringium sp., Stichocapsa sp. sp. — определение Л. И. Казинцовой и Л. Б. Тихомировой). Аналогичные радиолярии были также обнаружены нами в районе с. Ипяк-2, в бассейне рек Тертер, Кекнаагдабанчай и др.

В районе сел Абдуллаушагы и Алычалы нижняя часть разреза олистострома характеризуется чередованием аргиллитов, глинистых известняков и радиоляритов. Аналогичные породы в виде небольших глыб наблюдаются также и в полимиктовом меланже в верховье р. Тутхун в районе сел Караханчаллы, Абдуллаушагы, в 1,5 км юго-восточнее с. Башлыбель, а также в нижнем течении р. Тутхун к югу от с. Лачин. Возраст пород согласно радиоляриям (Cenosphaera sp., Acanthosphaera sp., Saturnalis polymorphus Sguinabol, Conosphaera sp., Dictyomira veneta (Sguinabol), D. cf. lilyae Tan Sin Hok — определение Л. И. Казинцовой, Л. Б. Тихомировой и Х. Ш. Алиева) датируется как поздний мел.

В бассейне р. Тутхун (сел. Килисали, Алычалы, Асрик) и с. Нарыштар (р. Хачинчай) радиоляриты и окремненные аргиллиты светло-голубоватого и зеленоватого цветов содержат радиолярии (Cenosphaera sp. Acanthosphaera sp., Saturnalis polymorphus Sguinabol, Conosphaera sp., Dictyastrum sp., Hagiastrum sp., Holocryptocapsa, Stichocapsa) сеноман-туронского возраста (определение Л. И. Казинцовой и Л. Б. Тихомировой).

Таким образом, видно, что в Севано-Акеринской зоне имеются радиоляриты четырех возрастов: юрские, позднеюрские — раннемеловые, позднемеловые и сеноман-туронские. Причем радиоляриты сеноман-туронского и позднемелового возрастов, видимо, связаны не с отложениями эффузивно-кремнистой серии, а образовались во время накопления олистострома. В связи с этим остается не ясным вопрос: имеются ли внутри олистостромового комплекса самостоятельные пачки и прослои вулканогенных пород? Исследования автора позволяют дать только отрицательный ответ.

Учитывая все вышеизложенное, возраст эффузивно-кремнистой серии нами принимается как юра и поздняя юра — ранний мел. И именно эти породы являются неотъемлемой частью отложений офиолитового комплекса Севано-Акеринской зоны.

В Севано-Акеринской зоне Малого Кавказа в большинстве случаев породы эффузивно-кремнистой серии тектонически перекрывают габброиды и гипербазиты и реже с базальным конгломератом в основании (с. Килиса, Шахдагский хребет — верховья рек Гейюрдчай, Сарысу, Чатиндара, Левчай и др. — см. рис. 2) залегают на гипербазитах. На этом основании доказывается перерыв между ультраосновными образованиями докембрия (?) и эффузивно-радиоляритовой серией юры нижнего мела.

Внутри отдельных крупных блоков, сложенных породами эффузивнокремнистой серии, удается восстановить фрагмент ее первичного разреза. Так, например, в Килисалинском (р. Тертер), Лачинкендском, Еллигедирском (р. Тутхун), Сарысу-Гейюрдчайском, Левчайском и других массивах в нижней части разреза залегают серые, зеленоватые и красноватые спилиты и их пирокласты, которые кверху сменяются красными и яшмовидными аргиллитами с прослоями радиоляритов, глинисто-песчанистыми породами и песчанистыми известняками.

Изредка выше базального конгломерата, являющегося основанием эффузивно-кремнистой серии, выделяются кремнистые и глинистые известняки и радиоляриты светло-красноватого и голубоватого цветов (до 5 м), которые по простиранию фациально переходят в мелкообломочные пирокласты основного состава. Важно то, что среди этих пирокластов появляются линзы и пачки спилитов, которые изобилуют в верхней части разреза, а далее выделяются мощные покровы спилитов (Сарысу-Гейюрдчайский массив). Мощность спилитовых покровов, как правило, не превышает 100 м, а между ними всегда выделяются пирокласты того же состава. Эти пирокласты в верхней части разреза эффузивных образований (междуречье Левчай и Гейюрдчай) чередуются с радиоляритами, кремнистыми и мраморизованными известняками. Последние содержат кораллы верхнего титона: *Calamophylliopsis etalloni* Koby, *Sphaeractinia diceratina Steinmann* (определение Р. Г. Бабаева). Далее эффузивные образования исчезают и появляются различные кремнистые породы, которые в бассейнах рек Беюк-Кашкачай, Гейюрдчай и Зинджирличай с базальным конгломератом в основании перекрываются песчаноглинистыми сланцами верхнего альба (Керимов, Гасанов, 1972).

ГАББРО-ДИАБАЗОВЫЙ КОМПЛЕКС

В Севано-Акеринской зоне в ряде массивов (Кечиликаинский, Чайкендский, Чаплинский), сложенных габбро-амфиболитами и породами эффузивно-радиоляритовой серий (Чайкендский, Сарысу-Гейюрдчайский и другие массивы), выделяются небольшие блоки габбро-диабазов, диабазов и андезитовых порфиритов зеленоватого и темно-голубоватого цветов, которые генетически не связаны с породами офиолитовой ассоциации.

Структура габбро-диабазов офитовая, пойкилоофитовая, диабазовая, долеритовая и порфировидная. В минералогическом отношении они сложены плагиоклазом, авгитом, диопсидом (редко), рудным минералом, серицитом и эпидотом. Плагиоклаз, являясь главным породообразующим минералом, слагает 40—60% общего объема породы. Он образует узкие, вытянутые, реже короткопризматические и таблитчатые кристаллы. Все они в той или иной степени каолинизированы, хлоритизированы, соссюритизированы, в меньшей степени альбитизированы и пелитизированы.

Вторым по распространенности минералом (20—30% породы) является пироксен, представленный большей частью моноклинной разностью, авгитом и диопсидом.

Диабазы наиболее широко развиты в Сарысу-Гейюрдчайском и Чайкендском массивах и по размерам зерен подразделяются на микродиабазы, мелко- и среднезернистые разности диабазов. Структура всех разностей диабазовая (офитовая), нередко пойкилоофитовая, а в минералогическом отношении они сложены плагиоклазом, авгитом, обыкновенной роговой обманкой и рудным минералом. Плагиоклазы (№ 58— 68) характеризуются слабоволокнистым погасанием.

Андезитовые порфириты имеют порфировую, местами гломеропорфировую структуру, а основная масса — трахитовая. Вкрапленники представлены плагиоклазом, роговой обманкой и пироксеном. Плагиоклазы представлены призматическими зернами, нередко образующими гломеропорфировые скопления. В них обычно прослеживается альбитовое двойникование. Вкрапленники плагиоклаза каолинизированы, участками слабо серицитизированы и альбитизированы. Роговая обманка, образующая удлиненно-призматические кристаллы, плеохроирует в зеленых тонах. Вкрапленники пироксена образованы призматическими или восьмиугольными зернами, бесцветными в проходящем свете. В основной массе рассеяны мелкие зернышки рудного минерала.

Следует отметить, что контакт габбро-диабазовых и диабазовых образований с габбро-амфиболитами и эффузивно-радиоляритовой серией всегда тектонический и здесь породы офиолитового комплекса по сравнению с габбро-диабазами сильнее дислоцированы и брекчированы. Наряду с этим в пределах отдельных блоков (Сарысу-Гейюрдчайский и Кечиликаинский массивы) габбро-диабазы и диабазы вдоль разломов сильно рассланцованы и даже превращены в метаморфические сланцы. Причем габбро-диабазы и диабазы пронизаны в свою очередь габбропироксенитовыми и долеритовыми дайками. Важно то, что эти дайки и разрывные нарушения не выходят за пределы блоков габбро-диабазов, диабазов и андезитовых порфиритов, т. е. их следы отсутствуют в массивах габбро-амфиболитов и в породах эффузивно-радиоляритовой серии. Этот факт позволяет считать, что становление пород офиолитового комплекса и габбро-диабазов являлось, вероятно разновременным.

Уместно отметить, что ранее А. Л. Книппер (1975, стр. 47) указывал на наличие порфиритов в Севано-Акеринской зоне Малого Кавказа, подчеркивая при этом, что они «...по внешнему виду... очень схожи с порфиритами эффузивно-осадочной серии офиолитового комплекса. Возможно, что это тектонически разорванные корневые части лавовых покровов эффузивной серии. ...По полевым наблюдениям создается впечатление, что породы габбро-диабазового комплекса представляют собой остатки какой-то древней эффузивной серии основного состава, которая буквально переполнена "роями" даек долеритов и диабазов».

Следовательно, вопрос о возрасте и самостоятельности этих образований оставался нерешенным. Для восполнения этого пробела были проведены специальные исследования. Радиологическое определение (К-Агметод по полевым шпатам) возраста габбро-диабазов (11 обр.), диабазов (3 обр.) и андезитовых порфиритов (3 обр.), взятых из габбро-амфиболитовых массивов (Чапли, Кечиликая, Чатиндара, Чайкенд и Шамхорчай), а также 7 образцов андезитовых порфиритов, отобранных из блоков, находящихся непосредственно в эффузивно-радиоляритовой серии (Чайкенд и Сарысу-Гейюрдчай), оказался позднекаменноугольным (291±3 млн. лет). Эти данные, естественно, свидетельствуют о том, что диабазы и андезитовые порфириты по времени образования сильно оторваны от эффузивно-радиоляритовой серии офиолитового комплекса и генетически не связаны с габбро-амфиболитами докембрия.

Значительный интерес представляет вопрос о генетической связи габбро-диабазов с ультраосновными образованиями. Анализ фактического материала по всей Севано-Акеринской зоне заставляет предполагать, что серия габбро-амфиболитовых и габбро-диабазовых пород представляет собой весьма сложный метаморфический комплекс, из которого первые возникли в результате преобразования ультраосновных пород докембрия, а последние (габбро-диабазы) — диабазовой серии пород карбона, возможно, и девона (?) — карбона. Значит, генетическая связь габбро-диабазов с гипербазитами представляется маловероятной. К этому следует добавить еще то обстоятельство, что различные диабазовые образования впоследствии оказались захваченными более древними гипербазитами, выжатыми из глубин в верхние горизонты в холодном состоянии (протрузия).

Таким образом, в составе меланжа Севано-Акеринской зоны помимо габбро-гипербазитов и эффузивно-ралиоляритовой серии развиты также габбро-диабазы, диабазы и андезитовые порфириты, образующие самостоятельный комплекс, который следует выделять из состава офиолитовой ассоциации. Предполагается, что этот комплекс, сформировавшийся в палеозое, представляет собой фрагмент древней домезозойской континентальной коры. В начале мезозоя в результате деструкции континентальной коры возникла обширная океаническая впадина с меланократовым фундаментом. При этом фрагменты разрушавшейся континентальной коры могли сохраниться в виде отдельных блоков. В современной структуре они встречаются среди серпентинитового меланжа.

Об этом также свидетельствуют многочисленные глыбы слабо мраморизованных среднедевонских известняков светлого и светло-серого цветов в меланже в верховьях рек Шамхорчай и Кикюрдчай. Из этих известняков впервые нами собраны кораллы: Favosites regularissimus Yanet., F. goldfussi Orb. (любезно определено Р. А. Жаворонковой). Первая форма характеризует раннеэйфельский, а вторая — позднеэйфельский возраст вмещающих пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На Малом Кавказе первичная последовательность пород офиолитового комплекса сильно нарушена развитием шарьяжей и внедрением протрузий. Несмотря на это (сел. Килиса, Зульфугарлы, в верховьях рек Шамхорчай, Чатиндара и др.) в пределах отдельных аллохтонных блоков и глыб сохранились фрагменты первичных разрезов ультраосновных образований.

2. Переход от серпентинитов, серпентинизированных перидотитов и дунитов к габброидам (габбро-амфиболитам) происходит через пироксениты, троктолиты и форелленштейны. Эти тонкобрекчированные породы переходят по простиранию в тонкие волосовидные прожилки и червеобразные выделения плагиоклаза, гроссуляра и пироксена. При этом возникают полевошпатовые гипербазиты полосчатой, такситовой и мигматоподобной текстур. В зависимости от интенсивности процесса в конечном итоге образуются плагиоклазиты, пироксениты, габброиды такситового, криптополосчатого, массивного и другого строения. В большинстве случаев полосы плагиоклазита по простиранию резко прерываются и переходят в габброиды и габбро-пегматиты.

Вышеотмеченные особенности типичны для метасоматических пород и доказывают образование габброидов в результате неравномерного преобразования серпентинитов путем фельдшпатизации. Процессы, преобразовавшие гипербазиты в породы габброидного (габбро-амфиболитового) комплекса, не затронули эффузивно-кремнистую серию, что говорит о резкой оторванности их друг от друга во времени.

3. Габбро-амфиболиты и серпентиниты во многих массивах (Чайкенд, Кечиликая, Чатиндара, Шамхорчай и др.) прорваны дайками габбро-пироксенитов и спессартитов раннекаменноугольного возраста (322±2 млн. лет), что говорит об их докаменноугольном возрасте (см. рис. 3), а непосредственно раннепалеозойский возраст габбро-амфиболитов (583±30 млн. лет) установлен для Левчайского массива (Книппер, 1975).

Вероятно, гипербазиты и габброиды, самые древние докембрийские (?) образования в разрезе Севано-Акеринской зоны, представляют собой «меланократовый фундамент» этой части земной коры и хорошо сопоставляются с разрезами современной океанической коры.

Мезозойские эвгеосинклинали возникли на коре океанического типа (Пейве, 1969; Книппер, 1970, 1971, 1975; Гасанов, 1974, и др.). Гипербазиты, видимо, являются частью верхней мантии и были выведены в верхние горизонты земной коры в холодном состоянии. Габброиды могут представлять собой аналог «базальтового» слоя, а эффузивно-радиоляритовая серия — аналог первого и второго геофизического слоев современных океанов.

4. В большинстве случаев породы эффузивно-радиоляритовой серии тектонически перекрывают габброиды и гипербазиты, но в ряде мест сохранились первичные стратиграфические взаимоотношения с. Килиса, Шахдагский хребет — верховья рек Гейюрдчай, Сарысу, Чатиндара, Левчай и др.). Здесь отчетливо наблюдается перерыв между ультраосновными образованиями докембрия (?) и эффузивно-радиоляритовой серией юры — нижнего мела.

5. В ряде массивов, сложенных габбро-амфиболитами и породами эффузивно-радиоляритовой серии, выделяются небольшие блоки габбро-

диабазов, диабазов и андезитовых порфиритов позднего карбона (291± +3 млн. лет). Контакт габбро-диабазов с породами офиолитового комплекса в блоках всегда тектонический. Причем габбродиабазы и диабазы прорезаны дайками габбро-пироксенитов и долеритов.

Все приведенные факты позволяют считать, что становление пород офиолитового комплекса и габбро-диабазов являлось, по всей вероятности, разновременным.

Таким образом, в позднепалеозойское время в Севано-Акеринской зоне сформировался самостоятельный габбро-диабазовый комплекс. включающий эффузивные образования.

Литература

- Абдуллаев Р. Н., Керимов Г. И., Ахундов Ф. А. Мезозойский магматизм Малого Кавказа. — В кн.: Геология СССР, т. 47. М., «Недра», 1972. Абовян С. Б., Костанян Ю. А. Интрузивы присеванского пояса. — В кн.: Геология
- СССР, т. 43. М., «Недра», 1970.
- Арутюнян Г. С. Геолого-петрологические особенности гипербазитовой ассоциации северо-западной части Севанского хребта (Армянская ССР). Автореферат канд. дис., М., ИГЕМ, 1974. Афанасьев Г. Д. и др. Основные черты магматизма Азербайджана.— В кн.: Закономер-
- ности развития магматизма складчатых областей. М., «Недра», 1968.
- Ахундов Ф. А. Генетические типы серпентинитов бассейна р. Левчай (Малый Кавказ).- Уч. зап. Азерб. гос. ун-та, 1961, № 3.
- Ахундов Ф. А., Гаджиев Т. Г., Патапов Е. И. К вопросу о геологическом положении и генезисе гипербазитовой формации Малого Кавказа.- Изв. АН АзербССР. Сер. Наука о Земле, 1970, № 5.
- Баба-заде В. М. Проблема офиолитов Севано-Карабахской зоны (Малый Кавказ).— Уч. зап. Азерб. гос. ун-та. Сер. геол. географ. наук, 1974, № 3.
- Габриелян А. А. Положение Армении в тектонической структуре Кавказа Анатолийско-Иранского сегмента Альпийской складчатой области. Изв. АН АрмССР. Сер. Наука о Земле, 1970, т. 23, № 3.
- Гасанов Т. Аб. О меланже Шахдагского хребта (Малый Кавказ).— Геотектоника, 1974. Nº 5.
- Гасанов Т. Аб. Новые выходы гипербазитов в Сомхето-Карабахской зоне и их текто-
- ническое значение (Малый Кавказ).— Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 6. Жамойда А. И., Казинцова Л. И., Тихомирова Л. Б. Комплексы мезозойских раднолярий Малого Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 2. Кашкай М. А. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Баку, Изд-во АН
- АзербССР, 1947.
- Кашкай М. А., Аллахвердиев Ш. И. Аджарисская брахиантиклиналь в структуре Малого Кавказа, Баку, «Элм», 1973. Керимов Г. И., Гасанов Т. Аб. Геологическое развитие и магматизм Шахдагского син-
- клинория (Малый Кавказ).— Сов. геология, 1972, № 6.
- Книппер А. Л. Габброиды офиолитовой формации в разрезе океанической коры. Геотектоника, 1970, № 2.
- Книппер А. Л. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа.— Геотектоника, 1971, № 6. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.,
- «Наука», 1975.
- Книппер А. Л., Соколов С. Д. Тектонические покровы и Тутхунская зона Малого Кавказа. — Геотектоника, 1974, № 6.
- Кузьмичева Е. И., Соколов С. Д. О возрасте офиолитового вулканизма Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 2.
- Ломизе М. Г. Краевой офиолитовый шов альпид Ближнего и Среднего Востока.-- Изв.
- вузов. Геол. и разведка, 1972, № 2. Морковкина В. Ф., Арутюнян Г. С. О радиологическом разрезе гипербазитов Севанско-го хребта (Армения).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 11. Морковкина В. Ф. Петрология гипербазитов Севанского хребта. М., «Наука», 1974. Паффенгольц К. Н. Очерки магматизма и металлогении Кавказа. Изд-во АН АрмССР,

- **Ереван**, 1970.
- Паланджян С. А. О положении офиолитов присеванского пояса Малого Кавказа.-Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 6.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, 1969, Nº 4.
- Соколов С. Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М., «Наука», 1977.

Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, т. 2. Изд-во АН АзербССР, Баку, 1966.

Управление Совета Министров

Азербайджанской ССР по геологии, Баку

Статья поступила 16 января 1978 г.

Сентябрь — Октябрь

УДК 551.26.2(571.65)

Н. И. ФИЛАТОВА

МЕЛОВОЙ — ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКОЙ И КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОЙ ОБЛАСТЕЙ

Показана неоднородность разреза мезозойских — кайнозойских известково-щелочных вулканогенных образований в зоне перехода между Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областями. По специфике химизма этих образований, особенностям их площадного распространения и положения в латеральном ряду формаций реконструируется четыре этапа известково-щелочного и субщелочного магматизма. Анализ латеральных рядов формаций на значительной территории Олюторского прогиба, Корякии и примыкающих частей Верхояно-Чукотского региона позволили реконструировать геодинамические обстановки на каждом этапе, а также установить предполагаемое положение сейсмофокальных палеозон. Существенное изменение магматических образований от этапа к этапу обусловлено изменением во времени геодинамических обстановок в зоне перехода континент океан.

введение

Вдоль юго-восточного ограничения мезозоид Северо-Востока СССР, в полосе северо-восточной ориентировки шириной до 170—200 км, длительное время (около 200 млн. лет — с триаса по крайней мере и до кайнозоя включительно) протекали процессы известково-щелочного магматизма.

Исследователи по-разному расценивали генетическую и тектоническую природу этого вулканизма. В. Ф. Белый и др. (1964) альб-сенонские вулканогенные образования относили к Охотско-Чукотскому поясу, полагая его пограничной структурой между Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской геосинклинальными областями. Позднее В. Ф. Белый возрастной объем пояса ограничил альбом — сеноманом; вулканиты более раннего этапа рассматривались им либо в качестве «вулканической дуги» (Белый, 1974), либо как «андезитовая геосинклиналь» (Белый, 1976). Н. Б. Заборовская и Г. Е. Некрасов (1977) в Охотско-Чукотский пояс выделяют породы верхней юры — верхнего мела, полагая, что он возник в конце переходной — начале континентальной стадии развития Тайгоносско-Западно-Корякской геосинклинальной системы; раннемезозойский вулканизм отнесен к островодужному. По мнению Л. П. Зоненшайна и др. (1976), Охотско-Чукотский вулканический пояс сформировался в позднем мезозое на континентальной окраине андийского типа, причем В. М. Моралев и Г. Ф. Григораш (1976) развитие этого пояса связывают с сейсмофокальной зоной, наклоненной под континент под углом в 20° и выходящей на земную поверхность на западном побережье Олюторского залива.

Ниже предпринята попытка установить степень однородности вулканогенных пород в зоне сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей, а также выявить генетические связи этого вулканизма с тектоническим режимом смежных районов земной коры. Наиболее благоприятным участком для решения сформулированных выше вопросов является полоса верхнемезозойских—нижнекайнозойских терригенно-вулканогенных пород, протягивающихся от Пенжинской губы на северо-восток в бассейн р. Анадырь, поскольку здесь можно проследить взаимоотношения этих образований со смежными структурами Верхояно-Чукотской области и Корякии. Суммарная мощность верхнеюрских — палеогеновых пород в рассматриваемой полосе достигает 10 км, однако в пределах одного участка она значительно меньше, что связано со смещением вулканизма во времени.

С юго-востока эта полоса терригенно-вулканогенных пород ограничена Орловско-Каменским разломом северо-восточного простирания; в осевой ее части протягиваются еще два сближенных глубинных разновозрастных разлома такой же ориентировки — южная и северная составляющие Анадырского разлома. Все эти глубинные разломы играли магмоподводящую роль и функционировали длительно.

Ниже рассматриваются фациальные обстановки отдельных стратиграфических уровней (начиная с верхней юры) в пределах зоны перехода от Верхояно-Чукотской к Корякско-Камчатской области. Поскольку в последние годы появились убедительные материалы о широком развитии в Корякии надвигов и шарьяжей, при составлении прилагаемых палеофациальных схем (рис. 1) учитывались по возможности все данные, доказывающие автохтонное положение тех или иных образований (однако палинспастические реконструкции не проводились).

Волжский — готеривский ярусы. Осадочно-вулканогенные отложения верхней юры — неокома вскрываются в бассейнах рек Анадыря, Пенжины и Микины, слагая так называемое Мургальское поднятие; они образуют полосу северо-восточной ориентировки, заключенную между Анадырским и Орловско-Каменским разломами (рис. 1), которая на юго-западе протягивается в центральную часть п-ова Тайгонос (Некрасов, 1976). Эта полоса (общей шириной до 50—60 км) в плане ныне имеет ступенчатый вид вследствие поперечных смещений по сдвигам северо-западной и субширотной ориентировки.

Волжско-готеривские образования Мургальского поднятия — это мощный (не менее 5—6 км), изменчивый по вертикали и в латеральном направлении комплекс терригенных и вулканогенных пород, формировавшихся в морских и субконтинентальных условиях. Терригенные разности представлены вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами, зачастую содержащими примесь пирокластического материала. Терригенным породам свойственна тонкая параллельная слоистость; встречается также градационный тип слоистости, вызываемый обычно мутьевыми потоками. В верхних частях неокомовых отложений нередко наблюдается косая слоистость, характерная для областей волнения и пляжей.

Среди верхнеюрских — неокомовых отложений широко распространены туффиты с весьма большими вариациями содержаний терригенной и пирокластической составляющей.

Вулканогенные образования рассматриваемого возраста имеют бимодальный характер. С одной стороны, это породы базальтового и андезито-базальтового состава, чаще всего в виде туфов, состоящих из обрывков тонкопористого стекла, а также миндалекаменных эффузивов; с другой — туфы кислого состава. Если породы основного состава низкокалиевые, то кислые разности, напротив, отличаются повышенной калиевостью. Характерно обособление по разрезу и в пространстве вулканитов основного и кислого состава, хотя встречаются туффиты и туфы смешанного состава. Текстурные особенности вулканогенных пород свидетельствуют о сильной газонасыщенности магмы.



Рис. 1. Палеофациальные схемы мезозоя и раннего кайнозоя южной части территории Северо-Востока СССР (без палинспастических реконструкций)

1 — области размыва, континентального, реже прибрежно-морского осадконакопления. 2—15 — образования, формировавшиеся на коре континентального и переходного типов: 2 — континентальная моласса, 3 — морская моласса, 4 — флишондные образования и граувакки, 5 — терригенно-вулканогенные образования, 6 — вулканогенные образования кислого состава, 7 — вулканогенные образования известково-щелочные среднего — основного состава, 8 — вулканогенные образования известково-щелочные среднего — основного состава, 9 — вулканогенные образования известково-щелочные среднего — основного состава, 9 — вулканогенные образования известково-щелочные основного состава, 10 — вулканогенные образования известково-щелочные основного состава, 10 — вулканогенные образования субщелочные среднего — основного состава, 11 — щелочные оливиновые базальты, 12 — гранитоиды натровые, 13 — гранитоиды калиевые, 14 — зоны локализации мелких субвулканических тел среднего и умеренно кислого состава, 15 — зона интенсивного надвигообразования, относительно поднятая, с терригенным осадконакоплением; 16 — ультраосновные породы океанической коры, базальты, яшмы, терригенно-кремнистые породы; 17 — предполагаемая сейсмофокальная зона; 18 — временные интервалы: І — поздняя юра — валанжин; II — альб турон; III — сенон; IV — палеоген



В целом рассматриваемые вулканические образования относятся к известково-щелочной серии, но состав базальтов в них достаточно своеобразен и отличается от более молодых меловых (таблица) высокой железистостью и магнезиальностью и самой низкой (менее 0,5%) калиевостью.

С рассмотренными образованиями пространственно ассоциируют раннемеловые (доальбские) гранитоиды (гранодиориты, тоналиты, плагиограниты, кварцевые диориты и габбро), характеризующиеся пониженной общей щелочностью и существенно натровым типом химизма (в гранитах K/Na=0,6). Эти гранитоиды образуют цепочку тел вдоль Орловско-Каменского разлома.

Северо-западнее, в тылу рассмотренной полосы терригенно-вулканогенных пород Мургальского поднятия, располагаются сравнительно мощ-

Средние составы меловых и палеогеновых интрузивных и вулканических пород бассейнов рек Пенжины и Анадыря																				
Окисел	Мургальское поднятие			Внутре Чуко Правоб	енняя зона (тского вулк кого пояса бережье р.	Внешняя зона Охотско-Чукотского вулкани- ческого пояса							Реки Пенжина, Ана- дырь			р. Б. Пеледон		р. Пенжина		
		6					алы	альб-сеноман										Палеоген		
	усовская свита			илы	аваамская (окланская толща			пеледонская толща								евдыревеемская толща			
	базаль- ты	дациты	липари- ты	базаль- ты	андезито- базальты	андези- ты	базаль- ты	андези- то-ба- зальты	андези- ты	базаль. ты	андезн- то-ба- зальты	андези- ты	базаль- ты	андези- то-ба- зальты	андези- ты	базаль- ты	андези- то-ба- зальты	базаль- ты	андези- то-ба- зальты	базаль- ты
Кол-во ана- лизов	23	6	12	32	12	9	8	40	42	10	18	9	44	41	23	17	3	12	14	11
SiO ₂	50,80	67,70	72.90	51,60	56,40	61.00	52.10	56,00	58.75	53.30	57.50	61.10	52.00	56.70	61.16	52.40	56.20	51.40	56.00	48.10
TiO ₂	1,24	0,68	0,40	1,24	0,73	0,61	1,33	1,11	0,94	1,27	1,20	0,95	1,44	1,26	1,08	1,71	1,18	1,24	1.10	2,40
Al ₂ O ₃	17,20	15,08	13,20	17,80	18,80	18,10	19,20	18,50	17,34	18,70	18,10	17,80	17,80	16,60	16,20	16,80	17,20	17,10	17,30	16,40
Fe_2O_3	4,40	2,12	1,81	4,70	4,10	3,98	4,80	4,27	3,74	4,97	4,02	3,27	5,50	5,80	5,20	6,97	7,30	4,69	3,76	2,56
FeO	7,51	3,82	2,02	6,76	3,90	2,51	5,67	4,46	3,42	5,10	4,62	3,62	5,62	4,00	2,60	4,87	2,34	6,00	4,32	8,54
MnO	0,20	0,11	0,11	0,17	0,14	0,12	0,17	0,15	0,14	0,15	0,13	0,09	0,18	0,18	0,18	0,19	0,14	0,14	0,13	0,16
MgO	6,08	1,64	1,71	4,72	3,66	2,81	3,94	3,34	2,47	4,81	3,69	2,94	3,97	3,08	1,89	4,00	3,42	6,15	4.37	7,94
CaO	9,02	2,38	1,85	9,05	7,90	5,66	8,86	7,52	5,53	6,95	5,90	5,66	8,80	6,15	4,48	7,97	5,55	8,30	7,30	8,80
Na ₂ O	3,20	4,05	4,56	3,12	3,40	3,86	3,18	3,38	3,60	4,06	4,17	3,68	3,60	4,51	5,00	3,56	4,30	3,40	3,80	3,34
K₂O	0,41	2,32	1,52	0,72	0,96	1,37	0,74	1,35	1,91	0,71	0,70	1,75	1,11	1,72	2,16	1,44	2,27	1,66	1,86	1,73
Сумма	100,06	99,90	100,08	99,90	99,99	100,02	99,99	100,08	97,84	100,02	100,02	100,06	100,02	100,00	99,95	99,91	99,90	100,08	99,94	99,97

Средние составы меловых и палеогеновых интрузивных и вулканических пород бассейнов рек Пенжины и Анадыря

	Пе	Вжински	я прогиб	Мургальское полнятие						Охотско-Чукотский вулканический пояс											
Окисел					пуртальстве подлятие					внутренняя зона						внешняя зона					
		палео	Гея	раннемеловой интрузивный комплекс						альб-сеноманский интрузивный комплекс											
	базаль- ты	андези- ты	андезито- дациты	габбро	диори- ты	кварцевые диориты	гранодио- риты	грани- ты	габбро	диори- ты	кварцевые диориты	грано- диори- ты	грани- ты	габбро	диори- ты	кварцевые диориты	гранодио- риты	грани- ты			
Кол-во ана- лизов	3	4	13	12	14	12	16	7	5	26	10	12	8	5	17	8	9	9			
SiO ₂	51,55	58,33	63,72	48,85	55,08	61,80	65,81	70,70	49,17	55,55	60,51	65,81	71,44	50,55	56,27	61,28	65,14	70,33			
TiO ₂	1,18	0,62	0,46	0,91	0,70	0,55	0,51	0,29	0,89	0,95	0,88	0,62	0,30	1,08	1,03	0,74	0,59	0,41			
Al ₂ O ₃	17,60	17,4	17.,05	19,32	18,10	17,13	15,73	14,19	19,48	18,32	16,80	15,49	14,82	17,75	17,07	17,07	16,40	14,94			
Fe ₂ O ₃	5,25	3,51	2,51	4,02	2,93	2,49	2,18	1,37	2,52	2,59	3,53	1,54	0,97	3,90	3,59	1,74	0,95	1,61			
FeO	3,60	2,13	1,65	5,23	4,92	3,35	2,61	1,89	6,09	4,83	3,92	2,76	1,40	5,58	4,44	4,21	3,90	1,76			
MnO	0,15	0,09	0,08	0,13	0,14	0,10	0,09	0,07	0,13	0,14	0,12	0,10	0,06	0,16	0,14	0,11	0,10	0,07			
MgO	8,16	4,16	2,42	7,02	4,25	2,77	1,90	0,92	6,63	4,06	2,53	1,63	0,72	4,17	3,44	1,99	1,40	0,76			
CaO	8,89	6,49	4,86	9,85	7,94	5,53	3,73	2,72	9,93	6,87	5,15	3,34	1,77	7,93	6,61	4,18	3,37	1,63			
Na ₂ O	2,82	4,14	4,34	2,88	3,51	3,91	4,17	4,14	2,73	3,68	3,61	4,40	4,22	3,36	3,34	3,80	3,42	3,81			
K ₂ O	0,79	0,98	1,18	0,38	0,87	1,14	2,21	2,51	0,32	1,36	1,93	2,84	3,40	1,25	1,89	2,39	92,79	3,71			
Сумма	99,99	98,05	98,27	98,59	98,44	98,77	98,94	98,80	97,89	98,32	98,98	98,53	99,10	95,73	97,82	97,51	8,06	99,03			

ные морские терригенные отложения верхней юры — неокома, которые в отдельных участках содержат примесь пирокластического материала кислого состава. В Верхне-Пенжинской впадине (Филатова, 1974) это волжские, берриасские и валанжинские терригенные, нередко флишоидные отложения суммарной мощностью около 1700 м; обломочный материал пород чаше всего имеет аркозовый состав. Северо-восточнее, в Умкувеемской впадине, по данным К. В. Паракецова и Г. И. Паракецовой (1973), развит непрерывный разрез терригенных пород волжского — готеривского ярусов суммарной мощностью около 900 м. Далее на северо-восток, в Оконайто-Пеледонском поднятии, вскрываются лишь готеривские отложения мощностью не менее 500 м; это песчаники и алевролиты, нередко флишоидного строения, с пачками пепловых туффитов и туфов кислого состава. Севернее появляются континентальные образования; так, в верховьях р. Яблони неокомовые (вероятно, готеривские) отложения представлены гравелитами, конгломератами, песчаниками, туффитами и туфами среднего и основного состава с обильной флорой нижнего неокома (определения Е. Л. Лебедева).

Во фронтальной части Мургальского поднятия, в Пенжинском прогибе, судя по данным Г. П. Авдейко (1968), М. А. Пергамента (1966) и др., развиты мощные (4—5 км) морские терригенные, реже туфогенно-терригенные отложения верхней юры — неокома, которые юго-восточнее, на южном склоне Таловско-Майнского поднятия, сменяются основными вулканитами, яшмами и терригенно-кремнистыми породами, включающими тела ультраосновных пород; последние образуют здесь гипербазитовый пояс, кулисообразно протягивающийся в северо-восточном направлении от Пенжинской губы в хр. Пекульней вдоль Парапольско-Куюльского разлома (Пинус и др., 1973).

Далее на юго-восток, в направлении к Берингову морю, верхнеюрские — валанжинские отложения представлены чередующимися в плане участками вулканогенно-кремнистых и туфогенно-терригенных пород (Руженцев и др., 1977; Александров, 1978).

Приведенные выше данные показывают, что рассматриваемая территория в позднеюрское — раннемеловое время характеризовалась сочетанием различных тектонических режимов. Северо-восток этой территории занимала Верхояно-Чукотская миогеосинклинальная область, формировавшаяся на дорифейской континентальной коре (Пущаровский, 1960; Тильман и др., 1975). Вероятно, этот древний фундамент ограничивался южной составляющей зоны Анадырского разлома. Можно предполагать, что южнее, до Таловско-Майнского поднятия включительно, была развита кора переходного типа, сформировавшаяся на палеозойской океанической коре (Пономарева, Добрецов, 1966; Заборовская, Некрасов, 1977).

В поздней юре — неокоме вблизи континента, на коре переходного типа, в условиях сжатия развивалась Мургальская островная дуга, начало формирования которой относится, возможно, к триасу (Геология СССР, 1970), судя по вулканогенным породам триаса п-овов Кони, Пьягина и Тайгонос. Ю. А. Косыгин и Л. М. Парфенов (1977), справедливо полагая, что эта дуга прослеживается и далее на запад, предлагают именовать ее Удско-Мургальской. Режим сжатия перед фронтом островной дуги сменялся обстановкой растяжения в ее пределах, в условиях которого и происходил вывод магматических масс на земную поверхность.

Особенностью этого островодужного вулканизма (отличающей его от более молодых извержений) является низкая калиевость вулканических продуктов при общем известково-щелочном их составе. Глубина генерации готеривских магм, вычисленная по диаграмме Д. Нинковича и И. Хейса (Ninkovich, Hays, 1972), показывающей зависимость глубины сейсмофокальной зоны и калиевости породы, составляет около 120 км (рис. 2). Вероятно, вследствие близости континента и возможного наличия в фундаменте островной дуги отдельных блоков континентальной



Рис. 2. Соотношение K₂O—SiO₂ в меловых — палеогеновых магматических образованиях бассейнов рек Пенжины и Анадыря

1 — вулканогенные породы готеривского возраста (Мургальское поднятие). 2—4 — вулканогенные породы альб-сеноманского возраста: 2 — внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса, 3 — внешняя зона Охотско-Чукотского пояса, бассейн р. Пенжины, 4 внешняя зона Охотско-Чукотского пояса, верховья р. Б. Пеледон; 5, 6 — гранитоиды альб-сеноманского возраста: 5 — внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса, 6 внешняя зона Охотско-Чукотского пояса; 7, 8 — вулканогенные породы сенонского возраста; 7 — бассейны рек Пенжины и Анадыря, в зоне Анадырского разлома, 8 — бассейн р. Б. Пеледон, Оконайто-Пеледонское поднятие; 9, 10 — вулканогенные породы палеогенового возраста: 9 — бассейн р. Пенжины, в зоне Анадырского разлома, 10 — бассейн р. Б. Пеледон, Оконайто-Пеледонское поднятие; 11 — изолинии глубин сейсмофокальных зон по Д. Нинковичу и И. Хейсу (в км)

коры в составе вулканитов позднеюрско-неокомового возраста присутствуют вулканические продукты кислого состава повышенной калиевости.

Закончилось развитие островной дуги формированием существенно натровых гранитоидов; в ходе этих процессов в Мургальском блоке происходило становление коры континентального типа.

Рассматриваемая островная дуга располагалась в тылу эвгеосинклинальной области, северным ограничением которой являлась зона разломов по южному краю Таловско-Майнского поднятия. Эта Парапольско-Куюльская зона разломов, маркируемая также участками глаукофанового метаморфизма пород, являлась, вероятно, зоной Беньофа, как это полагает и В. Ф. Белый (1974). Зная проекцию выхода сейсмофокальной зоны на земную поверхность и указанную выше глубину магмогенерирующей области в ее тылу, можно определить крутизну наклона этой зоны, которая составляет около 50° (рис. 3).

Таловско-Майнская зона представляла собой невулканическую дугу, формировавшуюся в обстановке сжатия, что приводило к ее воздыманию и развитию здесь многочисленных надвигов (Некрасов, 1976), наклоненных на северо-запад. Во внутридуговом Пенжинском прогибе происходило терригенное осадконакопление, зачастую флишоидного типа.

В тылу Мургальской островной дуги на континентальной коре развивался ориентированный в северо-восточном направлении прогиб с терригенным осадконакоплением, являвшийся продолжением Гижигинского прогиба, расположенного юго-западнее. Таким образом, специфической особенностью Мургальской островной дуги являлось наличие в ее тылу окраинного прогиба, развивавшегося не на океанической, а на континентальной коре в условиях ее погружения и, возможно, уточнения.

Вероятно, кроме Мургальской островной дуги, в позднеюрское — раннемеловое время на территории Корякии развивались и другие островные дуги, например Майницкая, как это следует из материалов А. А. Александрова (1978) и С. В. Руженцева и др. (1977, 1978).

Барремский — аптский ярусы (включая и нижний альб). В пределах Охотско-Чукотского пояса отложения этого возраста почти полностью амагматичны. Они представлены регрессивным рядом пород — от морских песчаников и гравелитов апта до континентальных грубообломочных





Рис. З. Палеотектонические профили в зоне перехода Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей 1 — дорифейская кора континентального типа; 2 - кора переходного типа; 3 кора океанического типа; 4 — толеитовые базальты, спилиты, яшмы, терригенно-кремнистые породы; 5 — терригенные флишоидные породы; 6 — терригенные породы с преобладанием тонкообломочных разностей; 7 — терригенные породы с преобладанием грубообломочных разностей; 8 — верхнеюрские — готеривские образования: а — терригенно-туфогенные породы, б — вулканогенные породы среднего — основного состава; 9 - альб-сеноманские вулканогенные породы среднего — основного состава. 10сеноман-туронские вулканогенные породы кислого состава: 11 — сенонские субщелочные вулканогенные породы среднего — основного состава; 12 — палеогеновые образования: а - известково-щелочная серия, б — щелочные и субщелочные оливиновые базальты: 13 гранитоиды: а — неокомовые, б — альбсеноманские; 14 — внутрикоровые очаги анатектической магмы и подводящие каналы; 15 - гипербазиты в аллохтонном залегании; 16 — предполагаемые сейсмофокальные зоны; 17 — глаукофановый метаморфизм; 18 — глубинные разломы; 19 — надвиги и шарьяжи
пород (с большим объемом конгломератов) нижнего альба. Морские отложения, вскрывающиеся в Умкувеемской (Паракецов, Паракецова, 1973) и Айнахкургенской (Афицкий, Палымский, 1970) впадинах, а также в Мургальском поднятии (Филатова и др., 1975), маломощны и не превышают первых сотен метров. Вышележащие континентальные образования развиты неповсеместно, слагая ряд впадин, расположенных вдоль Охотско-Чукотского пояса; в отдельных впадинах их мощность превышает 2500 м. Изредка в верхах разреза этих континентальных отложений наблюдаются прослои туффитов, содержащих пирокластический материал среднего — основного состава. Юго-восточнее, в Пенжинском прогибе и Таловско-Майнском поднятии, этот возрастной интервал представлен терригенными отложениями мощностью около 2000 м, которые нередко имеют флишоидный облик. Далее на юг, в пределах Корякского нагорья, рассматриваемые отложения также имеют терригенный состав.

Таким образом, баррем-аптский интервал являлся паузой в вулканической деятельности, что обусловлено, вероятно, сжатием как в тылу магмогенерирующей зоны (в полосе между Орловско-Каменским и Анадырским разломами), так и в области ее выхода на земную поверхность. Это сжатие обусловило дальнейший рост Таловско-Майнского поднятия (в его пределах резко выражен внутриальбский перерыв в осадконакоплении, Авдейко, 1968), а также воздымание (собственно образование) Мургальского поднятия, в котором продолжалось формирование коры континентального типа.

Альбский — сеноманский ярусы. Новый этап среднего — основного вулканизма начался в позднем альбе и продолжался в первой половине сеномана. Полоса развития альб-сеноманских вулканитов значительно расширяется по сравнению с верхнеюрско-неокомовой и смещается относительно последней на северо-восток, в глубь континента, лишь отчасти перекрывая неокомовые вулканиты. Наблюдается структурное несоответствие в ориентировке полос вулканогенных образований обоих этапов — в плане они сопрягаются под острым углом. Максимальная мощность альб-сеноманских отложений не превышает, видимо, 1500—2000 м.

Альб-сеноманские вулканогенные образования характеризуются широко дифференцированным рядом пород — от базальтов до липаритов, но разностям кислого состава принадлежит небольшой объем; около половины толщи составляют андезиты и их туфы, андезито-базальты — до 35%, базальты — 10—15%. Альб-сеноманский вулканизм характеризуется специфической петрохимической специализацией (Филатова, Дворянкин, 1974₂), отличающей его от более раннего островодужного вулканизма (см. таблицу). Это типичные известково-щелочные породы, с относительно более высокой калиевостью (но все же менее 1%), меньшими магнезиальностью и железистостью. Содержание калия в вулканитах основного состава лишь незначительно возрастает в глубь континента, тогда как в андезитах оно увеличивается существенно. Учитывая возрастание мощности «гранитного» слоя в этом же направлении, можно предположить, что по мере дифференциации магмы в периферических магматических очагах происходило извлечение калия из коры и постепенное накопление его в расплаве.

С альб-сеноманским вулканизмом сопряжен интрузивный комплекс, чрезвычайно широко развитый на рассматриваемой территории в виде гранитоидных тел (от габбро до гранитов), причем от массивов фронтальной части вулканогенной полосы к телам, располагающимся в ее тылу, в интрузивных породах одинаковой основности увеличивается общая щелочность, а также содержание калия, тогда как магнезиальность и известковистость уменьшаются (см. таблицу). Вполне вероятно, что это изменение химизма — уменьшение основности и увеличение калиевости интрузивных пород — отчасти связано с влиянием континентальной коры, подобно тому как это предполагалось выше для андезитов. В целом по химизму и геолого-петрографическим особенностям альб-сеноманские гранитоиды принадлежат габбро-гранодиоритовому формационному типу, причем по преобладающим разностям во внешней зоне Охотско-Чукотского пояса можно выделить гранит-монцодиоритовую субформацию, а во внутренней — диорит-гранодиоритовую. Главным глубинным разломом в альб-сеноманское время, контролирующим размещение гранитоидов, являлась южная составляющая Анадырского разлома.

Незначительное возрастание калия в основных породах альб-сеномана в глубь континента определяет почти горизонтальное положение магмогенерирующей зоны: судя по диаграммам Д. Нинковича и И. Хейса, а также Т. Хазертона и В. Диккинсона (Hatherton, Dickinson, 1969), глубина магматических очагов от внутренней зоны пояса к внешней возрастает всего лишь от 120 до 130 км (см. рис. 2). Для гранитоидов внутренней зоны получены близкие глубины, тогда как для интрузий внешней зоны (особенно для габбро) эта величина значительно возрастает (до 150— 160 км).

В настоящее время нет однозначной интерпретации полученных величин. Однако можно предположить, что в альб-сеноманское время одновременно существовали две разнонаклонные под континент магмогенерирующие зоны, смыкающиеся под внутренней зоной Охотско-Чукотского пояса. Возникновение наиболее пологой из них обусловлено, возможно, субгоризонтальным смещением зоны Беньофа (В. Е. Хаин (1978) называет это явление срезом), которое и предопределило близкий уровень калиевости в вулканогенных образованиях, широкой полосой уходящих в глубь континента.

К северо-западу от полосы альб-сеноманских вулканитов осадконакопление (в отличие от неокома) происходило в наземных условиях.

По направлению на юго-восток альб-сеноманские вулканиты замещаются континентальными и прибрежно-морскими грубообломочными терригенными отложениями, образующими узкую полосу вдоль Орловско-Каменского разлома. Последний в это время определял границу суши и моря — юго-восточнее его, в Пенжинском прогибе, происходило накопление морских, сравнительно тонкообломочных, нередко флишоидных терригенных отложений. В альбе Таловско-Майнское поднятие продолжало существовать в виде невулканической дуги. Однако юго-восточнее на территории Алганского и Емраваамского прогибов в отличие от предыдущего этапа формировались граувакковые отложения, далее на юго-восток сменявшиеся флишоидными. Последние накапливались, вероятно, на обширной территории вплоть до современного побережья Берингова моря, на что, в частности, указывает их присутствие в автохтонном залегании в Алькатваамской и Эконайской зонах (Александров и др., 1975; Зинкевич, 1978, и др.). Эвгеосинклинальные фации сеноман-туронского (докампанского) возраста в Корякии и Олюторском прогибе неизвестны.

Таким образом, в альб-сеноманское время в полосе к северо-западу от Орловско-Каменского разлома возобновился (после баррем-раннеальбской паузы) вулканизм, который и начал формирование собственно Охотско-Чукотского пояса. В отличие от неокомового этот вулканизм протекал на континентальной коре на окраинной части континента и характеризовался рядом петрохимических особенностей (прежде всего довольно высоким содержанием калия, типичным для известково-щелочных серий). Неоднородность строения фундамента Охотско-Чукотского пояса в поперечном его сечении, связанная с возрастанием мощности гранитнометаморфического слоя в глубь континента, к северо-западу от Анадырского разлома (Беляевский, Родников, 1971; Филатова, 1974), оказала, по-видимому, некоторое влияние на химизм магматических образований, как это показано выше.

Весьма проблематичен вопрос о месте выхода на земную поверхность сейсмофокальной зоны, с которой связан альб-сеноманский вулканизм.

Это объясняется отсутствием в пределах Корякии океанических образований этого возраста, а также широким развитием в этом регионе тектонических покровов, значительно затрудняющих палеотектонические реконструкции. Можно было бы предположить, что зона Беньофа по-прежнему совпадала с Парапольско-Куюльской зоной разломов, а большие (по сравнению с неокомовыми) глубины магмообразования отражали продолжавшийся процесс субдукции. Однако терригенные образования во фронтальной части этого разлома не соответствуют отложениям желобов или океанических пространств, а более всего напоминают осадки континентальных склонов. В связи с этим выход сейсмофокальной зоны располагался, вероятнее всего, южнее, к югу от Алькатваамской зоны, вдоль побережья Берингова моря. Наклон ее не превышал, видимо, 20°, а непосредственно под континентом, как это показано выше, имелось субгоризонтальное ответвление этой зоны. Пространственное положение вулканического пояса определялось краем консолидированной континентальной плиты.

Позднесеноманский — туронский ярусы. Особняком в Охотско-Чукотском поясе располагаются вулканиты кислого состава позднесеноманского — туронского возраста (Филатова и др., 1975), которые также образуют полосу северо-восточной ориентировки, сдвинутую по сравнению с альб-сеноманскими вулканитами еще далее на северо-запад. Располагаясь к северо-западу от Анадырского разлома, они залегают на структурах Верхояно-Чукотских мезозоид, характеризовавшихся мощным гранитным слоем. Размещение больших объемов кислых вулканитов во внешней зоне пояса на мощной континентальной коре характерно для всего Охотско-Чукотского пояса — от Ульинского прогиба до Чукотки.

В целом рассматриваемые образования сложены туфами, реже эффузивами от андезито-дацитового до липаритового состава, с повышенной щелочностью (за счет калия и натрия), суммарной мощностью до 1000 *м* (чаще 500—600 *м*).

Палеовулканологический и петрохимический анализы показывают, что вулканиты кислого состава рассматриваемой толщи образуют крупные разобщенные вулканические постройки, связанные с развитием магматических очагов, располагавшихся неглубоко от земной поверхности (Филатова, Дворянкин, 1974,). Интенсивно газонасыщенная магма в этих очагах формировалась в условиях тектонического сжатия; большая часть вулканических процессов этого времени происходила в эксплозивной форме. Определенная автономность развития очагов кислой магмы и связь их с различными участками земной коры обусловила петрохимическую специализацию каждой из вулканических построек. Длительное развитие коровых магматических очагов приводило к образованию обширных вулкано-тектонических депрессий, сопровождавшихся локальными гравитационными минимумами.

Позднесеноман-туронское время характеризовалось условиями сжатия в тылу зоны Беньофа, в связи с чем мантийные расплавы не поступали на поверхность вдоль Анадырского и Орловско-Каменского разломов; однако они создавали повышенный тепловой поток, который в краевой части древней континентальной коры, характеризовавшейся повышенной мощностью гранитного слоя, вызвал возникновение анатектических коровых очагов, давших мощные извержения кислого материала. Не исключено, что этот тепловой поток был особенно мощным и проявился в широкой полосе именно субгоризонтального положения под континентом сейсмофокальной зоны, о чем говорилось выше.

Интенсивное сжатие в тылу сейсмофокальной зоны доказывается также явлениями надвигообразования. Наклоненные на северо-запад надвиги возникали в Таловско-Майнском поднятии. В тыловой области, в пределах Мургальского поднятия, в зоне шириной несколько десятков километров обнаружены надвиги, имеющие встречный, юго-восточный наклон; в них готеривские вулканиты надвинуты на альб-сеноманские (Филатова, 1978).

Явления сжатия и воздымания отразились и на осадконакоплении Пенжинского прогиба, в котором в сеномане и туроне возросло количество грубообломочного материала, хотя здесь и сохранялся морской режим.

Сенонский надъярус. Сенонские вулканиты надстраивают колонку известково-щелочных пород Охотско-Чукотского пояса. Они распространены более локально по сравнению с альб-сеноманскими породами, образуя вулканическое плато, которое полосой северо-восточной ориентировки протягивается вдоль северной составляющей Анадырского разлома; ширина полосы не более 50 км. Кроме того, отдельные небольшие поля этих пород встречаются и в тыловой части всей вулканической зоны, например в междуречье Анадыря и Малого Анюя.

Сенонские вулканические образования резко несогласно перекрывают вулкано-тектонические структуры и отдельные вулканические постройки всех более ранних этапов, включая и образования Охотско-Чукотского пояса. Они имеют существенно основной состав: три четверти их объема сложено потоками субщелочных базальтов и андезито-базальтов известково-щелочного типа, а около четверти — андезитами и их туфами; встречаются единичные линзы субщелочных андезито-дацитов, дацитов и их туфов. Вулканиты сенона в отличие от более ранних характеризуются повышенной железистостью и калиевостью и пониженной магнезиальностью (см. таблицу).

Химизм сенонских базальтов в глубь континента меняется — в породах, слагающих долину р. Большой Пеледон, по сравнению с вскрывающимися в долине р. Пенжины несколько возрастает содержание калия и титана. Глубина формирования сенонского магматического очага в зоне Анадырского разлома, вычисленная по диаграмме Д. Нинковича и И. Хейса, составляет 140 км; в глубь континента она меняется незначительно (до 150—170 км в верховьях р. Б. Пеледон); таким образом, для сенонских базальтоидов выявляется пологозалегающий магмогенерирующий слой (см. рис. 3).

Юго-восточнее, по направлению к Корякии, полоса сенонских базальтоидов сменяется континентальной молассой (ныне в значительной мере размытой), а далее на юго-восток (Пенжинский прогиб) — морской молассой, которая в Центральной Корякии смыкается с зоной мощных флишондных отложений. Завершается сенонский латеральный ряд основными вулканитами и терригенно-кремнистыми породами ватынской и ачайваямской свит. Эти океанические образования слагают побережье Карагинского и Олюторского заливов (Геология СССР, 1970), а затем, после перерыва в долинах рек Ильпевеем и Укэлаят, появляются северовосточнее, протягиваясь полосой в долины рек Хатырки (палеонтологически документированы В. Э. Пинтэ и Н. Ф. Савочкиным, устное сообщение) и Ваамочки (Игуменщев и др., 1977). Можно предположить, что в кампанское время выход сейсмофокальной зоны совпадал на западе с Вывенским разломом, восточнее протягиваясь в долину р. Хатырки (см. рис. 1). Однако, учитывая убедительные данные Н. П. Митрофанова (1977) и Э. С. Алексеева (1979) о шарьировании (обдукции) кампанских офиолитовых образований в северном направлении, нельзя исключить и несколько более южное положение этой зоны.

Особенностью сенонского латерального ряда является отсутствие в тылу сейсмофокальной зоны мощного известково-щелочного магматизма, подобного альб-туронскому. По периферии океанического бассейна в это время располагался блок земной коры переходного типа, на котором происходило только терригенное осадконакопление — флишевого типа в непосредственной близости от сенонской зоны Беньофа и молассового в тылу ее (Пенжинской прогиб). В этот этап лишь в тылу этого блока, на континентальной коре, в зоне Анадырского разлома формировались маломощные субщелочные вулканиты основного состава, поставлявшиеся с относительно больших глубин (по сравнению с альб-сеноманскими).

Палеогеновая система. В пределах Охотско-Чукотского пояса вдоль Анадырского разлома прерывистой цепочкой располагаются небольшие поля палеогеновых (судя по абсолютному возрасту), практически недифференцированных вулканитов основного состава. Это почти исключительно субщелочные и щелочные оливиновые базальты, реже андезито-базальты мощностью, не превышающей первых сотен метров. Породы характеризуются высокой магнезиальностью и калиевостью (см. таблицу), чем они резко отличаются от всех нижележащих меловых вулканитов.

Еще далее в глубь континента, в краевых частях Охотско-Чукотского пояса, например в долине р. Большой Пеледон, встречаются небольшие разобщенные участки палеогеновых оливиновых базальтов с еще более высоким содержанием калия. Глубина до зоны Беньофа, рассчитанная по базальтам палеогена, в Охотско-Чукотском поясе составляет 180—200 км (см. рис. 2).

К юго-западу от Охотско-Чукотского пояса, на большой площади между Пенжинской губой на западе, Анадырским заливом на востоке и Вывенским разломом на юге, располагаются известково-щелочные породы палеогенового возраста, образующие либо вытянутые в северо-восточном направлении полосы (как, например, вдоль Орловско-Каменского разлома), либо разобщенные поля, несогласно перекрывающие более ранние меловые структуры, в том числе Мургальское и Таловско-Майнское поднятия, а также Пенжинский прогиб и структуры Корякии. Палеогеновые вулканиты представлены здесь широко дифференцированным рядом от базальтов до липарито-дацитов и на некоторых участках имеют антидромное строение. В целом это типичная известково-щелочная серия (см. таблицу) с невысокой общей щелочностью, резким преобладанием натрия над калием и невысоким содержанием калия как в основных, так и в кислых разностях (данные Н. С. Афанасьевой и В. А. Фараджева (Афанасьева, 1972), а также Л. И. Махониной и А. Б. Цукерника (устное сообщение)). Интересно отметить, что аналогичного химического состава низкокалиевые (от андезитов --- диорит-порфиритов до дацитов --- гранодиорит-порфиров) породы в субвулканических фациях известны и севернее, в пределах Охотско-Чукотского пояса, где они образуют большое количество рвущих тел, располагающихся преимущественно в зонах Анадырского и Орловско-Каменского разломов (данные В. П. Василенко, С. С. Лобунца и др.).

В юго-западной, фронтальной части этой зоны известково-щелочных пород, вблизи Вывенского разлома, локально развиты линзы вулканитов кислого состава с преобладанием липаритов (велолныкская свита), характеризующихся высоким содержанием калия (Митрофанов, 1977). Для вулканитов палеогена, развитых в пределах Пенжинского прогиба, глубина залегания до сейсмофокальной зоны составляет 110 км.

С юго-востока зона в целом известково-щелочного палеогенового вулканизма ограничена сравнительно узкой (30—40 км), дугообразно изогнутой полосой мощных терригенных флишоидных пород палеогена, протягивающейся из бассейна р. Хатырки на юго-запад, в верховья рек Апука, Пахача, Вывенка. Эта дугообразная полоса, выпуклостью обращенная к северу, резко несогласно пересекает образования сенона, имеющие северо-восточную ориентировку. С юга к этой флишоидной зоне примыкает участок развития палеогеновых пород в эвгеосинклинальных фациях базальты и терригенно-кремнистые породы говенской и вочвинской свит.

Таким образом, характер распределения в пространстве палеогеновых вулканогенных образований значительно изменился по сравнению с меловым. Если меловой вулканизм сконцентрирован в полосе к северо-западу от Орловско-Каменского разлома, то палеогеновый известково-щелочной вулканизм резко сместился на юго-восток и протекал на участке, который к этому времени испытал значительную консолидацию (Зинкевич, 1978). Следовательно, наращивание края континентальной плиты предопределило смещение ареала известково-щелочного магматизма.

Вероятно, между Вывенским (на юге) и Орловско-Каменским (на севере) разломами в палеогене на коре переходного типа развивался вулканический пояс с типичным известково-щелочным магматизмом, который следует именовать Пенжинско-Западно-Камчатским, поскольку на юго-западе он протягивается в пределы Камчатского полуострова (Ротман, 1975). На обособление в плане палеогеновых известково-щелочных пород указывает тот факт, что и ранее они в пределах бассейнов рек Пенжины, Анадыря и на территории Корякии неоднократно выделялись в виде самостоятельного вулканического пояса (хотя у разных исследователей они различаются по конфигурации), противопоставляющегося Охотско-Чукотскому поясу (Афанасьева, 1972, и др.).

Формирование палеогенового Пенжинско-Западно-Камчатского пояса генетически связано, по-видимому, с сейсмофокальной зоной, которая возникала в палеогене на границе континент — океан; ее выход на земную поверхность совпадает скорее всего с границей палеогенового флиша и эвгеосинклинальных образований, т. е. проходит вдоль долины р. Вывенки (см. рис. 1).

В тылу Олюторской сейсмофокальной зоны и области известково-щелочного магматизма, на континентальной коре, в пределах Охотско-Чукотского пояса в палеогене изливались щелочные оливиновые базальты, связанные с более глубокими частями этой зоны (хотя не исключено, что эти базальты являются показателем начала рифтогенеза). В целом наклон ее плоскости, определенный с учетом места выхода на поверхность и глубины ее расположения под Пенжинским прогибом и Анадырским разломом, составляет около 30° (см. рис. 3).

В конце позднего мела в Корякии происходило сжатие и покровообразование, в результате которого сенонские эвгеосинклинальные образования в тектонических покровах залегают на более молодых верхнемеловых терригенных породах (Митрофанов, 1977). Возможно, в эти перемещения были вовлечены блоки континентальной коры, плавление в пределах которых обусловило возникновение кислых вулканитов повышенной калиевости (велолныкская свита), по петрохимическим свойствам как бы выпадающих из остальной группы известково-щелочных пород, характерных для палеогенового вулканического пояса.

Таким образом, оливиновые базальты повышенной щелочности, развитые в пределах Охотско-Чукотского пояса, генетической (и петрохимической) связи с последним не обнаруживают. Их возникновение обусловлено явлениями, происходившими в палеогене значительно южнее, на границе океана и континента. Однако присутствие палеогеновых базальтов в пределах Охотско-Чукотского пояса не случайно — оно было предопределено длительным существованием здесь сближенных глубинных сквозькоровых разломов (Анадырского и Орловско-Каменского). Необходимо подчеркнуть длительность развития этих глубинных разломов, ограничивавших с юга дорифейский континент. В течение мезозоя и частично кайнозоя эти разломы «дренировали» возникавшие в пределах смежной территории разновозрастные магмогенерирующие зоны, поставляя на земную поверхность мантийные расплавы, и лишь в кратковременные периоды сжатия они переставали быть проводниками магматизма.

выводы

Вулканогенные известково-щелочные образования мелового — палеогенового возраста, развитые в зоне перехода между дорифейской континентальной корой и молодыми (мезозойскими — кайнозойскими) структурами Корякии и Олюторского прогиба, обнаруживают значительную неоднородность. На основании анализа химизма этих образований, особенностей их площадного распространения, а также положения в латеральном ряду формаций реконструируются четыре этапа известково-щелочного (реже субщелочного) вулканизма. В позднеюрский — неокомовый этап на коре переходного типа формировался островодужный комплекс низкокалиевых вулканитов. Альб-туронский этап, отвечающий собственно Охотско-Чукотскому поясу, характеризовался накоплением в периферической части блока континентальной коры нормальных известково-щелочных образований; этот этап отдален от островодужного амагматической паузой (баррем — ранний альб). Завершился альб-туронский этап мощной вспышкой кислого вулканизма, протекавшего в условиях сжатия, которое ограничило доступ на поверхность мантийных расплавов, но обусловило повышенный тепловой поток, вызвавший процессы палингенеза в мощной континентальной коре тыловой части Охотско-Чукотского пояса.

Особенностью следующего, сенонского этапа является отсутствие в зоне перехода континент — океан нормальных известково-щелочных пород. В это время на континентальной окраине формировались только субщелочные базальтоиды, имевшие значительно меньший объем по сравнению с альб-туронскими образованиями Охотско-Чукотского пояса.

Резкое изменение ареала распространения известково-щелочных пород произошло в палеогене. Палеогеновый вулканический пояс сместился на юг, в Корякию, причем этот пояс обнаруживает отчетливую зональность — в направлении от океана в глубь континента известково-щелочные образования замещаются сначала субщелочными, а затем щелочными оливиновыми базальтами. Такое изменение площади проявления палеогенового известково-щелочного магматизма по сравнению с меловым связано, вероятно, со значительной консолидацией к этому времени территории Корякского нагорья, в пределах которой в конце мела — начале палеогена начали формироваться молассы (Зинкевич, 1978).

Существенное изменение меловых — палеогеновых магматических образований от этапа к этапу по химизму, интенсивности, масштабам и площади проявления связано со сменой палеотектонической обстановки в зоне перехода континент — океан (в том числе и с различной степенью зрелости земной коры, на которой протекал магматизм). Анализ латеральных рядов формаций (включая и рассматриваемые известково-щелочные вулканогенные) на значительной территории Олюторского прогиба, Корякии и примыкающих частей Верхояно-Чукотского региона позволил реконструировать геодинамические обстановки на каждом этапе, а также установить предполагаемое положение сейсмофокальных палеозон. Различное размещение в плане разновозрастных эвгеосинклинальных формаций, а также разный уровень калиевости в латеральных рядах мезозойских — кайнозойских магматических образований свидетельствуют об изменении во времени пространственного положения магмогенерирующих зон, в том числе и их наклона, причем для альб-туронского этапа выявляется субгоризонтальная зона Беньофа.

Автор искренне благодарен Л. П. Зоненшайну, М. С. Маркову и В. М. Моралеву, сделавшим ряд замечаний к статье.

Литература

- Авдейко Г. П. Нижнемеловые отложения севера Тихоокеанского кольца. М., «Наука», 1968.
- Александров А. А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М., «Наука», 1978.
- Александров А. А., Богданов Н. А., Бялобжеский С. Г., Марков М. С., Тильман С. М., Хаин В. Е., Чехов А. Д. Новые данные по тектонике Корякского нагорья.— Геотектоника, 1975, № 5.

Афанасьева Н. С. Основные черты эоценового магматизма Пенжинского прогиба (Северо-Восток СССР) — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1972, № 11.

Александров Э. С. Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья.— Геотектоника, 1979, № 1.

- Афицкий А. И., Палымский Б. Ф. Опорные разрезы айнахкургенской и чимчемемельской свит в верховьях р. Б. Анюй. — В кн.: Палеомагматизм и бностратиграфическая характеристика некоторых опорных разрезов мезозоя и кайнозоя севера Дальнего
- Востока. Тр. СВКНИИ, вып. 37. Магадан, 1970. Беляевский Н. А., Родников А. Г. Строение земной коры островных дуг и дальнево-сточных морей. Бюл. МОИП. Нов. сер., 1971, № 1-2.
- Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. Тектоническая карта Се-веро-Востока СССР. В сб.: Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР. Тр. СВКНИИ СО АН СССР, вып. 11. Магадан, 1964.
- Белый В. Ф. К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихого океана.— Геотектоника, 1974, № 4.

- Геология СССР. Т. ХХХ, ч. 1, Северо-Восток СССР. М., «Недра», 1970. Заборовская Н. Б., Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм зоны перехода от Яно-Колымских мезозонд к Корякско-Камчатской складчатой области. -- Геотектоника, 1977, № 1
- Зинкевич В. П. Орогенные структуры северной части Корякско-Камчатской области и их роль в формировании континентальной земной коры.— Геотектоника, 1978, № 2.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогення. М., «Недра», 1976. Игуменщев С. П., Мигович И. М., Терехова Г. П., Эпштейн О. Г. Палеозойская и позд-
- немеловая эпохи кремненакопления в восточной части Корякского нагорья.-- В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 23. Магаданск. книжн. из-во, 1977. Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. Тектоника Дальнего Востока.— Геол. и геофизика,
- 1977, № 11.
- Митрофанов Н. П. Геология, магматизм и оловоносность юго-западной части Центрально-Корякской складчатой зоны. Автореф. канд. дис. М., ВИМС, 1977.
- Моралев В. М., Григораш Г. Ф. Геодинамическая обстановка и металлогения позднемелового вулканизма Пенжинского сектора Охотско-Чукотского пояса.- В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976. Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.,
- «Наука», 1976.
- Паракецов К. В., Паракецова Г. И. Нижнемеловые отложения бассейна р. Еропол.-Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 3.
- Пергамент М. А. Зональная стратиграфия и иноцерамы нижней части верхнего мела Тихоокеанского побережья СССР. М., «Наука», 1966.
- Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П., Банников О. Л., Агафонов Л. В. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», <u>1</u>97<u>3</u>.
- Пономарева Л. Г., Добрецов Н. Л. Новые данные по стратиграфии палеозоя Пенжин-ского хребта (Сев.-Зап. Камчатка).— Геол. и геофизика, 1966, № 4. Пущаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозоиды Северо-Восточной
- Азии. Тектоника СССР, т. V. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Ротман В. К. Палеовулканизм островных дуг северо-западной части Тихого океана и некоторые аспекты «новой глобальной тектоники».— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 234, Л., 1975.
- Руженцев С. В., Марков М. С., Некрасов Г. Е., Бялобжеский С. Г. Краевые моря древ-
- них геосинклинальных областей.— Геотектоника, 1977, № 5. Руженцев С. В., Бялобжеский С. Г., Соколов С. Д. Офиолитовые покровы Корякского хребта.— Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 5. Тильман С. М., Бялобжеский С. Г., Иванов О. П., Красный Л. Л., Чехов Л. Д. Особен-
- ности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР.— Геотекто-ника, 1975, № 6.
- Филатова Н. И. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса в бассейне р. Пенжины.— Геотектоника, 1974, № 2.
- Филатова Н. И. Чешуйчато-надвиговые структуры на границе Охотско-Чукотского пояса и Корякской складчатой области. — Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 4.
- Филатова Н. И., Дворянкин А. И. Роль кислого вулканизма в формировании Охотско-Чукотского вулканического пояса. Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, № 1. Филатова Н. И., Дворянкин А. И. Эволюция вулканизма центральной части Охотско-
- Чукотского вулканического пояса Изв. АН СССР, Сер. геол., 19742, № 11.
- Филатова Н. И., Дворянкин А. И., Лобунец С. С., Пергамент М. А. Морские мезозойские отложения Мургальского поднятия. В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975.
- Хаин В. Е. От тектоники плит к более общей теории глобального тектогенеза. -- Геотектоника, 1978, № 3.
- Hatherton T., Dickinson W. R. The relation between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles, and other island arcs. J. Geophys. Res., 1969, v. 74, 1Y22, p. 5301-5310
- Ninkovich D., Hays I. D. Mediterranean island arcs and origin of high potash volcanoes.-Earth and Planet. Sci. Lett., 1972, v. 16, No. 3.

Научно-производственное

объединение «Аэрогеология»

Статья поступила 5 декабря 1978 г. Сентябрь — Октябрь

1979 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24

С. А. ЛАУХИН

О СОВРЕМЕННОМ СОСТОЯНИИ И РАЗВИТИИ ПУБЛИКАЦИЙ ПО ВОПРОСАМ ТЕКТОНИКИ

С 1955 г. выходит в свет ежемесячный ¹ реферативный журнал (РЖ) «Геология»², и все это время в нем постоянно печатается раздел «Тектоника». 20 с лишним лет — достаточно большой срок, чтобы проследить количественно и качественно динамику роста публикаций, а это в свою очередь достаточно объективно отражает темпы, характер и направленность развития данной науки. Период с 1955 по 1977 г., когда нашу планету не потрясали крупные войны и когда все страны в основном успели залечить наиболее крупные раны, нанесенные второй мировой войной, этот период представляется исключительно благоприятным для такого анализа.

В настоящее время во всем мире выходят сотни реферативных журналов, сборников и других информационных изданий (первое реферативное издание вышло в свет еще в середине XIX в.). Основным источником реферативно-библиографической информации по тектонике в СССР (и, пожалуй, наиболее полным в мире) является раздел «Тектоника» РЖ «Геология»³.

За 20 лет (1955—1974 гг.) в разделе «Тектоника» отражено 12215 работ, вышедших более чем в 100 странах на десятках языков . Из них: в 1955 г.— 290, в 1965 г.— 1314, а в 1974 г.— 1539 работ. В среднем объем публикаций по естественным и техническим наукам удваивается приблизительно каждые 10 лет (Михайлов и др., 1968). Близкие цифры дает анализ динамики публикаций в некоторых разделах геологии (Высоцкий и др., 1971). Нарастание количества публикаций по вопросам тектоники резко отличается от среднестатистического. Увеличение количества публикаций в 4,5 раза за первое десятилетие можно отчасти объяснить неустоявшимся еще и неполным к 1955 г. потоком информации. Судя по перелому кривой на рис. 1, поток информации оформился окончательно лишь в 1959 г., и с тех пор он пополняется пропорционально главным образом увеличению количества публикаций (а не вовлечению в поток информации, отражаемой РЖ, уже существовавших периодических изданий, как это было до 1959 г.). С поправкой на это можно считать реальным увеличение публикаций за 1955—65 гг., приблизительно в 2-

² До 1956 г. «Геология, География, Горное дело».

¹ До 1955 г. журнал выходил не ежемесячно.

³ Этот раздел посвящен работам по «чистой» тектонике. Вопросы тектоники рудных полей, связь тектоники и месторождений горючих ископаемых, применение геофизики для решения задач тектоники и т. п. рассматриваются в специальных разделах и выпусках РЖ «Геология» и в данной заметке не анализируются.

⁴ Например, в 1974 г. в разделе «Тектоника» отражены работы на 22 языках. Из них (приблизительно): на русском — 44% работ, на английском — 33, французском — 11, немецком — 3, украинском — 1,5%, польском, болгарском, чешском, испанском, итальянском, японском, румынском — по 1%, шведском, сербско-хорватском, венгерском, корейском и др. — доли процента.



Рис. 1. Изменение объема (количества работ) раздела «Тектоника» *А* — ежемесячный объем, *Б* — среднемесячный объем за год (тонкая линия — среднемесячный объем по полугодиям, жирная линия — среднемесячный объем по годам)

2,5 раза. За следующее же десятилетие увеличение числа публикаций произошло всего в 1,2—1,4 раза. Для сравнения: в выпуске «Геохимия, Минералогия, Петрография» за последнее десятилетие увеличение количества публикаций произошло всего в 1,5 раза, но столь малое увеличение объясняется естественным рассеянием значительного количества публикаций по другим выпускам (Кабанова, Зубатарева, 1975)⁵, что не характерно для раздела «Тектоника». Почти все основные рубрики раздела «Тектоника» существуют с 1954 г., комплектуются по единому принципу, и естественного рассеяния материала практически не происходит. Таким образом, информационный взрыв, о котором много пишут в последние годы, поразил тектонику меньше, чем многие другие геологические науки.

Рассмотрим теперь динамику увеличения числа публикаций по основным разделам тектоники. В РЖ «Геология» им соответствуют рубрики: общие вопросы, методы исследования, тектонические теории и гипотезы, структурная геология, тектонофизика (рубрика введена в 1965 г.), региональная тектоника.

Самая большая рубрика (64—77% работ) — региональная тектоника — состоит примерно поровну из работ по территории СССР и зарубежных стран (рис. 2). С 1965 г. введены подрубрики по континентам. За последние 10 лет среди статей, посвященных тектонике зарубежных стран, резко преобладают работы по тектонике Европы, по сравнению с ними работ по тектонике Америки в 2—2,5 раза меньше, еще меньше работ по Азии, Африке, Австралии и Океании, единичны — по тектонике Антарктиды (см. рис. 2). Но в целом количество работ по большинству зарубежных стран за указанные десять лет колебалось примерно на одном уровне. Вместе с тем относительное увеличение числа работ по тектонике Азии и Африки отражает общую тенденцию расширения работ по изучению сырьевых ресурсов развивающихся стран. Для территории СССР

⁵ Если бы в этом выпуске не было существенного рассеяния материала, как в разделе «Тектоника» или выпуске «Месторождения горючих полезных ископаемых», то увеличение количества публикаций в нем, вероятно, было бы близко к среднестатистическому, т. е. в 2 раза.



Рис. 2. Количество работ по годам. А — в разделе «Тектоника» (1) и в рубрике «Региональная тектоника» этого раздела (II), в процентах показана часть региональных работ от объема раздела «Тектониобщего ка». Б — изменение количества работ в разделе «Региональная тектоника»: 1 — общий объем раздела, 2 — работы по тектонике зарубежных стран, 3 --- работы по тектонике СССР, 4 — работы по тектонике зарубежной Европы, 5 — Америки, - дна морей и океанов, 7 — зарубежной Азии, 8 — Африки, 9 Австралии и Океании

Рис. 3. Изменение по годам количества работ по разным рубрикам. *а* — структурной геологии, *б* — тектоническим теориям и гипотезам, *в* тектонофизике



Рис. 2

резкое увеличение количества региональных тектонических работ в 1966— 1970 гг. и последующий спад вызваны, вероятно, в значительной мере завершением во второй половине 60-х годов основной массы мелко- и среднемасштабной геологической съемки.

Остальные четыре рубрики в сумме составляют около 23—36% всего объема раздела «Тектоника»; из них значительная часть приходится на рубрику «Общие вопросы». В ней помимо работ общего характера и специально посвященных методам исследований, содержится много региональных работ, рассматривающих территории нескольких континентов и не помещенных в региональную рубрику только потому, что они не могут войти в существующие подрубрики. Таким образом, общий раздел оказался недостаточно строгим по подборке материала, и здесь подробно разбирать его содержание вряд ли имеет смысл.

Рубрика «Тектонофизика» существует 10 лет, и за это время количество работ в ней оставалось приблизительно на одном уровне (20---30 в год), хотя содержание их не было всегда стабильным.

Весьма интересно поведение кривых изменения количества работ по структурной геологии, а также и посвященных рассмотрению тектонических теорий и гипотез (рис. 3). На них четко видно увеличение числа работ по этим вопросам в 1960—64 гг. и последующее уменьшение их в 1964—1968 гг. (результаты предшествовавшего этапа сужения фронта теоретических исследований в области тектоники?). С 1969 г. наблюдается резкое и устойчивое увеличение количества работ в области теории и структурной геологии. Именно за счет этих публикаций относительное количество региональных работ уменьшается после 1968 г. (см. рис. 2).

В области структурной геологии в последние годы наиболее результативными, судя по числу публикаций, оказались исследования соляной тектоники, разного рода трещиноватости, линеаментов и др.

В области теоретической тектоники в последние годы наибольший интерес вызывают гипотеза тектоники плит и обширный круг проблем, связанных с ней. В последние годы статьи на эту тему составляют не менее половины рубрики «Тектонические теории и гипотезы». Показателен рост их числа в течение трех лет: в 1972 г. около 3%, в 1973 г. около 6%, в 1974 г. около 12% общего количества работ по тектонике.

Более подробное рассмотрение изменения характера тектонических работ как по регионам, так и по тематике представляет большой интерес, но в задачу данной короткой заметки не входит.

Литература

Михайлов А. И., Черный А. И., Гиляревский Р. С. Основы информатики. М., «Наука», 1968.

Высоцкий И. В., Кучерук Е. В., Рыжков Г. С. Состояние информации по геологии нефти и газа. — Геол. нефти и газа, 1971, № 8. Кабанова Е. С., Зубатарева Л. И. Отражение литературы о веществе Земли в РЖ

«Геология».— «Научно-техническая информация», сер. 1, 1975, № 1.

Реф. журнал «Геология», вып. А, разд. Тектоника, 1954—1975, № 1—12.

ВИНИТИ

Статья поступила 18 сентября 1977 г.

Сентрябь — Октябрь

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.242.2(261/264)

ю. в. чудинов

ПО ПОВОДУ КНИГИ Е. М. РУДИЧА «АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН И ДРЕЙФ КОНТИНЕНТОВ»

Книга Е. М. Рудича (1977, 175 стр.) посвящена критическому рассмотрению материалов, используемых для доказательства единства Гондваны в прошлом, ее раскалывания и взаимного удаления ее частей. Происхождение океанов, в том числе и Атлантического, в работе не затрагивается, и название этого океана введено в название книги по недоразумению.

Предметом рассмотрения автор выбрал атлантические побережья Африки и обеих Америк, вопросы совмещения которых, особенно Африки с Южной Америкой, наиболее разработаны и вызывают наименьшие разногласия среди сторонников мобилистических реконструкций (обязательных в гипотезе расширения Земли, гипотезе плит и некоторых других). Этот выбор вполне логичен. Е. М. Рудич приходит к заключению о безосновательности всех реконструкций совмещения Африки с Америкой. Возражение вызывает не только сам этот вывод, но, в еще большей мере, способ его получения.

В работе Е. М. Рудича приводятся по возможности все проблематичные данные, все предположения, которые могут противоречить расхождению материков, и в то же время обходятся вопросы, необходимые при рассмотрении мобилистических сопоставлений Африки с Америками, например происхождение и природа Срединно-Атлантического хребта. Несмотря на относительно небольшой объем работы, в ней приводится много случайных материалов, а в некоторых случаях и таких, которые могут ввести в заблуждение читателя.

Например, в гл. 1, посвященной доказательству невозможности совмещения Африки с обенми Америками по контуру их континентального склона, приводятся сведения об обнаружении подводным бурением на возвышенности Риу-Гранди и плато Сан-Пауло в низах осадочного разреза отложений верхнего и верхов нижнего мела, в том числе мелководных. В изложении Е. М. Рудича эти данные как будто противоречат представлению о спрединговом происхождении Атлантического океана, тогда как на самом деле они могут быть хорошо согласованы. Далее, для того чтобы доказать, что возвышенность Рну-Гранди относится к Южно-Американскому континенту и при совмещении «перекроет» Африку, Е. М. Рудич приводит данные об обнаруженных на этой возвышенности перерывах в осадочном разрезе, относящихся к концу эоцена — олигоцену и миоцену – плиоцену. «Эти факты, пишет Е. М. Рудич, свидетельствуют о том, что по крайней мере до конца палеоцена на месте современных плато Сан-Пауло и возвышенности Рио-Гранде существовала обширная мелководная, неоднократно осушавшаяся банка» (стр. 11). Однако Е. М. Рудичу должно было быть известно, что глубоководным бурением перерывы в разрезе океанических осадков устанавливаются во многих местах, и не только на возвышенностях, но даже в глубоководных впадинах (очевидно, в связи с действием глубоководных течений и изменениями площадей осадконакопления в ходе расширения океанического дна). В частности, на той же возвышенности Риу-Гранди, помимо указанных Е. М. Рудичем, известны перерывы в основании современных отложений, соответствующие промежуткам от начала плиоцена, начала миоцена и даже конца эоцена (Кленова, Лавров, 1975, стр. 225). Значит ли это, что Риу-Гранди представляла собой «мелководную банку» до конца плейстоцена?

Значительная часть той же 1-й главы посвящена доказательству континентальной природы Вагамских островов и соседнего с ним плато Блейк. Согласно Е. М. Рудичу, тем самым опровергается возможность совмещения Африки с Северной Америкой, так как некоторые авторы совмещений допускали океаническое происхождение Багамских островов и перекрытие их Африканским континентом после совмещения. Е. М. Рудич, однако, не указывает, что в большинстве реконструкций, в том числе в реконструкциях П. Н. Кропоткина, на работы которого Е. М. Рудич часто ссылается, а также Э. Булларда и других исследователей, Багамские острова и плато Блейк считаются относящимися к Северо-Американскому континенту и совмещение последнего с Северной Африкой проводится по подножью их восточного склона; при этом используются данные о связях Флоридо-Багамской и Африканской платформ, полученные еще Ю. М. Шейнманном (1959), Э. Краусом (Kraus, 1957) и другими исследователями.

(1959), Э. Краусом (Kraus, 1957) и другими исследователями. Вызывает удивление подход Е. М. Рудича к используемым им геологическим материалам. Известно, что неспециалисты нередко переоценивают точность геологических данных и в связи с этим приходят к ошибочным выводам. Геологи с практическим опытом исследований знают, насколько условной бывает датировка возраста немых отложений, ненадежны сопоставления метаморфических комплексов, особенно на основании определений абсолютного возраста содержащихся в них интрузий, субъективна трактовка некоторых тектонических вопросов — даже при крупномасштабных съемках соседних площадей. В рассматриваемом случае речь идет о сопоставлении геологического строения побережий Африки и Америки, между которыми даже после их совмещения остается полоса закрытых водой шельфов шириной 150-240 км; сами сопоставляемые площади в преобладающей части охвачены пока лишь мелкомасштабными геологическими исследованиями. Очевидно, в такой обстановке прежде всего нужно оценить возможные пределы ошибок геологических наблюдений и только с их учетом отделять возможные от невозможного. Е. М. Рудич не принимает во внимание эту необходимость, и чтобы сделать однозначный вывод, ему часто достаточно указаний, что в одном районе что-то происходило, «по-видимому», так, а в другом, «как предполагают некоторые авторы», дело обстояло иначе. Некоторые из привлекаемых доказательств явно не приемлемы с геологической точки зрения.

Например, в гл. 2, посвященной сопоставлению докембрийских комплексов Африки и Америки, автор останавливается на двух статьях П. Н. Кропоткина (1969) и П. Харли и Дж. Рэнда (Hurley, Rand, 1972), в которых приводятся данные о сходных определениях абсолютного возраста (в основном интрузивных пород) в противолежащих частях побережий Африки и Южной Америки. Эти данные Е. М. Рудич сопоставляет (табл. 1 на стр. 18) с датировкой метаморфических комплексов и интрузий на «Карте тектоники докембрия континентов» под ред. Ю. А. Косыгина (1972). При сопоставляет и выявляются расхождения в датировках; кроме того, как считает Е. М. Рудич, датировка докембрийских комплексов на «Карте...» не допускает совмещения Африки с Южной Америкой. Как пишет Е. М. Рудич, ни один из семи участков побережья Африки, выделенных П. Н. Кропоткиным, «не синхронизируется (частично или полностью) с противолежащим участком побережья Южной Америки по возрасту нанболее широко развитых складчатых комплексов... Из тех же участков только один... синхронизирован по возрасту интрузивных образований» (стр. 16). Отсюда «... простая и четкая картина соотношений докембрийских образований Африки и Южной Америки, реконструированная П. Н. Кропоткиным и другими исследователями, при более детальном подходе рушится» (стр. 17).

Детальность подхода Е. М. Рудича приходится оспаривать. Если бы Е. М. Рудич внимательнее ознакомился с «Объяснительной запиской к карте тектоники докембрия...» (1974), он бы заметил, что по методике составления этой карты датировки абсолютного возраста, которые можно было считать «омоложенными», отбрасывались и оставлялись только «реликтовые», т. е. наиболее древние значения определений (стр. 28). Таким образом, отмечаемые Е. М. Рудичем расхождения между возрастом пород, приведенным в указанных статьях, и их датировкой на «Карте...» имеют очевидную причину: данные, использованные в статьях, не подвергались отбраковке и поэтому включают определения более молодого возраста. Что же касается сопоставления возраста докембрийских образований на основе «Карты...», то непосредственное обращение к ней обнаруживает, вопреки утверждению Е. М. Рудича, полное или частичное совпадение датировок по крайней мере на пяти из семи участков. Наиболее существенное несоответствие относится к области Гвинейского залива (участок Аккра - Северный Габон), где в Африке на «Карте...» принята более древняя датировка докембрийских комплексов, чем в противолежащей части Южной Америки. Однако индексация в Южной Америке, как оговорено в легенде «Карты...», проведена в этом случае «по косвенным признакам». На вышедшей позднее (и не использовавшейся Е. М. Рудичем) «Геологической карте докембрия континентов» под ред. А. В. Сидоренко (1975) для той же части Южной Америки (север Восточно-Бразильского щита) принята более древняя датировка, совпадающая с датировкой на Гвинейском побережье. Таким образом, задача о сопостав-лении докембрийских образований Африки и Южной Америки оказывается более сложной, чем представляется Е. М. Рудичу. К выводу о возможности сопоставления указанных комплексов на основании анализа конкретных геологических материалов приходили многие исследователи, например В. Е. Хаин (1973), и др. Своеобразным путем Е. М. Рудич уходит от рассмотрения вопроса о соотношении простираний древних структур Африки и Южной Америки. Вначале он замечает, что с

Своеобразным путем Е. М. Рудич уходит от рассмотрения вопроса о соотношении простираний древних структур Африки и Южной Америки. Вначале он замечает, что с совпадением простираний складчатости дело обстоит «несколько благополучнее», чем с определениями возраста пород (стр. 16). Однако сопоставление простираний на основании «Карты тектоники докембрия континентов» (1972) приводит Е. М. Рудича к выводу, что большей частью простирания структур Африканского и Южно-Американского побережий все же нс совпадают. Этот вывод Е. М. Рудича не может быть принят, так как, если обратиться непосредственно к указанной «Карте...», можно убедиться в совпадении простираний на большей части рассматриваемых Е. М. Рудичем участков: то же можно увидеть и на упоминавшейся «Геологической карте докембрия континентов» (1975). Возможно, заключение Е. М. Рудича частично обусловлено тем, что автор не принял во внимание поворот, который Африка испытывает относительно Южной Америки при их совмещении; во всяком случае в таблице, где проведено сопоставление (табл. 1), простирание структур как в Африке, так и в Америке характеризуется их современной ориентировкой по странам света. Естественно, что при этом продолжающие друг друга простирания выглядят различно. Самое же характерное состоит в том, что, получив как будто удовлетворительный, с его точки зрения, результат, автор посвящает затем целую главу доказательству того положения, что простирания структур... вообще не должны приниматься во внимание при реконструкциях совмещения (гл. 3).

Основываясь на случаях изменения простираний внутри складчатых поясов, Е. М. Рудич делает вывод, что «простирание мобильных поясов и тем более ориентировка внутри них складок — очень ненадежные критерии» (стр. 47), использовать которые опасно (стр. 48). Чтобы уберечь от ошибок читателя, Е. М. Рудич приводит пять рисунков заведомо невозможных совмещений континентов, сопровождающихся, по мнению автора, «хорошей сходимостью складчатых поясов».

Относительно самих предлагаемых совмещений следует заметить, что, вопреки утверждению автора, на схемах совмещаются в разных комбинациях не четыре различных континента, а в основном Австралия с тремя другими. Это легко объяснить, так как размеры Австралии меньше, и участки, где можно совместить ее с другими континентами, находятся легче. При совмещениях выявляются некоторые, очевидно планетарные, как справедливо заметил автор, закономерности ограничений континентов, выразившиеся в близкой кривизне дуг южного ограничения Австралии и северо-западных побережий Африки и Южной Америки; совмещаются, естественно, также прямолинейные отрезки побережий. Однако, во-первых, выявляемое таким образом подобие значительно менее совершенно, чем у противолежащих побережий Африки и Южной Америки, где имеются взаимно соответствующие друг другу по форме и размеру дополнительные выступы и выемки. Во-первых, линии совмещения захватывают лишь часть однородно построенных побережий, оставляя несовмещенными и, следовательно, генетически необъясненными другие их части. Наконец, наиболее важно, что подобный путь опровержения реконструкций совмещения (использовавшийся и до Е. М. Рудича) не принимает во внимание комплекс требований, предъявляемых к этим реконструкциям в настоящее время. Существует ряд условий, которые необходимо соблюдать при проведении реконструкций. Одним из таких условий (которым Е. М. Рудич пренебрегает) является противолежащее положение сопоставляемых континентов. Далее, разделяющий континенты океан должен иметь возраст, согласующийся с историей развития континентов, и включать океанические структуры соответствующей формы и простирания, указывающие на спрединговое происхождение океана (срединные хребты, симметрично расположенные океанические котловины, полосовые магнитные аномалии). Еще одно обязательное условие состоит в том, что контуры совмещения должны охватывать не отдельные отрезки побережий, а располагаться друг за другом по всей границе предполагаемого отрыва континентов. При совмещениях Е. М. Рудича это условие, как уже отмечено, не соблюдается; обратным примером удачного совмещения побережий на всем их протяжении может служить известная реконструкция Э. Булларда, относящаяся как раз к рассматриваемой Е. М. Рудичем Атлантике¹. Опровергнуть всю систему доказательств общности континентов путем случайного совмещения отдельных контуров и линий, конечно, нельзя. Что же касается «хорошей сходимости» складчатых поясов на схемах Е. М. Рудича, то совмещение на них Северных Анд с архейскими структурами устья Конго или герцинид Западной Австралии с докембрием Африканского Рога говорит само за себя.

Иллюстративной основой проводимых Е. М. Рудичем сопоставлений геологического строения Африки и Южной Америки являются палеогеографические схемы, составленные для ряда периодов палеозоя и мезозоя. На этих схемах Е. М. Рудич не принимает от внимание тот очевидный факт, что после разделения Южной Америки и Африки (если оно было) каждый из континентов испытал самостоятельную тектоническую эволюцию, подвергшись при этом эрозионному размыву. Несомненно, что начиная с верхнего мела из области осадконакопления была выведена практически вся приатлантическая часть Африки и крупные области Бразильского щита. На схемах же Е. М. Рудича за палеографические границы в большинстве случаев принимаются области современно о с а с п р о с т р а н е н и я осадков палеозойского и мезозойского осадочного чехла. Получаются довольно сложные контуры, которые в Африке и Южной Америке, естественно, не совпадают. Фациальным палеографическим анализом подобную рисовку Е. М. Рудич не обосновывает.

В главе, посвященной древним оледенениям Гондваны, Е. М. Рудич, как и при рассмотрении архейских комплексов, основывает свои доводы на расхождениях возрастных определений. По приводимым им данным, позднепалеозойское оледенение в Южной Аф-

¹ Реконструкция Э. Булларда (Bullard, 1965) воспроизводится в книгах М. В. Муратова (1975) и К. В. Боголепова и Б. М. Чикова (1976), статьях П. Н. Кропоткина (1968, 1969) и ряде других работ.

рике началось (с оговорками «по-видимому» и «скорее всего») в конце намюра, а окончилось в стефанском веке; в Южной Америке те же границы определяются ранним визе (со ссылкой на флористические находки, но без указания источника) и стефаном (стр. 121—122). Делается вывод, что оледенение в Южной Америке имело большую продолжительность, чем в Южной Африке, и оба оледенения, «следовательно... возникали и развивались... независимо друг от друга» (стр. 123). Трудно понять логику этого утверждения. Сам Е. М. Рудич полагает, что в некоторых районах Катанги «развитие ледников, возможно, закончилось в начале перми», т. е. позднее, чем в Южной Африке (стр. 121). Значит ли это, что оледенения Южной и Центральной Африки тоже были «независимыми» и поэтому можно оспорить единство Африки? Взгляды Е. М. Рудича на оледенение Гондваны, несомненно, могут быть подвергнуты более обстоятельной критике (в частности мнение о горном характере оледенения).

Рассматривая хорошо известное сходство среднепалеозойских разрезов Капской складчатой области и юга Южной Америки, Е. М. Рудич вынужден признать его «поразительным» (стр. 98). Действительно, как следует из ряда геологических описаний (А. Дю-Тойт, 1957, и др.), в той и другой области повторяется, вплоть до мелких литологических подробностей и в аналогичной последовательности, несколько одновозрастных осадочных пачек, перекрываемых в обоих случаях верхнепалеозойскими тиллитами. Е. М. Рудич предпринимает попытку оспорить и эти сопоставления, но она не выглядит убедительной.

В заключение нельзя не остановиться на решении Е. М. Рудичем вопросов палеомагнетизма. Хотя в начале работы оговорено, что автор не считает нужным их затрагивать (стр. 5), в последней главе он неожиданно предлагает новую основу для истолкования палеомагнитных данных (стр. 158—163). Она заключается в том, что, как полагает Е. М. Рудич, древнее геомагнитное поле, существовавшее на «доальпийской Земле». или не было дипольным, если же, будучи дипольным, нарушалось процессами, протекавшими при заложении геосинклиналей, причем таким образом, что на каждом материке возникало свое магнитное поле, отличное от других материков. Тем самым, по Е. М. Рудичу, снимается необходимость коррелировать палеомагнитные измерения, полученные на разных материках. Вопрос о характере древних геомагнитных полей в литературе уже обсуждался, причем работы многих исследователей (среди них А. Н. Храмова, С. Ранкорна и др.) привели к определенному выводу о том, что магнитное поле прежних геологических эпох было дипольным (за исключением коротких периодов перестройки во время инверсий). Мнение о генерации земного магнитного поля в геосинклиналях Е. М. Рудичем, по-видимому, высказано впервые. Несмотря на некоторые пояснения автора, оно явно противоречит общепринятым представлениям о генерации геомагнитного поля в области земного ядра. Интересно, что к заключениям, за которыми должен последовать пересмотр основных представлений о земном магнетизме и палеомагнетизме, Е. М. Рудич пришел не путем непосредственного ознакомления с палеомагнитными данными, а на основании выводов, которые сделал по палеомагнитным данным Ю. М. Шейнманн (1973, 1974). При этом Е. М. Рудич произвольно дополнил выводы Ю. М. Шейнманна, который в своих последних работах предположений о мозаичном доальпийском геомагнитном поле не делал².

Существенным недостатком книги Е. М. Рудича является то, что он почти не использовал новейшие исследования зарубежных геологов, непосредственно изучавших Африку, Южную Америку и другие части Гондваны. Между тем в этих работах (статьи У. Файфа и О. Леонардса, Дж. Саттона и Дж. Уотсона, Э. Пайпера, П. Шенка, А. Гликоса и др., опубликованные в 1973—1974 гг. в журнале «Nature» и других изданиях) приводится много новых доказательств былого единства южных материков и соответствия простираний и возраста располагающихся в них структурных поясов.

В целом книга Е. М. Рудича, вследствие слабости приводимой им аргументации, служит скорее подтверждением, нежели опровержением мобилистических представлений.

Литература

Боголепов К. В., Чиков Б. М. Геология дна океанов. М., «Наука», 1976.

Геологическая карта докембрия континентов м-ба 1:15 000 000, под ред. А. В. Сидоренко. М., 1975.

Дю-Тойт А. Геология Южной Африки. М., Изд-во иностр. лит., 1957.

Карта тектоники докембрия континентов м-ба 1:15 000 000, под ред. Ю. А. Косыгина. Новосибирск — Москва, 1972.

Кленова М. В., Лавров В. М. Геология Атлантического океана. М., «Наука», 1975.

Кропоткин П. Н. О возрасте и происхождении океанов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, т. XLIII, № 5.

Кропоткин П. Н. Проблема дрейфа материков (мобилизма).— Изв. АН СССР. Сер.

² Критика более ранних работ Ю. М. Шейнманна содержится в статье В. Н. Пучкова (1965), которую автор не упоминает.

Физика Земли, 1969, № 3.

Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М., «Наука», 1975. Объяснительная записка к карте тектоники докембрия континентов в м-бе-1:15 000 000.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 152. М., «Наука», 1974.

Пучков В. Н. О проблеме перемещения континентов.— Геотектоника, 1965, № 6.

Рудич Е. М. Атлантический океан и дрейф континентов. М., «Наука», 1977.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.

Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли.— Тр. ВНИИ-1. Геология, вып. 49. Магадан, 1959.

Шейнманн Ю. М. Новая глобальная тектоника и действительность. Статьи 1 и 2.— Бюл. МОИП. Отд. геол., т. XLVIII, 1973, № 5; т. XLIX, 1974, № 1. Bullard E. C., Everett J. E., Smith A. G. The fit of the continents around the Atlantic.—

Bullard E. C., Everett J. E., Smith A. G. The fit of the continents around the Atlantic.—
Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1965, A-258.
Hurley P. M., Rand J. K. Outline of Precambrian chronology in lands bordering the South

Hurley P. M., Rand J. K. Outline of Precambrian chronology in lands bordering the South Atlantic exclusive of Brasil.— The ocean basins and margin, v. I. Pl. Publ. Co., N.—Y., 1972.

Kraus E. Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane. Akad.-Verl., Berlin, 1959.

ЦНИИГРИ Москва Статья поступила 8 августа 1978 г.

Сентябрь — Октябрь

1979 г.

ХРОНИКА

УДК 551.242.51 (4—191)

ПРОГРЕСС ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ПРОЕКТУ МПГК № 86 «ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРАЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ» (ИТОГИ ЗАСЕДАНИЯ РАБОЧЕЙ ГРУППЫ, ГЕТТИНГЕН, 23—26.Х.1978 г.)

23—26.Х.1978 г. в Геттингене (ФРГ) прошло очередное, V заседание рабочей группы проекта МПГК № 86 «Юго-западный край Восточно-Европейской платформы», в котором советские геологи участвуют с 1974 г. Целью проекта является как выяснение положения юго-западного края Восточно-Европейской платформы, что важно не только для региональной, но и теоретической тектоники, но и для комплексного изучения территории от западных районов СССР до Великобритании и от ЧССР до Швеции и Норвегии. Итогом работы будет издание атласа карт масштаба 1 : 1 500 000 (литологических, палеогеографических, палеотектонических, тектонических, магматизма и др.) и объяснительной записки к нему, отражающих новейшие представления о строении этого региона. В последнем заседании приняли участие 25 делегатов и наблюдателей из 10 стран: Великобритании, ГДР, Дании, Нидерландов, ПНР, СРР, ФРГ, ЧССР, Швеции и СССР (Р. Г. Гарецкий, А. П. Брангулис, В. В. Глушко, В. П. Колчанов).

Открыв заседание, руководитель проекта К. Б. Юбиц (ГДР) вкратце доложил о состоянии дел и успехах за истекший год, передав затем слово руководителям национальных рабочих групп. Е. Зноско (ПНР) сообщил, что в духе легенды Международной тектонической карты Европы и смежных областей масштаба 1:2500 000 подготовлена тектоническая карта ПНР м-ба 1:1500 000. Необходимо ее доработать и составить объяснительную записку. А. Уиттейкер (Великобритания) рассказал о проводимых в Англан исследованиях по глубинной геологии и геофизических работах, прежде всего сейсмических и магнито-теллургических, отметив скудость данных по Северному морю из-за ограничения публикаций нефтячыми компаниями. О. Валлизер, Е. Папрот и Ф. Коккель (ФРГ) сообщили о представляемой литолого-палеогеографической карте позднего карбона, о сборе данных для карты цехштейна и о малочисленности материалов по оксфорду, перечислив возникающие при составлении карт проблемы (например, разделение фаций внутреннего и внешнего шельфа и батиали). Подготовлен макет Тектонической карты ФРГ (А. Цицман). О. Микельсен (Дания) рассказал о продолжающейся в Дании глубинной съемке и геофизических исследованиях, о сборе данных для литолого-палеогеографических карт триаса, саксона, вестфала и альба. Е. Норлинг (Швеция) доложил о подготовленных материалах для литолого-палеографических карт среднего кембрия и позднего рифея, об объяснительной записке для карты альба и о начале работы над тектонической картой Швеции. Р. Г. Гарецкий рассказал о деятельности советской группы, в срок составившей литолого-палеогеографические карты за-падной части СССР и разославшей их соответствующим координаторам, а также обеспечившей (координатор А. П. Брангулис) сводку поступивших материалов для литологопалеогеографической карты среднего кембрия. Опубликован ряд статей по тематике проекта. Всем странам-участницам разосланы циркулярные материалы по тектонической карте (координатор Р. Г. Гарецкий), которая должна составляться в двух вариантах: в духе упомянутой карты Европы и с более детальным показом строения платформенного чехла, подобно Тектонической карте Белоруссии и сопредельных территорий м-ба 1:500 000 (1977 г.). М. Блесс (Нидерланды) сообщил о готовности голландских геологов принять участие в работах по проекту (ранее они в них не участвовали), подготовив, например, материалы для литолого-палеогеографических карт динанта, позднего карбона и перми. М. Лупу (СРР) доложил о полевых работах в Северной Добрудже, изучении отложений триаса и детальной стратиграфии верхнего мела, что, однако, отвлекло силы от подготовки тектонической карты и объяснительной записки к ней. Он сообщил также, что заседание рабочей группы проекта не удастся провести в 1980 г. в СРР, как это планировалось.

Подводя итоги, К. Б. Юбиц подчеркнул необходимость учета экономической стороны при подготовке научных материалов проекта к публикации. Предлагается, например, а объяснительных записках к картам излагать лишь генеральные иден, широко используя вместо текста наглядные таблицы и давая более развернутые описания в статьях в «Журнале по прикладной геологии» (ГДР). Он доложил о деятельности группы ГДР, а также Австрии и ЧССР. В целом работы по проекту идут по плану. От составления карт начинается переход к их изданию: готовы к сдаче в печать литолого-палеогеографические карты альба, саксона и позднего карбона.

Затем были обсуждены литолого-палеографические карты, представленные координаторами. Е. Норлинг представил карту альба, рассказав о выявляющихся основных литолого-фациальных закономерностях, и отметив желательность получения недостающих материалов по Нидерландам и объяснительных текстов по Дании и ГДР. М. Пайхлова (ПНР) продемонстрировала карту живетского яруса. При ее составлении осталась нерешенной проблема разделения шельфовых и более или менее глубоководных батиальных осадков (при четком выделении неритовых и пелагических), позиции Среднегерманского поднятия (суша или мелководье). Г. Катцунг (ГДР) рассказал о карте саксона, нуждающейся в проверке проведенной координатором сводки. При обсуждении карты лланвирна, представленной А. Уиттейкером, была отмечена сложность показа площади Северного моря. На ряде карт необходимо согласование рисовки пограничных районов.

Два последующих дня участники знакомились со строением и развитием варисцид Западного Гарца, с его основными зонами северо-восточного (варисцийского) простирания при общей вытянутости массива в герцинском (северо-западном) направлении и с антиклиналью Нижняя Верра.

На заседании 26.Х О. Микельсен рассказал о литолого-палеогеографической карте оксфорда (нет данных лишь по Англии, Нидерландам и западной части Северного моря) и намечающихся основных закономерностях, А. П. Брангулис представил карту среднего кембрия, а О. Г. Валлизер доложил о карте стасфуртской серии. Следующие литологопалеогеографические карты будут составлены для позднего визе, среднего пестрого песчаника и турона.

Р. Г. Гарецкий призвал активизировать составление обоих вариантов тектонических карт и на конкретном примере проиллюстрировал методику составления карты с показом строения и развития платформенного чехла. В. П. Колчанов представил два листа красочной пробы и легенду Международной тектонической карты Европы. Выступления участников показали, что национальные макеты тектонических карт в легенде I варианта уже составлены (ФРГ, ПНР, ГДР, СССР) либо будут готовы в ближайшее время. Хуже обстоит дело со II вариантом, пока еще мало знакомым западноевропейским геологам. В целях содействия составлению тектонических карт Я. Дворжак (ЧССР) предложил созвать в Брно в апреле 1979 г. узкое рабочее совещание представителей ФРГ, ГДР, ПНР, ЧССР и СССР по тектонике варисцид, а К. Б. Юбиц — совещание в Берлине по сводке национальных макетов карт.

Оживленно обсуждался разработанный геологами ГДР и ПНР проект легенды палеотектонических карт. Предложение показывать суммарную картину тектогенеза той или иной эры вызвало возражения многих участников, предпочитающих «моментальный снимок» на конец соответствующей эры. Решено продолжить разработку этой легенды на упомянутых совещаниях, подготовив ее к VI заседанию рабочей группы проекта в 1979 г. в ПНР.

В заключение были приняты следующие решения. Недостающие материалы к литолого-палеогеографическим картам альба, саксона, вестфала А/В, живета и лланвирна должны поступить к 1.I.1979 г., объяснительные записки к ним — к 1.IV. 1979 г., а для карт оксфорда, стасфуртской серии и среднего кембрия соответственно к 1.IV и I.VII.1979 г. К VI заседанию рабочей группы решено составить карты турона (с приложением мелкомасштабных врезок для сеномана, коньяка—сантона, кампана, маастрихта; страна-координатор — Румыния), среднего пестрого песчаника (врезки: нижний и верхний пестрый песчаник; ГДР) и позднего визе (врезки: турне, ранний и средний визе, намюр А; ФРГ). Национальные макеты тектонических карт предлагается прислать координатору Р. Г. Гарецкому к 1.IV.1979 г. Одобряется идея проведения по ним (и по легенде палеотектонических карт) двух рабочих совещаний.

Участники заседания выразили благодарность Национальному комитету ФРГ по МПГК и Геолого-палеонтологическому институту и музею университета Георга-Аугуста в Геттингене за содействие в организации и проведении заседания и геологических экскурсий.

По окончании заседаний советские геологи имели возможность ознакомиться с принимавшим их Геолого-палеонтологическим институтом, совмещающим обучение студентов (около 150 человек) и научные исследования (около 50 сотрудников) и производящим самое приятное впечатление продуманностью планировки здания, построенного специально для института, технической оснащенностью, царящими повсюду чистотой и порядком.

Р. Г. Гарецкий, В. П. Колчанов

Журнал «Геотектоника» освещает общие и региональные геоструктурные закономерности, механизмы природу тектонических деформаций, типы и историю тектонических движений, связи тектоники и магматизма, а также связи тектоники и полезных ископаемых.

Редакция журнала «Геотектоника» просит авторов при оформлении для печати статей соблюдать следующие обязательные правила.

1. Работа должна быть представлена в окончательно подготовленном для печати виде и иметь соответствующую документацию.

2. Объем статей, как правило, не должен превышать авторского листа (24 стр. машинописного текста), кратких сообщений — 6 стр. машинописного текста.

3. Рукопись печатается на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, адрес автора.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью. Тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные двумя черточками снизу, строчные — сверху; правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские: h и n, g и q, l и j и др., а также делать четкое различие между O (большим), о (малым) и 0 (нулем).

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

6. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным измерениям.

7. Цитируемая литература дается в конце статьи по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому.

В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы авторов, далее для журналов — название статьи и журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания; для книг — название работы, изд-во, место и год издания.

8. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора и год издания.

9. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной). В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

10. Все иллюстрации, приложенные к рукописи, должны быть пронумерованы, на обороте каждой из них надписывается фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях. Список подрисуночных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях, а в тексте обязательны ссылки на них.

11. Все рисунки, карты должны быть четко выполнены и пригодны для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на рисунке. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

12. Иллюстрирование статей рисунками допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество — 5—6 рис. на авторский лист.

13. К статье должна быть приложена аннотация (до 1 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

14. Редакция сохраняет за собой право сокращать статьи и подвергать их правке, а также возвращать статьи в случае несоблюдения приведенных выше правил.

15. Корректура статьи авторам не высылается. В подготовленном к набору (отредактированном и перепечатанном) оригинале статьи нужно тщательно проверить текст и рисунки. Все исправления и дополнения делать только простым карандашом.

16. Проверенный текст статьи и рисунков подписать карандашом «в печать»: в тексте — в конце статьи, на рисунках — на обороте.

17. По выходе статьи в свет автор получает 25 оттисков.

Редакционная коллегия

В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ, П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь), М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ (зам. главного редактора), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН

Адрес редакции

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР Телефон 233-00-47, доб. 3-77

Технический редактор Е. А. Проценко

Сдано в	набор 05.	07.79	Подписано	к печати	24.08.79	T-13527	Формат бумаги	70×1081/10
Высокая	печать	Усл. печ.	л. 11,2	Учизд. л.	12,1	Бум. л. 4,0	Тираж 2015 экз.	Зак. 4639

Издательство «Наука». 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21 2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Шубинский пер., 10 Б 113 ПЕСОЧНЫЙ ПЕР 3-42 МАКАРЫЧЕВУ Г И 70228

Цена 1 р. 20 к. 5 Индекс 70228

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже:

Лебедев Л. И. СТРОЕНИЕ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ СОВРЕМЕН-НЫХ ГЕТЕРОГЕННЫХ ДЕПРЕССИЙ. 1978. 111 с. 1 р. 30 к.

Работа посвящена геологическому строению и нефтегазоносности особого класса осадочных депрессий, которые характерны для современных внутренних и окраинных морей. В качестве тектонотипа этих структур рассмотрено Каспийское море. Для сравнительного анализа привлечены также данные по другим морским бассейнам и, в частности, Северному морю и Персидскому заливу. Выявлены черты сходства и различия упомянутых депрессий, обосновано отнесение их к одной категории депрессионных структур.

Рассчитана на геологов-нефтяников и тектонистов.

Муратов М. В. ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАТЕРИКОВ И ОКЕАНИЧЕ-СКИХ ВПАДИН. (Серия «Настоящее и будущее Земли и человечества»). 1975. 176 с. 1 р. 01 к.

В книге освещены важнейшие вопросы происхождения и строения земной коры материков и океанических впадин, показаны главнейшие этапы геологической истории Земли. Автор приводит интересные гипотезы, касающиеся проблем формирования современного лика нашей планеты.

Издание рассчитано на широкий круг читателей.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНА «КНИГА — ПОЧТОЙ» «АКАДЕМКНИГА»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5; ул. Джапаридзе, 13; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, 90, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Геотектоника, 1979, № 5