

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ISSN 0207-4028

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ



2

1990

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор. *Н.А. Шило*

*Ю.А. Косыгин* (зам. главного редактора), *А.Д. Щеглов* (зам. главного редактора), *Г.Л. Кириллова* (отв. секретарь), *Ю.И. Бакулин*, *Ч.Б. Борукаев*, *Г.М. Власов*, *А.А. Врублевский*, *В.А. Красилов*, *Н.И. Лаврик*, *В.Г. Моисеенко*, *Л.И. Попеко*, *О.В. Равдоникас*, *А.Е. Радкевич*, *В.В. Ревердатто*, *К.Ф. Сергеев*, *А.А. Сидоров*, *И.К. Туезов*, *В.Н. Шаранов*

---

Адрес редакции: 680063 Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65,  
ИТиГ ДВО АН СССР. Тел. 38-58-50

Зав. редакцией *Н.А. Лившиц*  
Младший редактор *М.А. Языкова*  
Художественный редактор *М.Ф. Глазырина*  
Технический редактор *Г.Я. Герасимчук*  
Корректоры *Т.Ф. Погиблова*, *И.А. Абрамова*

Сдано в набор 13.12.89. Подписано к печати 17.04.90  
МН-01241. Формат 84×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага офсетная.  
Высокая печать. Усл. печ. л. 13,4. Усл. кр.-отт. 14.  
Уч. изд. л. 15. Тираж 620 экз. Заказ № 982. Це-  
на 1 р. 80 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство  
"Наука", Сибирское отделение. 630099 Новосибирск,  
ул. Советская, 18  
4-я типография издательства "Наука". 630077 Ново-  
сибирск, ул. Станиславского, 25.

**ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ**  
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Журнал основан в январе 1982 г.

Выходит 6 раз в год

МАРТ — АПРЕЛЬ

№ 2, 1990

СОДЕРЖАНИЕ

Вишневская В. С. Альб-сеноманские радиоларии северо-западной Пацифики как ключ к палеотектоническим реконструкциям в регионе . . . . .	3	Тараканов Ю. А., Камбаров Н. Ш., Кляге Р. К., Приходько В. А. Плотностные зоны нижней мантии Земли по спутниковым наблюдениям . . . . .	84
Андреев А. А., Злобин Т. К. Глубинное строение и гравитационное поле Курильской системы дуга — желоб . . . . .	16	Недашковский П. Г. Петрология латитов и генезис слюдисто-альбитовых грейзенов . . . . .	92
Филатова Н. И., Дагис Л. А. Строение тыловой части Западнокамчатско-Корякского вулканического пояса (на примере Русскогогорского ареала) . . . . .	23	<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
Корнев О. С. Геомангнитные образования в фундаменте Охотоморской плиты . . . . .	33	Белый В. Ф., Сидоров А. А. К проблеме Тихоокеанского рудного пояса . . . . .	100
Кельмачев В. Л., Опарин М. И. Факторы локализации золотосеребряного оруденения в карбонатных толщах чехла Охотского среднего массива . . . . .	43	Зябров С. В., Брагин П. Ю. О возрасте буюклинской толщи о. Сахалин . . . . .	104
Шипицын Г. П. Эволюция морфоструктур бассейна верхнего течения р. Вывенка (Корякское нагорье) . . . . .	47	Рыбин А. В. Амфиболы в интрузивных породах о. Кунашир (Курильская островная дуга) . . . . .	108
Гагиев М. Х., Лычагин П. П. Вулканогенно-осадочный тип разреза девона Момского хребта (Северо-Восток СССР) . . . . .	53	Каплуи В. Б. Результат глубинного электромагнитного зондирования в пределах Сихотэ-Алиинской складчатой системы . . . . .	111
Приходько В. С., Пономарев Г. П. Составы породобразующих минералов дунитов Кондерского массива . . . . .	59	Бердников Н. В., Карсаков Л. П. Флюидный режим преобразования блоков раннедокембрийских комплексов в фанерозойских складчатых системах . . . . .	115
Кузнецов В. М., Сосунов Г. М. Глубинные разломы бассейна среднего течения Колымы . . . . .	70	Игнатьев В. А. Новые данные об Анкойской группе вулканов (Западная Чукотка) . . . . .	118
Соколов С. В. Структуры геохимических полей разноразноуровневых золоторудных систем и их воисковое значение . . . . .	77	Киселев В. И., Коваленко С. В., Михайлов М. А. Изотопно-геохимическое изучение мраморов Сергеевского выступа (Южное Приморье) . . . . .	121
		<i>ХРОНИКА</i>	
		Борукаев Ч. Б. Международный форум геологов . . . . .	126

CONTENTS

<b>Vishnevskaya V. S.</b> Albian-Cenomanian radiolarian of the North-West Pacific as a key to paleotectonic reconstructions in the region . . . . .	3	<b>Tarakanov Yu. A., Kambarov N. Sh., Klige R. K., Prikhod'ko V. A.</b> Density zones of the Earth's lower mantle obtained from satellite observations . . . . .	84
<b>Andreev A. A., Zlobin T. K.</b> Deep structure and the gravitational field of the Kuril system "arc — trench" . . . . .	16	<b>Nedashkovsky P. G.</b> Petrology of latites and genesis of mica-albite greisens . . . . .	92
<b>Filatova N. I., Dagit L. A.</b> The structure of the rear part of the West Kamchatka-Koryak volcanic belt (exemplified from the Russkogorsky areal) . . . . .	23	<i>BRIEF COMMUNICATIONS</i>	
<b>Kornev O. S.</b> Geomagnetic formations in the basement of the Okhotsk Sea plate . . . . .	33	<b>Bely V. F., Sidorov A. A.</b> The problem of the Pacific Ocean ore belt . . . . .	100
<b>Kelmachev V. L., Oparin M. I.</b> Localization factors of gold-silver mineralization in carbonate thick units of the Okhotsk median massif cover . . . . .	43	<b>Zyabrev S. V., Bragin N. Yu.</b> On the age of the Buyuklinskaya thick unit, Sakhalin Island . . . . .	104
<b>Shechipitsin G. P.</b> Evolution of morphostructures in the basin of the Vyvenka River upper reaches (Koryak upland) . . . . .	47	<b>Rybin A. V.</b> Amphiboles in the intrusive rocks, Kunashir Island (Kuril island arc) . . . . .	108
<b>Gagiev M. Kh., Lychagin P. P.</b> A volcanogenic-sedimentary type of the Devonian section of the Minsky Range (USSR North-East) . . . . .	53	<b>Kaplun V. B.</b> The result of deep electromagnetic probing within the Sikhote-Alin fold system . . . . .	111
<b>Prikhod'ko V. S., Ponomarev G. P.</b> Compositions of rock-forming minerals of the Kondyor massif dunites . . . . .	59	<b>Berdnikov N. V., Karsakov L. P.</b> Fluid regime of reconstruction of Early Precambrian complexes in Phanerozoic fold systems . . . . .	115
<b>Kuznetsov V. M., Sosunov G. M.</b> Deep faults of the basin of the Kolyma River middle reaches . . . . .	70	<b>Ignatiev V. A.</b> New data on the Anyui group of volcanos (West Chukotka) . . . . .	118
<b>Sokolov S. V.</b> Structures of geochemical fields of different-level gold-ore systems and their prospecting implications . . . . .	77	<b>Kiselev V. I., Kovalenko S. V., Mikhailov M. A.</b> Isotopic-geochemical study of marbles of the Sergeevsky block (South Primorie) . . . . .	121
		<i>CHRONICLE</i>	
		<b>Borukaev Ch. B.</b> International forum of geologists . . . . .	126

УДК 563.14 : 551.763.13/32(26)

В. С. Вишневская

## АЛЬБ-СЕНОМАНСКИЕ РАДИОЛЯРИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ КАК КЛЮЧ К ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИМ РЕКОНСТРУКЦИЯМ В РЕГИОНЕ

Альб-сеноманские отложения в офиолитовых зонах практически повсеместно находятся в аллохтонном залегании, слагая отдельные глыбы и блоки или целые тектонические пластины. Поэтому наряду с многочисленными палеомагнитными построениями целесообразно изложить данные радиолариевого анализа.

Представляется, что камчатские альб-сеноманские

В северо-западной Пацифике среднемиеловые радиоларии отмечены в нескольких рейсах судна «Гломар Челленджер» — 7-м, 17-м, 20-м, 32-м, 56-м, 57-м, 62-м. Наиболее полно описаны радиоларии плато Хесса (62-й рейс). На основе их изучения французским радиолариистом Андре Шаафом [32, 33] была предложена зональная шкала для расчленения баррем-сеноманских отложений северной Пацифики. Нами с помощью 10 %-го раствора уксусной кислоты опробованы интервалы карбонатного разреза позднего альба — сеномана, не охарактеризованные ранее радиолариями. В результате для скв. 466 (инт. 29-4, 50—52 см) определен богатый комплекс радиоларий, включающий виды: *Archaeospongoprunum* aff. *tehamensis*, *Orbiculiforma chartonae*, *Pseudoaulophacus* aff. *putachensis*, *Patellula planoconvexa*, *Archaeodictyomitra vulgaris*, *A. simplex*, *Mita magnifica*, *Pseudodictyomitra carpatica*, *P. aff. pentacolaensis*, *P. formosa*, *Zifondium?* *lasse- nensis*, *Thanarla conica*, *T. elegantissima*, *T. praeveneta*, *T. veneta*, *Novixitus* sp., *Xitus spicularius*, *X. plenus*, *X. cf. asymbatos*, *X.?* *alievi*, *Obesacapsula* cf. *somphedia*, *Spongocapsula zamoraensis*, *Amphipyndax stocki* var. *A.*, *Holocryptocanium barbui*, *H. barbui barbui*, *H. barbui japonicum*, *Cryptamphorella conara*, *Stichomitra communis*. Сходный комплекс радиоларий установлен нами в скв. 465А (инт. 31-1, 18—20 см.) Важной особенностью выделенного радиолариевого комплекса является большое разнообразие многих форм, и особенно вида *X. spicularius*. В нашем материале насчитано более шести его разновидностей. А. Шаафом этот вид был встречен только в позднем барреме (скв. 463).

радиоларии имели палеошироты, близкие с японскими и калифорнийскими, но отличные от корякских, центрально-тихоокеанских и приэкваториальных тропических. Корякские альб-сеноманские радиоларии, скорее всего, имели более высокие палеошироты и, по-видимому, тяготели к северной границе умеренно субтропической провинции.

В Центральной Пацифике альб-сеноманские радиоларии отмечены в двух рейсах судна «Гломар Челленджер» (17-й, 89-й). Нами с помощью 5 %-го раствора фтористо-водородной кислоты, а затем 10 %-го раствора уксусной и муравьиной кислот был дополнительно опробован среднемиеловый интервал скв. 585 (89-й рейс, Марианский желоб), представленный кремнисто-карбонатными породами. Благодаря комбинированию двух общезвестных методов выделения радиоларий удалось получить скелеты исключительно хорошей сохранности. Так, в интервалах 32-2 (94—96) и 32-4 (98—100) скв. 585, не исследованных А. Шаафом в 89-м рейсе, установлен очень богатый сеноманский комплекс радиоларий, включающий *Acanthosphaera parvipora*, *Crucella* cf. *cachensis*, *Praeconocaryomma lipmanae*, *P. californica*, *Alievum antiquum*, *A. helenae*, *A. cf. superbum*, *Pseudoaulophacus praefloresensis*, *P. stellatus*, *Sethocapsa decora*, *Holocryptocanium barbui*, *Hemicryptocapsa tuberosa*, *H. prepolyhedra*, *Obesacapsula* aff. *somphedia*, *Amphipyndax mediocris*, *Dictyomitra* cf. *pyramidalis*, обилие видов рода *Xitus*, а также много новых родов и видов.

В целом комплексе характеризуется большим разнообразием тонкоглистых форм, по общему морфологическому облику и таксономическому составу обнаруживает большое сходство с Кубинским позднего альба — раннего турона [39] и Центрально-Атлантическим скв. 638—641 103-го рейса судна «Джойдес Резолюшен» [38].

В интервале 39-2 (10—12) скв. 585 89-го рейса судна «Гломар Челленджер», также ранее не исследованном на радиоларии, из кремни-

## Распространенность радиолярий в осадках позднего альба — раннего турона

Радиолярии	Тихий океан					Калифорния [25]	Китай [18]	Япония [22]	Сахалин [5]	Камчатка	Корякское нагорье	Средиземноморье (юг СССР, Румыния, Кипр, Оман)	Индийский океан (26, 27-й рейсы)	Атлантический океан (1, 10, 13, 14, 40-й рейсы)	Куба	Коста-Рика [34]	Русская платформа
	62, 89-й рейсы [32, 33]	17-й рейс [21]	20-й рейс [16]	32-й рейс [17]	56, 57-й рейсы [31]												
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18

Отряд *Spumellaria*

<i>Acanthocircus dizoni</i>							+							+			
<i>A. trizonalis</i>																	
<i>Spongosaturnalis hueyi</i>				+													
<i>S. amissus</i>		++															
<i>S. variabilis</i>		++															
<i>S. polymorhus</i>		+												+			
<i>S. horridus</i>	+						+										
<i>S. aculeatus</i>			+														
<i>S. ? ichikawai</i>				++													
<i>S. preclarus</i>				++													
<i>S. ? eidalimus</i>				++													
<i>S. ? yaoi</i>				+													
<i>Archaeospongoprunum te-</i>																	
<i>hamaensis</i>	+						+										
<i>A. cortinaensis</i>						+									+	+	
<i>A. praelongum</i>						+											
<i>A. aff. venadoensis</i>						+	+										
<i>Orbiculiforma chartonae</i>	+					+	+										
<i>O. cachensis</i>						+	+			+							
<i>O. maxima</i>						+	+			+							
<i>O. concava</i>						+	+			+							
<i>O. multangula</i>						+	+			+							
<i>O. nevadaensis</i>						+	+			+							
<i>O. railensis</i>						+	+			+							
<i>O. cf. persenex</i>						+	+			+							+
<i>Acaeniotyle diaphorogona</i>						+	+			+				+			
<i>A. umbilicata</i>						+	+			+				+			
<i>Praeconocaryomma uni-</i>						+	+			+					+	+	
<i>versa</i>	+					+	+			+					+	+	
<i>P. lipmanae</i>	+					+	+			+			+				
<i>P. irregularis</i>						+	+			+							
<i>Alievium antiquum</i>	+					+	+			+							
<i>A. helena</i>	+					+	+			+							
<i>A. praegallowayi</i>			+		+		+			+							
<i>A. gallowayi</i>							+			+							
<i>A. superbum</i>	+	+					+			+			+				
<i>Pseudoaulophacus flore-</i>							+			+							
<i>sensis</i>		+					+			+			+				
<i>P. putachensis</i>	+					+	+			+							
<i>P. stellatus</i>	+					+	+			+							
<i>Patellula decora</i>							+			+							
<i>P. planoconvexa</i>	+					+	+			+							
<i>Halesium sexangulum</i>						+	+			+				+			+
<i>H. quadratum</i>						+	+			+				+			
<i>Pyramispongia glascoc-</i>						+	+			+							
<i>kensis</i>						+	+			+							
<i>P. magnifica</i>						+	+			+							
<i>Quinquecapsularia spinosa</i>						+	+			+							+
<i>Stylotrochus antiquum</i>							+			+				+			
<i>Spongotrochus polygona-</i>							+			+				+			
<i>tus</i>							+			+				+			
<i>Spongocyelia lanigera</i>							+			+				+			
<i>S. trachodes</i>							+			+				+			
<i>Spongoloche grandis</i>							+			+				+			
<i>Spongoprunum diversi-</i>							+			+				+			
<i>spina</i>							+			+				+			
<i>Spongopyle ecleptos</i>	+						+			+				+			

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
<i>S. guleata</i>													+				
<i>S. insolita</i>	+												+				
<i>S. stauromorphos</i>													+				
<i>S. trabeata</i>													+				
<i>Crucella espartoensis</i>													+				
<i>C. irwini</i>						+						+					+
<i>C. messinae</i>					+		+									+	
<i>Patulibraccium grapevini-</i> <i>nensis</i>							+										
<i>P. inaequalum</i>							+										
<i>P. obesum</i>							+										
<i>Patulibraccium davisii</i>							+										
<i>P. petroleumensis</i>							+						+				
<i>P. unguiae</i>			+				+										
<i>Pantanellium multiperis</i>								+									
<i>P. lanceola</i>													+				
<i>P. squinaboli</i>												+					
<i>Hexapyle dodecantha</i>													+				
<i>Haliomma minor</i>													+				
<i>Actinomma ? rude</i>								+									
<i>A. tuberculatum</i>								+									
<i>A. hexocontum</i>								+									
<i>Porodiscus delicatulus</i>													+				
<i>Spongodiscus maximus</i>			+														
<i>S. multus</i>									+								
<i>S. cf. americanus</i>	+												+				
<i>Stylotractus ovatus</i>													+				
<i>Praestyllosphaera aff. hos-</i> <i>tata</i>															+		
<i>Staurosphaera amplissima</i>																	
<i>S. globulosa</i>																	
<i>Staurostylus italicus</i>													+				
<i>Vitorfus campbelli</i>							+	+									
<i>Trochodiscus exaspina</i>				+													
<i>Spongodruppa cocus</i>	+																
<i>Phaseliforma concentrica</i>	+																
<i>Spongotripus aculeatus</i>																	+
<i>Acanthosphaera wisniow-</i> <i>skii</i>										+	+						+
<i>A. cenomanica</i>										+							+
<i>Cavaspongia californi-</i> <i>aensis</i>										+							+
<i>C. antelopensis</i>										+							+
<i>Vitorfus brustolensis</i>										+							+
<i>V. campbelli</i>							+	+									

## Отряд Nassellaria

<i>Excentropyloma cenoman-</i>	+	+							+	+		+					
<i>Archaeodictyomitra sli-</i> <i>teri</i>	+								+								
<i>A. simplex</i>	+	+							+	+							
<i>A. vulgaris</i>	+								+								
<i>A. pseudopinguis</i>													+				
<i>A. pseudoscalaris</i>	+												+				
<i>A. squinaboli</i>									+			+					
<i>A. excellens</i>			+										+				
<i>Pseudodictyomitra naka-</i> <i>sekoi</i>									+	+	+	+					
<i>P. pseudomacrocephala</i>	+	+		+	+	+		+	+	+	+	+	+			+	+
<i>P. formosa</i>	+	+										+					+
<i>P. tekschaensis</i>						+						+					
<i>P. malleola</i>													+				+
<i>P. lilyae</i>													+				+
<i>P. ladogaensis</i>	+								+	+							
<i>P. carpatica</i>	+								+	+		+					
<i>P. pentacolaensis</i>	+								+	+						+	
<i>P. vestalensis</i>																	
<i>P. recta</i>																+	
<i>P. camajuanica</i>																+	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Dictyomitra duodecim-																	
costata				+													
D. albeari															+		
D. expressa															+		
D. torquata													+				
Dictyomitra margarita		+										+	+				
D. sagitatera		+															
D. pyramidalis	+																+
D. napaensis						+	+										+
D. striata																	+
D. ferosia														+			+
D. urakawensis								+	+								+
Archicapsa similis	+	+															
Artocapsa bicornis																	
A. ultima													+	+			
Mita gracilis	+						+										
M. magnifica	+						+										
Zilofidium lassenensis	+						+										
Z. pauperum							+					+					
Thanaria conica	+	+					+					+					
T. broweri	+						+										
T. elegantissima	+					+		+	+	+	+	+			+	+	
T. lacrimula			+												+		
T. pacifica													+				
T. praeveneta	+					+				+	+						
T. veneta	+	+	+			+		+	+	+	+	+	+	+			
T. pulchra	+	+				+				+	+						
Slichomitra communis	+								+		+	+					
S. campi												+					
S. cathara													+				
S. rusti		+															
Crolanium cuneatum																	+
C. triquetrum										+	+						
Xitus pulcher										+	+						
X. antelopensis																	
X. spicularis	+									+		+					+
X. alievi	+																
X. plenus	+					+											
X. rothwelli	+																+
Xitus asymbatos	+						+			+	+		+				
X. subitus											+				+		
X. spineus						+					+				+		
X. mosquensis	+																+
Novixitus mclanghlini							+			+	+				+		
N. dengoi										+	+					+	
N. weyli										+	+					+	
N. bjlobgeski											+						
Ultraporora spinifera						+											
U. praespinifera						+	+			+							
U. durhami						+	+										
U. xizangensis							+										
Obesacapsula somphedia	+		+	+							+				+		
O. costarricensis																	+
Spongocapsula zamora-																	
ensis	+					+					+						
Stichocapsa procera													+				
S. pseudodecora													+				
S. rutteni													+				
S. wichmanni													+				
S. cribrata			+										+				
S. dorysphaeroides			+										+				
Sethocapsa congdonensis																	
S. echinata								+									
Cryptamphorella spha-																	
erica			+												+		
C. conara	+	+								+	+						
Holocryptocanium barbui	+			+	+	+				+	+				+		
H. japonicum	+								+								
H. geysereensis																	
H. astiensis											+	+					



1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
<i>H. tuberculatum</i>		+									+	+					+
<i>Hemicryptocapsa polyhedra</i>	+	+															
<i>H. decora</i>												+				+	
<i>Gongylothorax verbeski</i>												+	+	+			
<i>Amphipyndax mediocris</i>												+	+				
<i>A. stocki</i>	+	+								+	+						
<i>A. enesseffi</i>		+															
<i>A. epiplatus</i>													+				
<i>A. pyrgodes</i>													+				
<i>Lipmanium sacramentoensis</i>							+		+								
<i>L. ? caseyi</i>							+			+							
<i>Petasiforma glascockensis</i>							+										
<i>Petasiforma foremanae</i>							+	+									
<i>P. inusitata</i>							+										
<i>Rotaforma mirabilis</i>							+										
<i>R. hessi</i>							+		+								
<i>Squinabollum fossilis</i>									+	+		+	+				
<i>Saturniforma peregrina</i>							+										
<i>Kozurium corniingensis</i>							+										
<i>K. zingulai</i>							+										
<i>Cassideus riedeli</i>							+										
<i>C. yoloensis</i>							+	+									
<i>Microsciadiocapsa lipmanae</i>							+										
<i>M. sutterensis</i>							+										
<i>Ewingium jonesi</i>							+										
<i>E. guidaensis</i>								+									

стого известняка выделен позднеальб-раннесеноманский радиоляриевый комплекс, включающий *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala*, *P. lilyae*, *Stichomitra communis*, *Mita gracilis*.

Кроме того, из кремней, драгированных с поднятия Шатского (северо-запад Пацифика) в 29-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев», нами определен позднеальб-сеноманский комплекс радиолярий, включающий *Alievum antiquum*, *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala*, *Stichomitra arca*, *Holocryptocanium barbu*.

Наибольшее сходство позднеальб-сеноманские радиолярии плато Хесса обнаруживают с одно-возрастными комплексами центральной части Тихого океана (скв. 166—167, 17-й рейс; скв. 303—307, 32-й рейс).

Большой интерес представляет сравнение установленного позднеальб-сеноманского комплекса радиолярий с одно-возрастными радиоляриевыми ассоциациями, известными в складчатом обрамлении Тихого океана. Это чрезвычайно важно в свете современных представлений о геологическом строении региона с позиций аккреционной тектоники, согласно которым тектоническая структура северного обрамления Тихого океана сформировалась в результате причленения к активной окраине Евразии чужеродных блоков (террейнов), имевших разную геологическую природу и доставленных к месту их современного пребывания плитами Тихого океана из более южных частей палео-

Пацифики. Тем более что радиолярии, как подчеркивают авторы японского сборника «Радиолярии и радиоляриевые террейны» [29], могут служить прямым доказательством значительного сближения разнородных тектонических пластин. Как японские, так и американские радиоляристы, а именно Э. Пессанью и др. [27], изучая юрские радиолярии из различных террейнов Северной Америки, пришли к выводу о том, что многие из них происходят из низких широт приэкваториальной области. Причем деление на широтно-климатические провинции проводится на основе различий систематического состава радиолярий крупных таксонов. Например, центрально-тетическая провинция устанавливается по обилию *Pantanebellidae*, наличию радиолярий рода *Ristola* и отсутствию *Parvicingula*, северная тетическая и бореальная — по наличию радиолярий рода *Parvicingula*, К. Эмпсон-Морин [14], исследуя виды кампанских радиолярий из различных точек земного шара, показала, что по характеру их встречаемости и типу сочетаний можно распознавать низкие, умеренные и высокие широты. Например, род *Panobrachium* всегда указывает на высокие широты. Многие авторы, изучающие кайнозойскую микрофауну, также обращают внимание на существенные отличия высокоширотных популяций как северного, так и южного полушарий, особенно на обедненный видовой состав, сглаженность очертаний, меньшие размеры [6—8].

Современная широта	Регион	Характерные виды					
		P. universa	H. barbul	H. geysersensis	T. veneta	T. praevaneta	T. elegantissima
		Строение и толщина стенки		Количество гребней на полукружности	Количество ребер на полукружности и отношение ширины раковины к высоте		
62—65° с. ш.	Корякское нагорье	Безыглые толстостенные мелкие		9—11	10—12; 0,50		9—10, 0,65
55—58° с. ш.	Камчатка	Массивные с толстыми иглами	Ячеистые		10; 0,55		9—10; 0,6—0,67
52—55° с. ш.	Русская платформа	Тонкостенные					
50—52° с. ш.	Западный Сахалин	Массивные с длинными, но толстыми иглами	Мелкопористые толстостенные				
48—50° с. ш.	Восточный Сахалин	Тонкоиглистые ажурные	Тонкостенные и толстостенные				
45° с. ш.	Альпы, Карпаты		Толстостенные крупные		10—12; 0,50—0,55		10—12; 0,67
43° с. ш.	Атлантика (47-й рейс), Большой Кавказ	Тонкоиглистые крупнопористые			9—11; 0,5—0,55	8—10; 0,43	
41° с. ш.	Малый Кавказ	Массивные тонкоиглистые	Толстостенные крупные		9—11; 0,5—0,55	9—10; 0,5	8—9; 0,67
40—43° с. ш.	Тихий океан (56-й, 57-й рейсы)	Тонкостенные, но без игл	Мелкие ячеистые	10—12	8—9; 0,5—0,55	10—11; 0,4—0,45	9—10; 0,5—0,67
33—40° с. ш.	Япония	Тонкостенные иглистые	Гладкие и ячеистые	15—18	8—9; 0,55—0,6		9—10; 0,5—0,7
35—40° с. ш.	Греция, Кипр, Китай	Тонкоиглистые			6—8; 0,6	7—8; 0,7—0,8	
35—37° с. ш.	Калифорния	Тонкостенные иглистые	Гладкие тонкостенные	9—11	8—9; 0,6—0,65	8—9; 0,45—0,6	9; 0,65—0,7
30—35° с. ш.	Тихий океан (20-й, 32-й, 62-й рейсы)	Иглистые	Гладкие и ячеистые тонкостенные		8—10; 0,75—0,80	9—10; 0,5—0,75	8—9; 0,6—0,8
20° с. ш.	Оман, Куба	Тонкостенные иглистые			8—9; 0,7		9—10; 0,67—0,77
10—15° с. ш.	Тихий океан (17-й, 89-й рейсы)				8—9; 0,5—0,65		9—10; 0,73
10° с. ш.	Коста-Рика	Тонкостенные, но без игл			8—9; 0,7—0,75		8—9; 0,67—0,75
30° ю. ш.—30° с. ш.	Атлантика (1-й, 10-й, 11-й, 13-й, 14-й рейсы)				8; 0,6		
0—30° ю. ш.	Индийский океан (26-й, 27-й рейсы)						8—10; 0,6

В отличие от всех предыдущих работ нами предпринята попытка сравнить радиоляриевые ассоциации северо-западной Пацифики и ее обрамления не только по видовому разнообразию и размерам форм, но и по морфологической изменчивости группы отдельных наиболее характерных видов (табл. 1, 2). Для сравнения были выбраны позднеальб-раннетуронские радиолярии из районов низких (30° ю. ш.—30° с. ш.), умеренных (30—50° с. ш.) и высоких (50—70° с. ш.) широт.

Из низкоширотных ассоциаций рассмотрены комплексы приэкваториальной части Тихого океана (17-й рейс судна «Гломар Челленджер») [21], Индийского океана (26-й, 27-й рейсы) [30], Атлантики (1-й, 10-й, 13-й, 14-й рейсы) [13, 26, 28], Коста-Рики [34], Омана [37], Кубы [39]. Для сравнения также привлечены позднеальб-раннетуронские радиоляриевые комплексы ряда районов, расположенных на современных умеренных широтах Италии [10, 35], Китая [18], Кипра [9], Ка-

## радиолярий в зависимости от широты

альба-сеномана				Общее разнообразие радиоляриевых сообществ		
X. spicularius	Novixitys sp.	P. carpatica	P. pseudomacrosephala	Среднее число	Морфологические группы	Коэффициент разнообразия
Характер строения стенки		Форма ребер	Количество ребер на 1/2 окружности 8-го сегмента			
Мелкопористые	Мелкопористые кситовые бугры выражены плохо Кситовые бугры выразительнее	Узкие	10—12	10	Дискоидей резко подчинены	1—2
То же		Средние	8	10—15	Преобладают населлярии	2—4
»			10—12	5—10	Преобладают губчатые	1
				10	До 15	Преобладают спумеллярии
Мелко- и среднепористые			8	Более 30	Много дискоидей	3
		Средние	6—9	Около 50	Преобладают скрытоцефалические	2—2,5
Мелкопористые с четкими буграми			8—9	Более 50	Разнообразие дискоидей	2,5—3
Мелкопористые с четкими буграми		Умеренно широкие	6—8	До 50	Преобладают населлярии	3—5
			6—7	До 50	Преобладают населлярии	4—8
Мелко-, среднепористые	Кситовые и кситово-губчатые	Разные	6—7	Более 50	Большое разнообразие	10—15
Среднепористые			6—7	Более 50	Разнообразие дискоидей	10
Мелко-, среднепористые	Кситово-губчатые	Широкие вытянутые	6—9	Более 50	Разнообразие	12
Разнообразие			Кситовые и кситово-губчатые	Вытянутые, субквадратные	6	Более 50
Ажурные с вершинной иглой	Разнообразные	Субквадратные	5—6	Более 50	Разнообразие	20
Тонкостенные с вершинной иглой			Субквадратные	6—7	До 60	Обилие дискоидей
Ажурные с вершинной иглой	Разнообразные	Субквадратные	4—5	Более 25	Разнообразие	10
			5—6	Более 50		
			4—5	Более 30	Преобладают населлярии	7—10

лифорнии [25—27], Японии [19, 20, 22—24, 36, 40], северной Пацифики (рейсы 20-й, 32-й, 56-й, 57-й) [16, 17, 31], Восточного Сахалина, Большого и Малого Кавказа, Карпат [11, 12]. Основным материалом для приведенного сравнительного изучения послужили альб-туронские или, вернее, позднеальбские — сеноманские радиолярии Западного Сахалина, Северной Камчатки и Корякского нагорья [1, 3, 5], т. е. районов современных высоких широт.

В процессе работы также были изучены кол-

лекции позднеальбских — сеноманских комплексов радиолярий Кубы, Италии, Румынии, Болгарии, Польши, Русской платформы, Карпат, Крыма, Большого и Малого Кавказа, различных районов Корякского нагорья, Камчатки, Сахалина, Калифорнии, скважин глубоководного бурения.

Альб-туронский интервал привлек наше внимание не только потому, что он не изучался специалистами по радиоляриям на предмет палеоклиматических реконструкций. Среднемело-

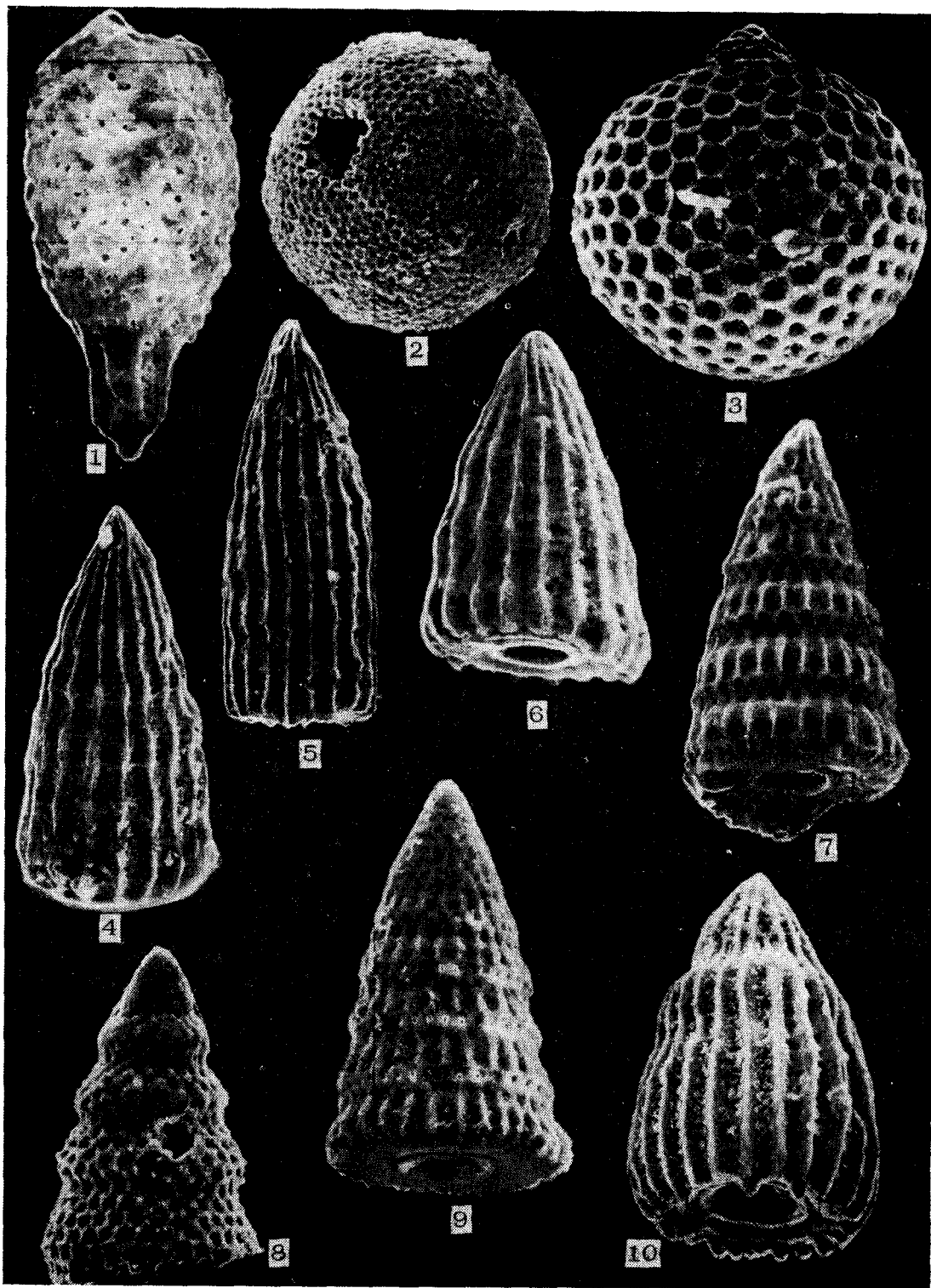


Рис. 1. Радиоларии из скв. 466 (Тихий океан).

1 — *Archaeospongoprunum* aff. *tehamaensis* Pessagno; 2 — *Holocryptocanium barbui* Dumitrica; 3 — *Cryptamphorella conara* (Foreman); 4, 6 — *Archaeodictyomitra?* *vulgaris* Pessagno; 5 — *Archaeodictyomitra simplex* Pessagno; 7 — *Pseudodictyomitra* aff. *carpatica* (Loznyiak); 8 — *Stichomitra communis* Squinabol; 9 — *Pseudodictyomitra* cf. *carpatica* (Loznyiak); 10 — *Thanarla veneta* (Squinabol).

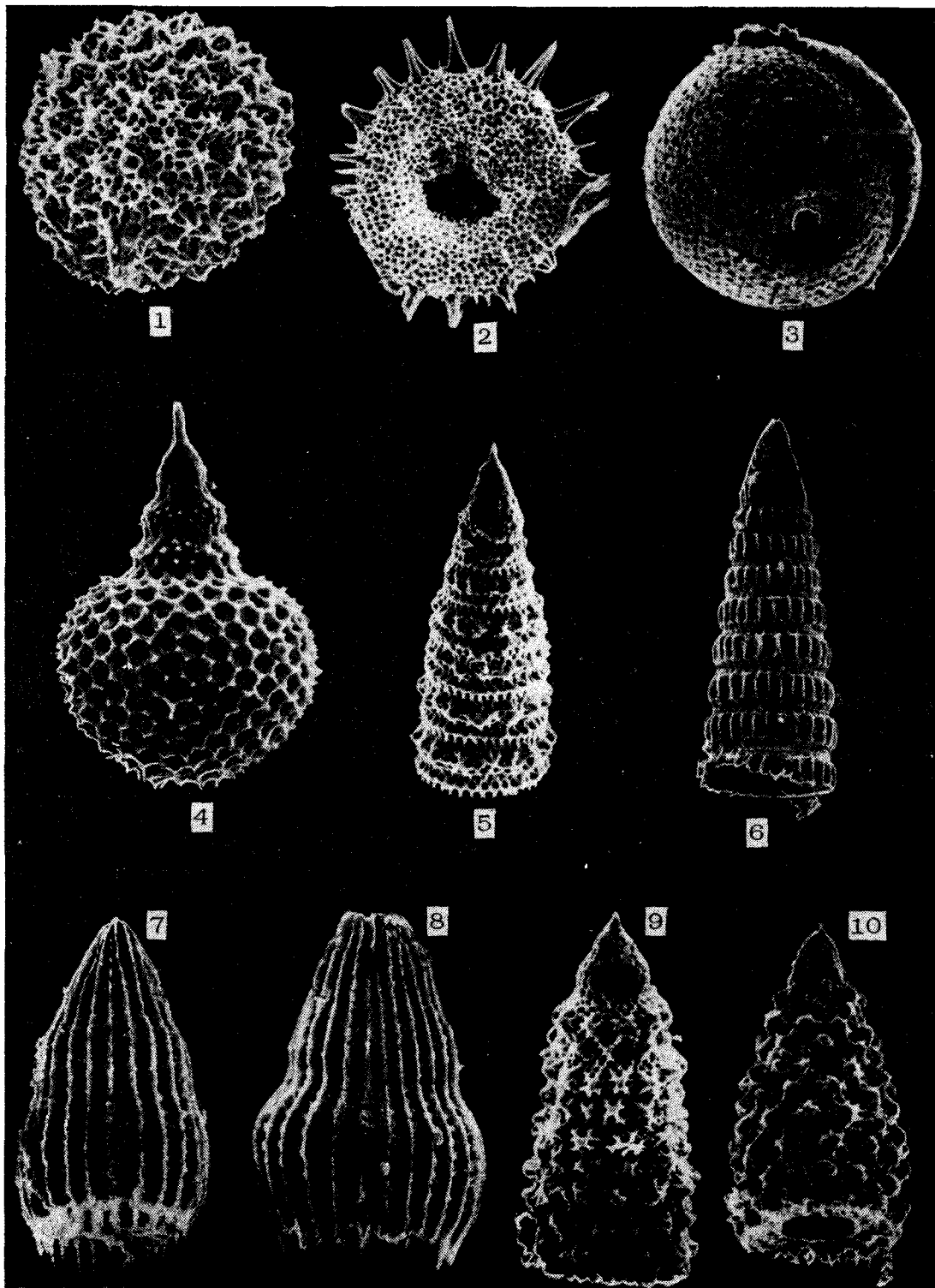


Рис. 2. Радиоларии позднего альба — сеномана Камчатского мыса.

1 — *Praeconocaryomma* *universa* Pessagno; 2 — *Orbiculiforma* *cachensis* Pessagno; 3 — *Holocryptocanium* *barbui* Dumitrica; 4 — *Squinabolium?* *fossilis* (Squinabol); 5 — *Xitus* *subitus* Vish.; 6 — *Pseudodictyomitra* *ladogaensis* Pess.; 7, 8 — *Thararla* *veneta* (Squinabol); 9, 10 — *Xitus* *ex* gr. *asymbatos* (Foreman).

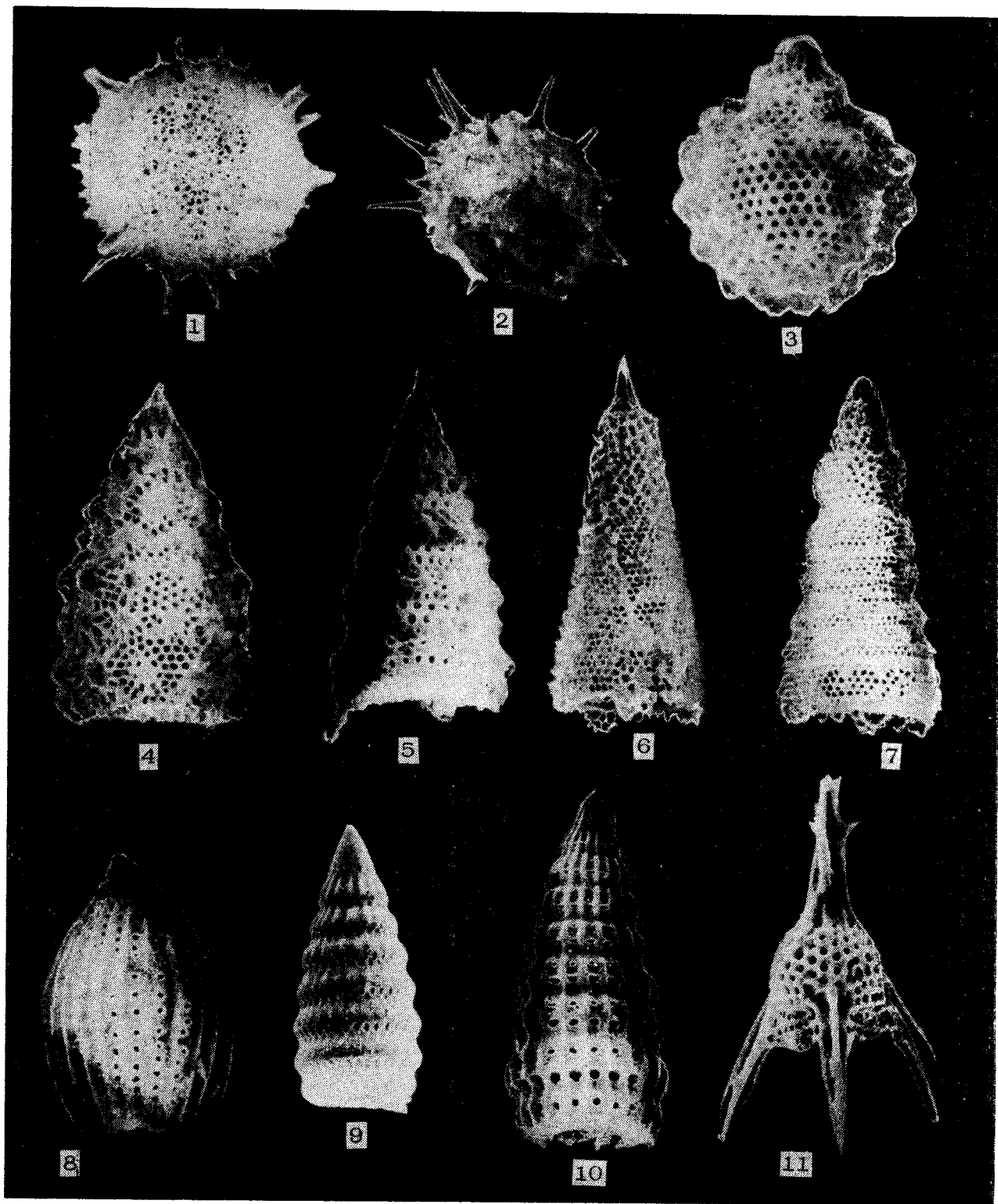


Рис. 3. Позднеальб-раннетуронские радиоларии Кубы.

1 — *Alievium* sp.; 2 — *Praeconocaryomma?* *universa* Pessagno; 3 — *Hemicryptocapsa decora* Vishnevskaya; 4 — *Xitus spicularius* Aliev; 5 — *Xitus subitus* Vishnevskaya; 6 — *Dictyomitra albeari* Vishnevskaya; 7 — *Dictyomitra expressa* Vishnevskaya; 8 — *Thanaria* cf. *lacrimula* (Foreman); 9 — *Pseudodictyomitra rectas* Vishnevskaya; 10 — *Pseudodictyomitra camajuanica* Vishnevskaya; 11 — *Ultranapora praespinifera* Pessagno.

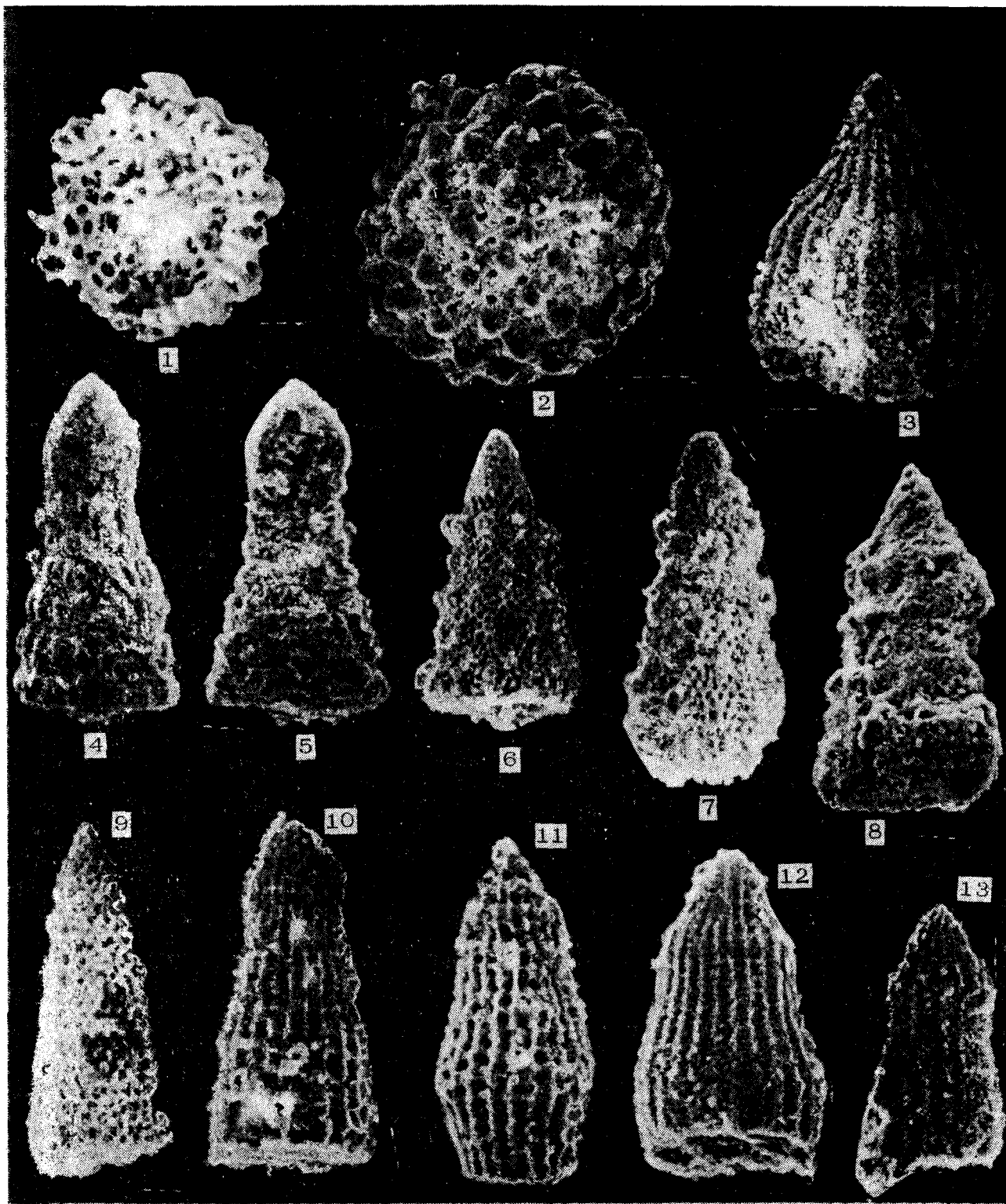


Рис. 4. Альб-гуронские радиолярии Корякского нагорья.

1 — *Praeconocaryomma universa* Pessagno; 2 — *Holocryptocanium geysereus* Pessagno; 3 — *Thanarla elegantissima* (Cita); 12, 13 — *Thanarla veneta* (Squinabol); 10, 11 — *Thanarla praeveteta* Pessagno; 6, 7 — *Novixitus bjlohgeski* Vishnevskaya; 8 — *Novixitus mcLaughlini* Pessagno; 4, 5 — *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* Squinabol; 9 — *Stichomitra communis* Squinabol.

вое время характеризовалось олиготаксным состоянием океана [15], которому свойственны похолодание, относительно резко выраженные градиенты параметров среды между экватором и полюсами, а следовательно, усиление циркуляции, подтверждением чему служат широко распространенные перерывы в осадках этого времени. Как известно, альб-туронские отложения в Беринговоморском регионе повсеместно находятся в аллохтонном залегании, слагая отдельные глыбы и блоки или целые тектонические пластины [1—4]. Поэтому наряду с многочисленными палеомагнитными построениями [4], согласно которым для северокорякских пластин предполагаются палеошироты 20—30°, представляется целесообразным изложить данные радиоляриевых анализов (см. табл. 2).

Первое, что обращает на себя внимание, это наиболее высокий коэффициент [14] разнообразия (10—20) у низкоширотных радиоляриевых ассоциаций. Радиоляриевые комплексы умеренных широт имеют средний коэффициент 5, а из отдельных выходов и тектонических пластин высоких широт — 1. В приэкваториальной зоне отмечается обилие дискондей, а в высокоширотных популяциях они резко подчинены. Большинство видов из современных умеренных и высоких широт имеет меньшие размеры, более компактную форму, а разнообразные отростки, тонкие длинные иглы, столь характерные для тропических комплексов, здесь массивные слабо развитые или вообще отсутствуют. Наблюдаются также некоторые морфологические изменения в стенках раковины. Низкоширотные экземпляры позднеальб-раннетуронского вида *Gracilopocaryonina univerna* имеют более тонкую стенку, часто иглистые, в то время как высокоширотные массивные, толсто-стенные и, как правило, лишены игл. Формы *Holocaryonina barbuti* из центральной части Тихого океана (рейс 62-й) также имеют значительно более тонкую стенку, нежели карпатские, кавказские и западно-сахалинские экземпляры, и более близки к восточно-сахалинским и камчатским (рис. 1, 2). Все виды *Thanaia veneta* из приэкваториальной области отличаются широкими продольными ребрами, меньшим соотношением высоты раковины к ширине. Виды родов *Xitus* и *Novixitus* более разнообразны в приэкваториальной зоне (рис. 3). Экземпляры видов *Pseudodictyonina carpatica* и *P. pseudomacrocephala* из умеренных и высоких широт меньше размером, узкорребристые, более массивные (рис. 4).

Таким образом, несмотря на то, что в целом альб-туронские радиоляриевые ассоциации предлагается считать тепловодными тропическими или субтропическими [2], среди них намечаются широтные различия. По-видимому, северовосточно-камчатские позднеальбские — сеноманские радиолярии хр. Кумроч обитали в палеоширотах, близких с японскими и калпфорнийскими популяциями, но отличных от корякских, а одновозрастные радиолярии Камчатского мыса — в более близких к центрально-тихоокеанским и приэкваториальным тропическим. Вероятно, северо- и южно-японские радиоляриевые популяции также обитали на различных палеоширотах. Корякские позднеальбские — раннетуронские радиолярии, скорее всего, указывают на более высокие палеошироты, возможно близкие к палеоширотам карпатско-кавказских радиоляриевых ассоциаций. Но относительно высокое видовое разнообразие карпатско-кавказских сообществ (по сравнению с одновозрастными комплексами Украины и Русской платформы, а также Корякии) и наличие ряда тепловодных видов (*Alievium antiquum*, *Thanaia veneta* и др.) указывают на принадлежность их скорее к тропическому или умеренно субтропическому комплексу, близкому к южной границе этой провинции, в отличие от корякских, которые, по-видимому, тяготеют к северной границе умеренно субтропической провинции. Сделанному выводу не противоречат многочисленные находки планктонных фораминифер в корякской области, встреченных совместно с радиоляриями [1].

Таким образом, представление о том, что альб-туронские радиолярийсодержащие толщи Корякии являются террейнами, пришедшими с центральной Пацифики, вызывает сомнение, но в то же время можно говорить о возможной принадлежности к ним тектонических блоков аккреционной призмы, сгруженных вдоль восточного побережья Камчатки и Сахалина. По-видимому, более детальное изучение радиоляриевых популяций позволит по морфологическому облику фауны радиолярий судить о возможных палеоширотах обитания тех или иных радиоляриевых сообществ. На основе данного радиоляриевых анализов можно предположить, что наиболее вероятными палеоширотами корякских популяций были координаты, близкие к 40—45° с. ш., северокамчатских — к 30—35° с. ш., восточно-сахалинских — к 25° с. ш., отдельных аккреционных пластин Камчатского мыса — к 10—20° с. ш.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов Н. А., Вишневская В. С., Кепежинская П. К. и др. Геология юга Корякского нагорья.— М.: Наука, 1987.
2. Брагин Н. Ю., Зинкевич В. П., Ляшенко О. В. и др.

Среднемеловые (апт-туронские) отложения в тектонической структуре Восточной Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР.— М.: Наука, 1986.— С. 21—34.



3. Григорьев В. Н., Крылов К. А., Соколов С. Д. Юрско-меловые отложения Янранайского аккреционного комплекса (Корякское нагорье) // Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса.— М.: Наука, 1987.— С. 110—140.
4. Кононов М. В. Геологическая история и движение плит северо-запада Тихого океана за последние 130 млн лет: Автореф. канд. дис.— М., 1985.
5. Казишова Л. И. Альб-туронские радиоларии континентов и океанов // Систематика, экология и био-стратиграфическое значение микроорганизмов.— М.: Наука, 1983.— С. 87—94.— (Вопр. микропалеонтологии; Вып. 26).
6. Крашенинников В. А., Серова М. Я., Басов И. А. Биполярное развитие планктонных фораминифер палеогена высоких широт Тихого океана // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеанской школы.— Ч. 1.— Владивосток, 1987.— С. 63—64.
7. Кругликова С. Б., Юшина И. Г. Использование таксонов высокого ранга радиоларий для палеореко-струкций методом факторного анализа // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1987.— № 2.— С. 128—130.
8. Петрушевская М. Г. Радиоларии отряда Nassellaria Мирового океана.— Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1981.
9. Blome C. D., Irwin W. P. Equivalent radiolarian ages from ophiolitic terranes of Cyprus and Oman // Geology.— 1985.— V. 13.— P. 401—404.
10. Cita M. B. S. Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sui sedimenti pelagici del Jurasico supercatena del Monte Baldo // Riv. Ital. Paleont. Stra. Mem.— 1964.— N 10.— P. 183.
11. Dumitrica P. Cryptocephalic and Cryptothoracic Nassellaria in some Mesozoic deposits of Roumania // Rev. Roumaine geol. geophys. et geogr. Ser. Geol.— 1970.— V. 14, N 1.— P. 70.
12. Dumitrica P. Cenomanian Radiolaria at Podul Dimbovitei // 14th Micropaleontol. Colloq., 1975.— P. 87—89.
13. Dumitrica P. Cretaceous and Quaternary Radiolaria in deep sea sediments from the northeast Atlantic Ocean and Mediterranean Sea // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— 1972.— V. 13, Part 2.— P. 829—901.
14. Empson-Morin K. Depth and latitude distribution of Radiolaria in Campanian (Late Cretaceous) tropical and subtropical oceans // Micropaleontology.— 1984.— V. 30, N 1.— P. 87—115.
15. Fischer A. G., Arthur M. A. Secular variations in the Pelagic Realm // SEPM Spec. Pub.— 1977.— V. 25.— P. 19—50.
16. Foreman H. Radiolaria from DSDP Leg 20 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— 1973.— V. 20.— P. 249—305.
17. Foreman H. Radiolaria from the North Pacific // Ibid.— 1975.— V. 32.— P. 579—676.
18. Li Hong-sheng, Wu Hao-ruo.— Вейги гутэну сюэбао // Acta micropalaentol. Sin.— 1985.— V. 2, N 1.— P. 61—76.
19. Matsuyama H., Kumon F., Nakayo K. Cretaceous radiolarian fossils from the Hidakagawa Group in the Shimanto Belt, Kii Peninsula, Southwest Japan // News of Osaka Micropaleontologists.— 1982.— Sp. vol., N 5.— P. 371—382.
20. Mizutani S., Nishiyama H., Ito T. Radiolarian biostratigraphic study of the Shimanto Group in the Nantansai Area, Mie Prefecture, Kii Peninsula, Central Japan // J. Earth Sci. Nagoya Univ.— 1982.— V. 30.— P. 31—107.
21. Moore T. Radiolaria from Leg 17 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— 1973.— V. 17.— P. 797—869.
22. Nakaseko K., Nishimura A., Sugano K. Cretaceous Radiolaria in the Shimanto belt, Japan // News of Osaka Micropaleontologists. Spec. Vol.— 1979.— V. 2.— P. 1—49.
23. Nakaseko K., Nishimura A. Upper Jurassic and Cretaceous Radiolaria from the Shimanto Group in Southwest Japan // Sci. Reg., Coll. Gen. Educ. Osaka Univ.— 1981.— V. 30.— P. 133—203.
24. Okamura M. Radiolarian fossils from the North Shimanto Belt (Cretaceous) in Kochi Prefecture, Shikoka // Geology and Paleontology of the Shimanto Belt.— Rinyakosaiikai Press, 1980.— P. 153—178.
25. Pessagno E. Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence // Micropaleontology.— Spec. publ.— 1976.— N 2.— P. 1—95.
26. Pessagno E. Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of the Great Valley sequence and Franciscan complex // Cushman foundation. Spec. publ.— 1977.— N 15.— P. 1—87.
27. Pessagno E., Whalen P. A., Yeh K.-Y. Jurassic Nassellaria (Radiolaria) from North American Geological Terranes.— 1986.— (Bull. Amer. Paleontology; V. 91, N 326).
28. Petrushevskaya M. G., Kozlova G. E. Radiolaria, Leg 14 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— 1972.— V. 14.— P. 495—648.
29. Recent Progress of Research on Radiolarians and Radiolarian Terranes of Japan // News of Osaka Micropaleontologists. Spec. vol.— 1986.— N. 7.— (MRT Newsletter; N 2).
30. Riedel W., Sanfilippo A. Radiolaria from the Southern Indian Ocean // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— 1974.— V. 26.— P. 771—813.
31. Sakaj T. Radiolarians from sites 434, 435 and 436 // Ibid.— 1980.— V. 56.— P. 695—733.
32. Schaaf A. Late Early Cretaceous Radiolaria from Leg 62 // Ibid.— 1981.— V. 62.— P. 419—470.
33. Schaaf A. Les radiolaires du Cretace inferieur et moyen: Biologie et Systematique // Schiences geologiques, Bull., memoire.— 1984.— N 75.— P. 188.
34. Schmidt-Effing R. Radiolarien der Mittel-Kreide aus dem Santa Elena Massiv von Costa Rica // Neus Jb. Geol. Paläont. Abh.— 1980.— V. 160, N 2.— P. 241—257.
35. Squinabol S. Le Radiolarie dei noduli selciosi nella Scaglia degli Euganei // Riv. Italiana di Paleontologia.— 1903.— V. 9, f. 4.— P. 105—150.
36. Taketani Y. Cretaceous Radiolarian Biostratigraphy of the Urakava and Obira Areas, Hokkaido // Sci. Rep., Tohoku Univ., 2nd ser. (Geol.).— 1982.— V. 52, N 1—2.— P. 1—76.
37. Tippit P. R., Pessagno E., Smewing Y. D. The biostratigraphy of sediments in the volcanic unit of the Se-mail Ophiolite // J. Geophys. Res.— 1981.— V. 86.— P. 2756—2762.
38. Thurow J. Cretaceous Radiolarians of the North Atlantic Ocean. (Leg 103 ODP, Sites 638, 640, 641; Leg. 93 DSDP, Site 603; Leg 47B DSDP, Site 398) // Proc. Final. Repts.— ODP, Pt. B, ODP, 103.— P. 670—774.
39. Vishnevskaya V. S., Chejovich V. D., Albear L. F. Edad y condiciones de formaciones de las silicitas de la zona de Camajuani (Cuba) // Cienc. Tierra Espacio.— 1982.— N 6.— P. 113—117.
40. Yamauchi M. Upper Cretaceous radiolarians from Northern Shimanto Belt along the course of Shimanto River, Kochi Prefecture, Japan // News of Osaka Micropaleontologists.— 1982.— Sp. vol., N 5.— P. 383—397.

УДК 550.831

А. А. Андреев, Т. К. Злобин

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ КУРИЛЬСКОЙ СИСТЕМЫ ДУГА — ЖЕЛОБ

Обобщены новые и имеющиеся данные ГСЗ и МОВЗ вдоль Большой Курильской гряды. Приводится обобщенный сейсмический разрез земной коры вдоль всей Курильской гряды. На основе этих данных построен плотностный разрез земной коры и вычислена «мантлийная аномалия» вкрест сечения дуги через о. Си-

Вопросы строения окраинно-материковых систем дуга — желоб в последнее время выдвинулись в число актуальных. Это обусловлено, прежде всего получением новых данных о глубинной структуре этих систем, что в наибольшей степени стимулирует развитие (и проверку) гипотез о конкретном механизме реализации предполагаемого здесь процесса субдукции — важнейшей части наиболее популярной гипотезы наших дней — «тектоники плит».

В этой связи понятен тот интерес, который вызывают новые данные о строении земной коры и верхней мантии Курильской системы дуга — желоб. Большой вклад в это направление исследований принадлежит ИМГиГ ДВО АН СССР, изучающему названный регион самостоятельно и в содружестве с другими организациями с 1957 г.

Сейсмические данные ГСЗ и МОВЗ являются опорными при интерпретации гравитационного поля, и поэтому основные этапы эволюции представлений о плотностных неоднородностях Курильской системы дуга — желоб непосредственным образом связаны с прогрессом знаний о скоростном разрезе земной коры и верхней мантии рассматриваемого региона. Длительное время преобладало мнение о малой мощности земной коры непосредственно под островами Большой Курильской гряды, а наибольшая мощность земной коры связывалась с внутренним склоном желоба [5]. Последние результаты ГСЗ и МОВЗ, полученные ИМГиГ ДВО АН СССР в 1977—1987 гг., существенно изменили эти представления [8].

В данной работе суммированы все результаты сейсмических исследований, полученные вдоль Курильской дуги (по состоянию на ко-

мушир. Рассмотрено изостатическое состояние земной коры в названном сечении на основе вычисления вертикального давления непосредственно по плотностному разрезу. Сделан вывод о том, что только глубоководный Курильский желоб является резко изостатически неуравновешенной структурой.

нец 1987 г.). На основе этих материалов дано уточнение величины «мантлийной аномалии» и предлагается новая схема изостатического состояния системы, отличающаяся от хорошо известной [1].

**Глубинное строение.** Сейсмический разрез вдоль дуги (рис. 1) составлен на основе наблюдений МОВЗ в 115 пунктах почти на всех островах Большой Курильской гряды от ее южной оконечности до северной: Кунашир, Итуруп, Уруп, Черные Братья, Симушир, Кетой, Ушишир, Расшуа, Онекотан, Парамушир, Шумшу [7—9, 11]. При этом сейсмические станции «Черепаша», использовавшиеся при исследованиях, устанавливались вдоль островов на расстоянии друг от друга от 2—5 до 10—15 км, в среднем около 7,5 км. За каждый цикл наблюдений (10—15 суток) регистрировалось от 20 до 150 землетрясений, что позволило получить достаточное количество записей обменных волн, необходимых для детального расчленения разреза земной коры, выявления структурных особенностей этих границ, выделения тектонических нарушений.

С целью получения скоростных характеристик разреза вдоль Большой Курильской гряды выполнены работы методом ГСЗ. Они осуществлены на юге дуги (на островах Кунашир — Итуруп) и в центральной ее части (вдоль островов Уруп — Черные Братья — Кетой — Ушишир — Расшуа). Протяженность профилей — по 250 км, общая протяженность около 500 км.

На профиле ГСЗ вдоль центральной части дуги наблюдения осуществлялись пятью наземными автономными сейсмологическими станциями «Черепаша», станциями «Регион»,

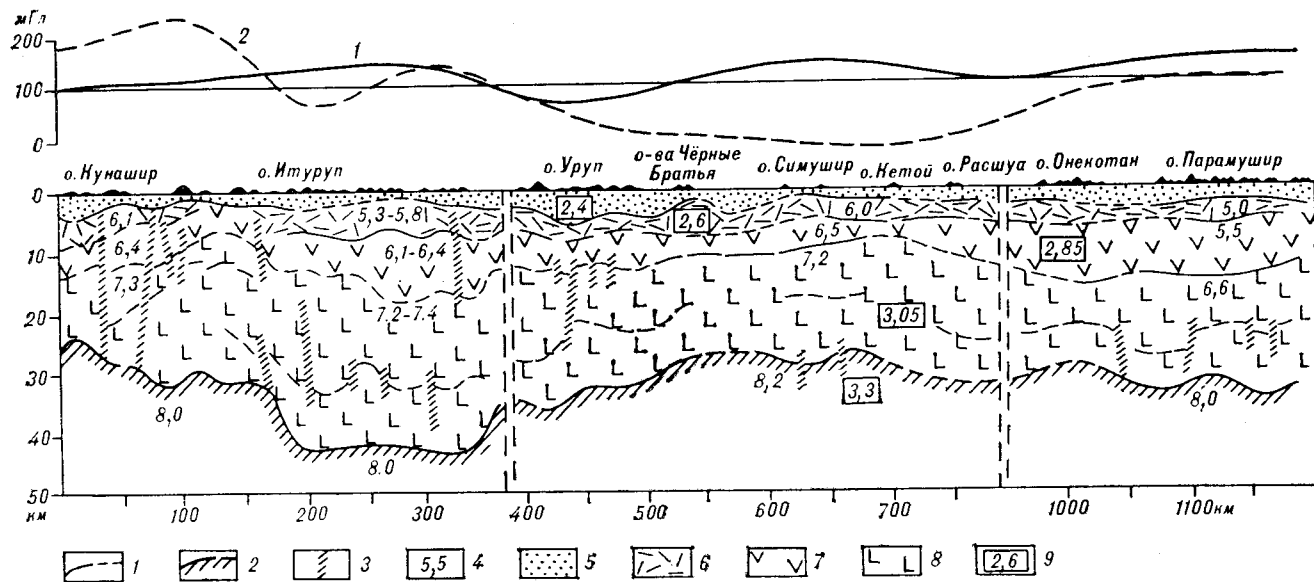


Рис. 1. Геофизический разрез земной коры вдоль Курильской островной системы (по данным ГСЗ и МОВЗ).

1 — сейсмические границы: уверенные — сплошными линиями, неуверенные — штриховыми; 2 — сейсмическая граница М; 3 — разломы по сейсмическим данным; 4 — граничные скорости, км/с; 5 — осадочно-вулканогенный слой; 6 — гранитогнейсовый слой; 7 — гранулитогнейсовый слой; 8 — базальтовый слой; 9 — принятая для расчета плотности слоев. Кривые над разрезом: 1 — гравитационная аномалия в редукции свободного воздуха согласно [13] (вертикальный масштаб кривой — в левой части рисунка), 2 — «мантийная аномалия».

установленными на островах Уруп, Черные Братья, Симушир, Кетой, Расшуа, и сейсмологической станцией региональной сети «Симушир». Расстояние между станциями составляло от 20 до 70 км, а между пунктами взрыва, расположенными вдоль профиля, — в среднем 4,5 км. Обработка этого профиля производилась по системе обращенного годографа.

В результате обобщения названных наблюдений вдоль островной дуги [8] выявлены пять сейсмических границ, разделяющих крупные вещественно-структурные комплексы. Эти комплексы можно условно идентифицировать следующим образом (сверху вниз): осадочно-вулканогенный ( $V_p = 2,2 - 4,7$  км/с), подстилаемый границей с  $V_g = 5,0 - 6,1$  км/с, «гранитогнейсовый» ( $V_p = 5,0 - 6,0$  км/с), подстилаемый границей с  $V_g = 5,5 - 6,6$  км/с, «гранулитогнейсовый» ( $V_p = 5,3 - 6,4$  км/с), подстилаемый границей с  $V_g = 6,8 - 7,2$  км/с, нижний «базальтовый» слой ( $V_p = 6,6 - 7,2$  км/с), ограниченный снизу разделом М.

Раздел М соответствует преломляющей границе с  $V_g = 8,0 - 8,2$  км/с, интерпретируется как подошва земной коры. Мощность ее составляет 28—33 км на крайнем юге дуги под о. Кунашир, 25—30 км в центральной части и 33—36 км на северном фланге. Наибольшее увеличение мощности земной коры отмечается под о. Итуруп. Анализ локальных особенностей глубин залегания границы М показывает, что подошва земной коры несколько воздымается в районе проливов Екатерины, Фриза, Буссоль.

Отмечается также воздымание кровли «базальтового» слоя под проливами Екатерины, Фриза и Дианы.

На разрезе вкрест простирания системы дуга — желоб в ее центральной части на траверзе о. Симушир прослежены те же сейсмические границы. Поверхность М характеризуется значениями  $V_g = 8,2$  км/с под геоантиклинальным поднятием Большой Курильской гряды и залегает здесь на глубине 30 км, воздымаясь как в сторону Охотского моря, так и в сторону Курильского глубоководного желоба. Тем самым устанавливается своеобразный «корень» земной коры, приуроченный к островному поднятию, а не к внутреннему склону желоба, как предполагалось ранее [5].

**Гравитационное поле и плотностные неоднородности земной коры и верхней мантии.** Курильская система дуга — желоб имеет известное характерное выражение в гравитационном поле в редукции свободного воздуха: максимум над Большой грядой и минимум под желобом. При этом максимальные значения (до 200 мГал и более) смещены в сторону желоба на 20—60 км, а минимальные (до —300 мГал) смещены в сторону островной гряды на 15—20 км [13].

Сейсмологические данные косвенно свидетельствуют о существовании плотностных неоднородностей верхней мантии под островной дугой — разуплотнении (пониженные скорости сейсмических волн). Однако отсутствие прямых сведений о мощности земной коры долгое

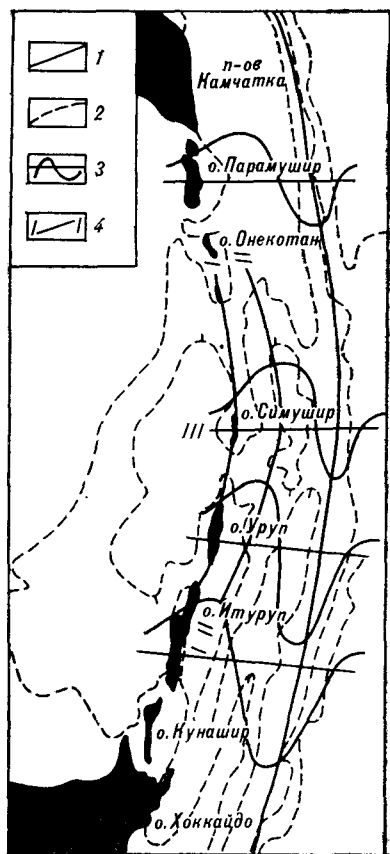


Рис. 2. Некоторые элементы гравитационного поля Курильской системы дуга — желоб.

1 — линии профилей; 2 — изолинии аномалий Буге; 3 — кривые изостатических аномалий по отдельным профилям через систему дуга — желоб; 4 — профили, показанные на рис. 3.

время допускало несколько формально (по соответствию с полем силы тяжести) равноправных вариантов плотностного разреза верхней мантии [3, 4, 10, 14 и др.].

Интересно соотношение аномалий в редукции Буге с рельефом. Наиболее примечательной особенностью этого поля является приуроченность относительно положительных аномалий к внутреннему склону желоба на траверзе о. Симушир (рис. 2). Эта особенность поля целиком совпадает с заметным «переглублением»

на 2 км внутреннего борта желоба (рис. 3). В этом можно видеть проявление механизма изостатической компенсации, так же как и в приуроченности относительно повышенных аномалий Буге к большим проливам между островами.

Впервые для Курильской островной системы на профиле ГСЗ через о. Симушир получены надежные данные до глубины 30 км (граница с  $V_T = 8,2$  км/с). Это дает основание вернуться к вопросу о величине так называемой «мантийной аномалии» — разности между наблюдаемым полем и гравитационным эффектом земной коры. Для решения этой задачи использованы: 1) сейсмический разрез через о. Симушир (см. пр. III—III, рис. 2) непосредственно в масштабе, в котором выполнялось построение сейсмических границ методом полей времен; 2) корреляционная зависимость скорость — плотность [16]; 3) поле силы тяжести, полученное в рейсе НИС «Пегас» в 1977 г.; 4) совмещение наблюдаемого поля и расчетного эффекта земной коры океана в 400 км к востоку от желоба.

Принятый для расчетов плотностный разрез и «мантийная аномалия» показаны на рис. 4. На нем ясно виден подъем самой нижней плотностной границы (подошва земной коры), приуроченной к внутреннему склону желоба, где, согласно рис. 3, существует «переглубление» рельефа склона.

Существование «мантийной аномалии» вполне очевидно. О возможных вариантах расположения плотностных неоднородностей верхней мантии достаточно сказано ранее [3, 4]. Наиболее общий вывод из предыдущих исследований состоит в том, что «мантийные аномалии» находят объяснение в рамках концепции тектоники плит, но и другие альтернативные варианты, прямо не связанные с этой концепцией, также возможны. Наши результаты показывают, что по крайней мере в центральном звене Курильской системы дуга — желоб «мантийные аномалии» меньше тех, которые приводятся в других работах [3, 14 и др.].

Это обстоятельство является, очевидно, следствием того, что сейчас больше стало известно

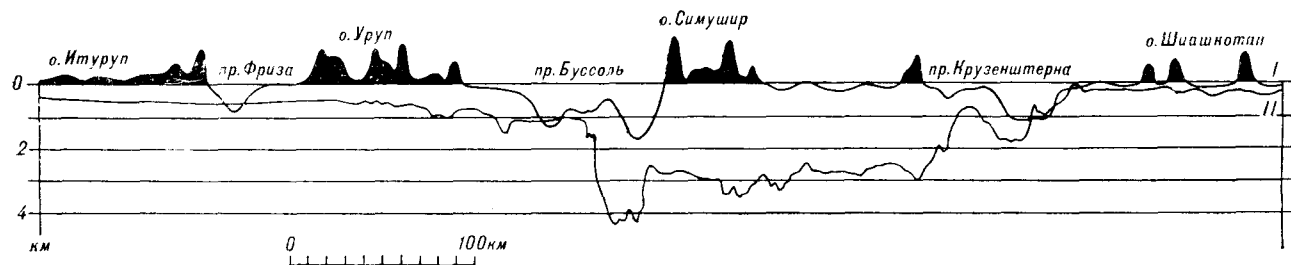


Рис. 3. Профили дна внутреннего склона желоба по профилям I—I и II—II, положение которых показано на рис. 2.

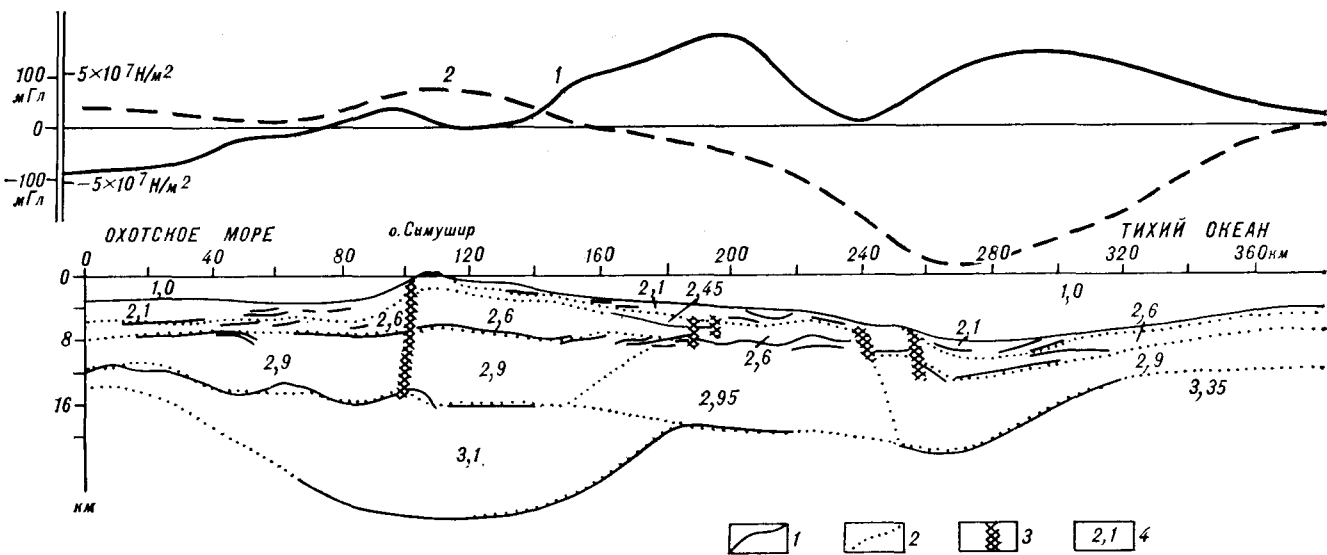


Рис. 4. Геофизический разрез через о. Симушир по профилю III, показанному на рис. 2[13].

1 — сейсмические границы; 2 — границы между выделенными слоями с разной плотностью; 3 — разломы по данным ГСЗ; 4 — значения плотности. Кривые над разрезом: 1 — «мантийная аномалия», 2 — расчетное вертикальное давление на глубине 40 км, вычисленное при указанных значениях плотностей слоев.

о земной коре и, самое главное, оценена наконец ее мощность под Большой Курильской грядой. Учет земной коры в современном виде приводит к ликвидации отрицательной остаточной аномалии под островной дугой, а учет сокращения мощности земной коры в «переуглубленной» части внутреннего склона желоба приводит к уменьшению абсолютной величины положительной «мантийной аномалии» над склоном желоба.

Возможно, что сокращение амплитуды «мантийной аномалии» в центральном звене рассматриваемой системы дуга — желоб является местным явлением, поскольку, как известно, эта часть системы является аномальной и по другим геолого-геофизическим параметрам.

Представляет интерес рассмотрение аномалий давления, которые можно вычислить непосредственно по представленному разрезу (см. рис. 4). С этой целью скользящим осреднением в интервале 50 км вычислено вертикальное давление на глубине 40 км. Выбор последней величины сделан на основе результатов работы [11], где показано, что средние скорости в колонке мощностью 40 км в мелководной части окраинного моря, в глубоководной котловине окраинного моря, на внутреннем склоне желоба вблизи Большой Курильской гряды и в океане равны с точностью до ошибок вычислений. Следовательно, если исходить из зависимости скорость — плотность, то и вертикальное давление на этой глубине в обозначенных районах должно быть очень близким. Выбор интервала осреднения 50 км обусловлен тем, что в условиях широкого развития разломов в регионе размер индивидуаль-

но скомпенсированных структур не может во много раз превышать мощность земной коры. На график вертикального давления можно смотреть как на показатель величины необходимых компенсационных масс ниже подошвы земной коры для выравнивания давления вдоль профиля.

В Курильской котловине Охотского моря, если принимать параметры слоев земной коры, показанные на рис. 4, для выполнения условий архимедова равновесия земной коры в верхней мантии последняя должна иметь плотность  $3,28 \text{ г/см}^3$ . Такая плотность верхней мантии возможна, судя по наличию отрицательной «мантийной аномалии».

В отношении Большой Курильской поднятия интересно отметить, что здесь скорость распространения сейсмических волн вдоль подошвы земной коры не ниже  $8,2 \text{ км/с}$ . Это означает, что возможное разуплотнение в мантии под Большой Курильской грядой начинается на несколько километров ниже этой границы. Иначе величина  $V_T$  вдоль подошвы земной коры была бы во всяком случае меньше  $8,0 \text{ км/с}$ .

Таким образом, основываясь на графике давления, можно видеть, что имеется одна явно изостатически нескомпенсированная структура — глубоководный желоб с точки зрения классических представлений, отстаиваемых в работе [2].

В связи со сказанным выше интересно обратиться к изостатическим аномалиям в рассматриваемом регионе. В работе [1] эти аномалии вычисляются в желобе по схеме Пратга для глубины моря более  $6,5 \text{ км}$  и по схеме

Эри при меньших глубинах. Согласно графикам изостатических аномалий (см. рис. 2), неуравновешенными являются в равной степени внутренний борг желоба вблизи островов (избыток масс) и сам желоб (недостаток масс). Как можно заключить, основываясь на модели плотностного разреза, близкого к реальному (в сравнении с использованным при вычислении изостатических аномалий), возможное небольшое отклонение от изостазии под островной дугой, согласно графику давления, вполне может быть скомпенсировано некоторым разуплотнением мантии в слое, расположенном ниже подошвы земной коры. В «мантийной аномалии» эффект этого слоя, однако, не проявлен, возможно из-за того, что здесь не меньшую роль играет противоположный эффект относительно плотной литосферы океана, погружающейся под островную дугу. Во всяком случае, ясно, что причина значительной положительной изостатической аномалии над внутренним склоном желоба связана не с недостатком мощности земной коры, а с несовершенством применяемых упрощенных схем редуцирования в этом одном из наиболее сложных регионов.

Изостатическая аномалия может быть, в частности, представлена следующими слагаемыми:  $I = I_{cx} + I_{откл} + I_m$ , где  $I_{cx}$  — часть аномалии, обязанная неадекватной модели, используемой в схеме редуцирования;  $I_{откл}$  — эффект отклонения от изостазии;  $I_m$  — эффект плотностных неоднородностей, расположенных ниже уровня изостатической компенсации.

В разных частях поперечных профилей относительно роль трех слагаемых неодинакова. Первое слагаемое (выбор неправильной схемы изостазии) не учитывает, в частности, изменение средней плотности земной коры вдоль профилей: 2,65—2,70 г/см<sup>3</sup> в Охотском море и океане и 2,90—2,93 г/см<sup>3</sup> на внутреннем склоне желоба, что легко вычислить по рис. 4.

Понижение вязкости верхней мантии под Курильской дугой, сопровождаемое некоторым разуплотнением вещества, способствует равновесию земной коры дуги в мантии. Следовательно, влияние слагаемого  $I_{откл}$  в такой ситуации не может быть преобладающим. Остается рассмотреть последнее слагаемое  $I_m$ , главную часть которого составляет положительный эффект относительно избыточной плотности океанической литосферы, погружающейся под островную дугу.

В районе желоба гравитационный эффект отклонения от изостазии ( $I_{откл}$ ) весьма значителен и скрывает (в изостатических аномалиях) меньший по величине положительный эффект погружающейся литосферы океана ( $I_m$ ). С удалением от желоба в сторону Охотского моря в изостатических аномалиях убывает влияние погружающейся литосферы океана, одновре-

менно возрастает влияние разуплотненной части верхней мантии, которая к тому же участвует непосредственно в создании условий изостазии. Все это приводит в конечном счете к убыванию изостатических аномалий над Охотским морем до первых единиц мГал.

Одним из естественных объяснений изостатической неуравновешенности желоба является гипотеза о значительном внешнем горизонтальном давлении. Однако анализ доступных данных показывает, что в настоящее время имеются желоба двух типов: чилийского, существующего в обстановке сжатия, и марианского — без такового. Более того, при благоприятных условиях по геологическим данным (в частности, по ориентировке даек интрузий) удастся установить (северная часть о. Хонсю), что со временем один тип обстановки может переходить в другой [15].

Таким образом, внешнее сжатие не является неизменным спутником желобов. Одной из моделей, объясняющей возможность существования желоба без сжатия в условиях отсутствия изостатического равновесия, является гипотеза об упругом поведении литосферы.

Предполагается, что в теле океанической литосферы присутствует упругая часть (увеличивающаяся с возрастом), что позволяет аналитически рассматривать упругое равновесие литосферы на жидком основании (астеносфере). С помощью этой модели удастся показать, что для сохранения существующего желоба и окраинного океанического вала главную роль играет момент силы, возникающий за счет давления избыточной массы осадочно-вулканогенного клина на свободный край упругой океанической литосферы [12, 17 и др.]. Плановое положение осадочно-вулканогенного клина совпадает в целом с внутренним склоном желоба. С такой точки зрения желоб и окраинный океанический вал являются не более чем контрными формами упругой компенсации на нагрузку, приложенную к литосфере вблизи ее «свободного» края. Неудивительно потому, что эти формы рельефа лишены компенсации в изостатическом смысле.

Однако эта интерпретация имеет определенные противоречия. В самом деле, на внутреннем склоне желоба, как отмечалось выше, на траверзе о. Симушир соотношение рельефа и аномалий Буге свидетельствует о проявлении процесса изостатической компенсации, тогда как согласно модели упругого поведения литосферы океана под желобом такого не должно быть. С другой стороны, нельзя не отметить пространственной приуроченности положительной «мантийной аномалии» к изостатически неуравновешенному желобу (см. рис. 4). Последнее означает, что ситуация на глубине более 40 км может быть гораздо ближе к изо-

стазии. Однако для обоснованных построений, доказывающих это утверждение, необходим дополнительный сейсмический контроль на глубинах ниже подошвы земной коры.

В заключение обсуждения плотностных неоднородностей рассмотрим кратко возможные изменения плотности верхней мантии вдоль островной дуги. На рис. 1 показаны схематично наблюдаемое поле  $\Delta g$  вдоль дуги [13] и «мантийная аномалия» в двумерном варианте. Такой расчет не является корректным в силу очевидной изменчивости структуры поперек расчетного профиля, но все же, вероятно, годится в качестве первого приближения. Рассчитывая получить в этой ситуации качественный результат, ограничимся лишь грубослоистым делением земной коры, а плотность верхней мантии (в отличие от рис. 4) примем равной  $3,3 \text{ г/см}^3$ . Эта оценка плотности мантии под Большой Курильской грядой по соображениям, приведенным выше, вероятно, ближе к действительности, чем  $3,35 \text{ г/см}^3$ .

Сравнивая наблюдаемое поле и расчетный эффект коры, приходим к выводу о том, что предполагаемые вариации плотности подкорового слоя могут быть существенны. Обращает на себя внимание тенденция разуплотнения верхней мантии, приуроченная к средней части островной дуги. Эта часть дуги и по другим параметрам (уменьшение сейсмической активности, увеличенное количество вулканических извержений за последние 200 лет и др.) является также аномальной, что отмечено А. В. Горячевым еще в 1966 г. [6].

Таким образом, ГСЗ и МОВЗ отмечают изменчивость глубинной структуры земной коры и верхней мантии и вдоль Курильской островной системы. Осуществляемое в настоящее время продолжение этих работ быстро приближает нас ко времени гравитационного моделирования рассмотренной системы в 3-мерном варианте.

**Выводы.** 1. Земная кора Большой Курильской гряды имеет мощность около 30 км, характеризуясь слоисто-блоковым строением, повышенными средними скоростями сейсмических волн (и плотностью).

2. Современные данные о сейсмическом разрезе земной коры вносят существенно новый элемент в понимание природы механического равновесия в рассмотренной системе дуга — желоб. Большая Курильская гряда близка к изостатической компенсации по схеме Вулларда (Эри — Пратта) благодаря способствующему этому ясно выраженному делению земной коры на блоки, подстилаемые мантией с пониженной вязкостью (плотностью).

Глубоководный желоб является структурой изостатически резко некомпенсированной на глубине 40 км. На больших глубинах эта некомпенсированность, вероятно, не столь резко выражена благодаря наличию положительных «избыточных» масс под желобом.

3. Представленные материалы дают основание предполагать разуплотнение верхней мантии, приуроченной к средней части островной дуги, относительно верхней мантии под ее флангами.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аномальные гравитационные поля Дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана/Ред. П. М. Сычев.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974.
2. Артемьев М. Е. Современное состояние проблемы изостазии // Строение и эволюция тектоносферы: К 80-летию со дня рождения чл.-корр. АН СССР В. В. Белоусова.— М., 1987.— С. 216—252.
3. Артемьев М. Е., Бодин Дж. Плотностные неоднородности мантии под системами глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли.— 1978.— № 2.— С. 3—17.
4. Артемьев М. Е., Страхов В. Н., Лапина М. И., Токарь Л. М. Плотностные неоднородности под системой островных дуг // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли.— 1982.— № 1.— С. 3—24.
5. Вейцман П. С. Особенности глубинного строения Курило-Камчатской зоны // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли.— 1965.— № 9.— С. 13—30.
6. Горячев А. В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны.— М.: Наука, 1966.
7. Злобин Т. К. Строение литосферы и глубинные структуры Больших и Малых Курил // Докл. АН СССР.— 1986.— Т. 289, № 6.— С. 1454—1458.
8. Злобин Т. К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным)/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.
9. Злобин Т. К., Пискунов Б. Н., Фролова Т. И. Новые данные о строении земной коры центральной части Курильской островной дуги // Там же.— 1987.— Т. 293, № 2.— С. 185—188.
10. Красный М. Л., Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Оптимальная плотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса о. Сахалин — о. Итуруп — Тихий океан // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 6.— С. 37—48.
11. Старшинова Е. А. Неоднородность строения коры и мантии Охотского моря // Докл. АН СССР.— 1980.— Т. 255, № 6.— С. 1339—1343.
12. Bodine J. H., Watts A. B. On lithospheric flexure seaward of the Bonin and Mariana trenches // Earth and Planet. Sc. Lett.— 1979.— V. 43, N 1.— P. 132—148.

13. *Gravity field of the northwest Pacific Ocean Basin and its margin: Kuril Island arc-trench system/Compiled by A. B. Watts, M. G. Kogan, J. H. Bodin.— The Geological Soc. of America, Inc., 1978.*
14. *Kogan M. G. Gravity field of the Kuril-Kamchatka Arc and its Relation to the Thermal Regime of the Lithosphere // J. Geophys. Res.— 1975.— V. 80, N 11.— P. 1381—1390.*
15. *Sugi M., Chinsei K., Uyeda S. Vertical crustal movements of northeast Japan since Middle Miocene // Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian Region/Ed. T. W. Hilde, S. Uyeda // Geodynamics series.— 1983.— V. 11.— P. 317—329.*
16. *Talwani M., Sutton G. H., Worzel J. L. A crustal section across the Puerto Rico trench // J. Geophys. Res.— 1959.— V. 64.— P. 1545—1555.*
17. *Torcotte D. L., McAdoo D. C., Caldwell I. G. An Elastic-Perfectly Plastic Analysis of the bending of the lithosphere at a Trench // Tectonophys.— 1978.— V. 47, N 3/4.— P. 193—205.*

ИМГиГ ДВО АН СССР  
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию  
12 сентября 1988 г.



Н. И. Филатова, Л. А. Дагис

## СТРОЕНИЕ ТЫЛОВОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОКАМЧАТСКО-КОРЯКСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

(на примере Русскогорского ареала)

Вулканиды Русскогорского ареала, расположенного в тыловой части Западнокамчатско-Корякского окраинно-континентального вулканического пояса, имеют двучленное строение. Нижняя часть образована типичными для окраинно-континентальных поясов дифференцированными вулканидами известково-щелочной серии, обогащенной крупноионными литофилами (КИЛ) и легкими лантаноидами. Верхняя часть сложена малодифференцированной толщей: базальты и андезитобазальты, несколько менее обогащенные КИЛ, но с

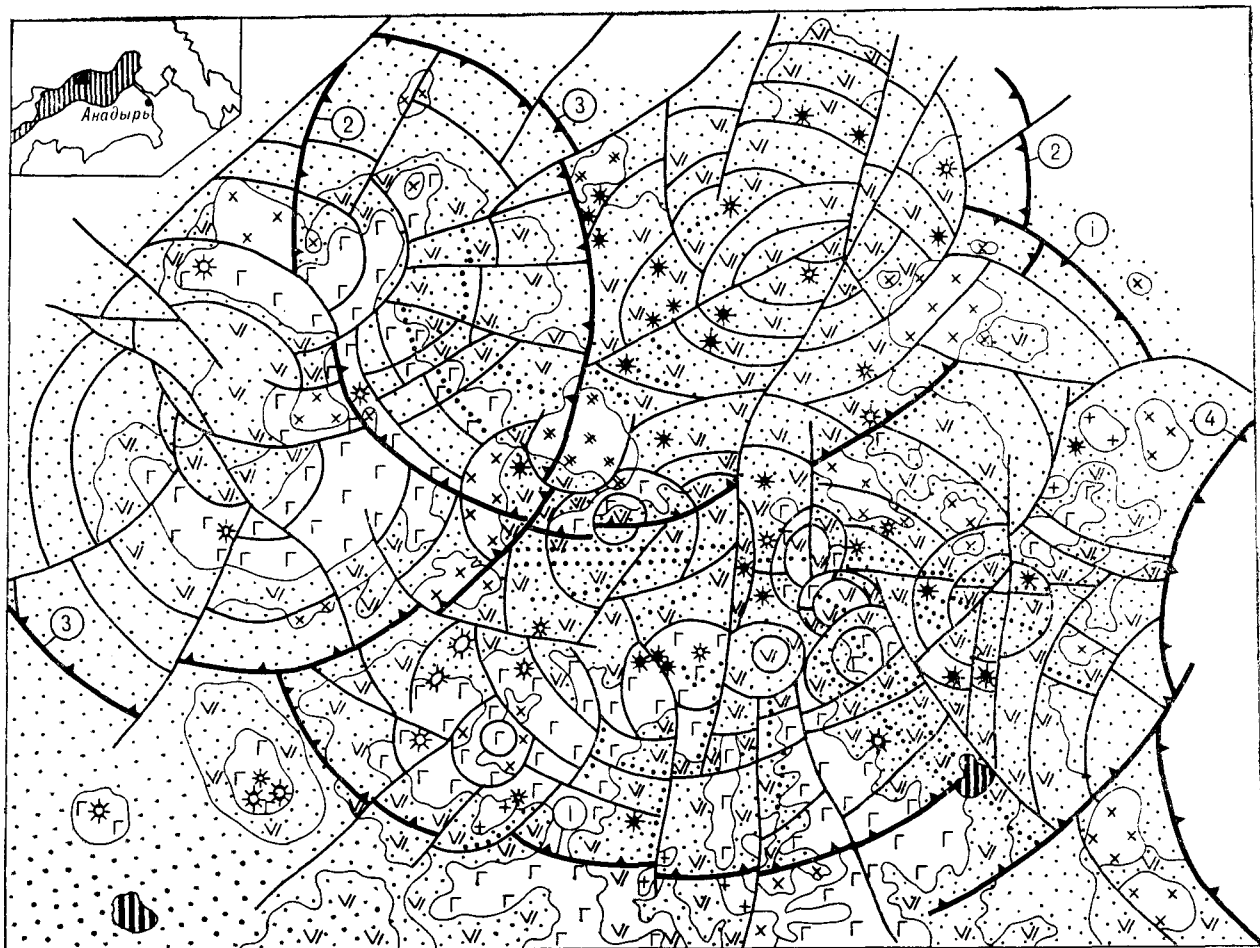
Западнокамчатско-Корякский окраинно-континентальный позднеэоцен-раннемиоценовый вулканический пояс [8, 9] протягивается в северо-восточном направлении через западное побережье Камчатского полуострова и центральную часть Корякского нагорья до Анадырского залива. Его развитие связывается [9] с возникновением сейсмофокальной зоны при субдукции плиты Тихого океана под окраину континента, сформировавшуюся к концу мезозоя на территории Корякии в результате дискретно протекавшей тектонической аккреции. Формировавшийся в основном в позднем эоцене и олигоцене Западнокамчатско-Корякский окраинно-континентальный пояс несогласно перекрыл тектонические покровы и чешуйчатонадвиговые структуры Корякии. Этот пояс имеет признаки выклинивания в северо-восточном направлении и заканчивается, вероятно, в районе Анадырского залива. Северо-восточный сегмент пояса в силу этого теряет сплошность слагающих его вулканитов и распадается на ряд изолированных вулканических ареалов [9]. Одним из таких ареалов является Русскогорский, расположенный в тыловой части названного пояса (рис. 1) на территории Русских гор.

Задачей настоящей статьи является установление особенностей Русскогорского вулканического ареала, обусловленных его позицией в тылу Западнокамчатско-Корякского пояса. Решалась она на основе детального картирования, изучения фациального состава и страти-

более высокими содержаниями высокозарядных литофилов и РЗЭ; эти породы обладают признаками и толеитовой, и шошонитовой серий, приближаясь к внутриплитным образованиям. Предполагается, что при формировании расплавов нижней толщи решающую роль играла субдукционная компонента, а верхней — обогащенный внутриплитный мантийный источник, проявившийся на зачаточной стадии формирования тыловодужного прогиба.

графических разрезов вулканитов Русскогорского ареала, проводившихся нами совместно с сотрудниками объединения «Аэрогеология» А. И. Дворянским и С. В. Пичугиным. При анализе структур Русскогорского ареала были использованы результаты дешифрирования космических снимков. Химический состав пород выяснялся с помощью комплекса методик. Микронзондовые определения выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе «Сателлах» в ИГиГ СО АН СССР (аналитик Л. Н. Поспелова). Породообразующие окислы определены химическим (ИМГРЭ АН СССР) и рентгенофлуоресцентным (ЦЛАВ ГЕОХИ АН СССР) методами; Ва, Rb, Sr, Zr, Y — рентгенофлуоресцентным методом (аналитический центр ИЛСАН, аналитик А. Т. Савичев; ИГиГ СО АН). Содержания РЗЭ установлены методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индукционной плазмой после предварительного отделения и концентрирования суммы РЗЭ методом ионно-обменной хроматографии (аналитический центр ИЛСАН).

**Строение и состав Русскогорского ареала.** Относительно состава вулканитов Русскогорского ареала нет единого мнения. Так, например, В. В. Лебедев (1986 г.) считает, что в распространенной здесь русскогорской свите преобладают породы среднего — основного состава с подчиненным количеством дацитов. Н. С. Афанасьев и В. А. Фараджев [1, 2] установили, что указанная площадь сложена двумя тол-



0 2 4 км

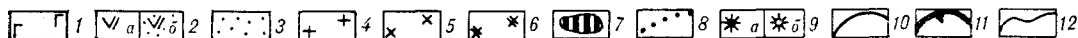


Рис. 1. Геологическая схема западной и центральной части Русскогогорского ареала.

1, 2 — верхнеэоценовые — раннемиоценовые вулканогенные образования: 1 — верхняя толща (базальты, андезитобазальты), 2 — нижняя толща (а — андезитобазальты, андезиты, дациты, б — их туфы, туфогенно-терригенные породы); 3 — эоценовые терригенные отложения; 4—8 — верхнеэоценовые — олигоценовые субвулканические образования: 4 — дацитов и гранодиорит-порфиров, 5 — андезитов и диорит-порфиров, 6 — среднего и умеренно кислого состава, нерасчлененные, 7 — основного состава, 8 — субвулканические дайки, нерасчлененные по составу; 9 — вулканические жерловины, заполненные породами среднего и умеренно кислого (а) и основного состава (б); 10 — дуговые и кольцевые разломы; 11 — периферические дуговые разломы, огораживающие кольцевые вулканотектонические структуры: 1 — Русскогогорскую, 2 — Мамолинскую, 3 — Гребенкинскую, 4 — Поперечинскую; 12 — составляющие линейных зон разломов различной ориентировки.

щами: нижней, включающей широкий спектр пород от базальтов до риолитов, и верхней, состоящей из базальтов и андезитобазальтов. Нами в целом была подтверждена последняя точка зрения. Дополнительные работы позволили уточнить состав толщ Русскогогорского ареала.

Слагающая его нижняя толща несогласно перекрывает морскую терригенную марковскую свиту, содержащую фораминиферы и флору палеоцен-эоценового возраста и моллюски эоцена — раннего олигоцена [1]. Возраст марковской свиты, скорее всего, эоценовый, причем А. Д. Девятилова [4] считает, что эта свита относится к среднему — верхнему эоцену, тогда

как Н. С. Афанасьева и ее коллеги [2] полагают, что она может включать и палеоцен.

Нижняя вулканогенная толща Русскогогорского ареала наиболее широко распространена в его пределах. Она имеет пестрый состав и образована как вулканическими, так и туфогенно-терригенными породами. Первые включают дифференцированный ряд вулканитов андезитобазальтового, андезитового и дацитового состава. На долю андезитобазальтов приходится не более 10—15% объема всех вулканитов рассматриваемой толщи, породы среднего и умеренно кислого состава присутствуют примерно в равных количествах. Особенностью нижней вулканогенной толщи является ее сложный фа-

циальный состав: 40 % ее объема сложено туфами среднего и умеренно кислого состава, среди которых преобладают средне- и крупно-обломочные литокластические разности; 20 % объема толщи слагают потоки дацитов, андезитов, андезитобазальтов, причем мощность отдельных потоков колеблется от десятков сантиметров до первых метров, редко достигая 20—30 м. Широко распространены (не менее 20—30 % объема) в Русскогорском ареале генетически связанные с нижней толщей экстрезивные и субвулканические тела, причем последние имеют весьма разнообразную форму: дайкообразную, линзовидную, коническую, воронкообразную, сложно ветвящуюся «шток-верковую» и т. д. И, наконец, 10—15 % объема рассматриваемой толщи составляют маломощные (от единиц до десятков сантиметров) прослойки туффитов и туфогенно-терригенных пород (песчаников, алевролитов, изредка конгломератов). Эффузивы и субвулканические тела толщи имеют обычно серый с различными оттенками цвет, причем наиболее темные разности (а ими могут быть и дациты) характеризуются стекловатой основной массой. Туфы обладают чаще всего пестрой окраской, а туффиты и туфогенно-терригенные разности имеют желтовато- и зеленовато-серый цвет. Мощность нижней вулканогенной толщи колеблется в пределах 300—700 м.

Сложный фациальный состав нижней вулканогенной толщи обусловлен развитием при ее накоплении системы крупных (15—20 км в диаметре) кольцевых вулканотектонических структур (ВТС), причем каждая из этих структур генетически связана с занимающей центральное положение обособленной магматической камерой, имеющей сравнительно неглубокое залегание. Наиболее крупные из таких очагов на картах геофизических полей сопровождаются локальными гравитационными минимумами [9]. Детальное изучение Русскогорского ареала показало его более сложное, чем это принято считать [7], строение. Здесь выявлены четыре крупные кольцевые структуры — Русскогорская, Мамолинская, Гребенкинская, Поперечинская, возникшие в период формирования вулканитов нижней толщи (см. рис. 1, 2). Их размещение контролируется крупной трансрегиональной системой разломов северо-западного простирания, которые, являясь в палеогене (вместе с северо-восточными разломами) магмоподводящими, в целом выполняли роль сдвигов. В центре каждой из кольцевых структур находится, как правило, узел пересечения упомянутой системы разломов с разломами северо-западной, субширотной и субмеридиональной ориентировки, что особенно четко проявлено в Русскогорской ВТС (см. рис. 1). Следует иметь в виду, что часть этих разломов скрыта

под вулканитами. Высокая концентрация разрывных нарушений обеспечивала повышенную проницаемость земной коры, что явилось благоприятным фактором для локализации магматических камер и развития вокруг них кольцевых вулканотектонических структур.

Рассматриваемые вулканотектонические структуры образованы системой конформных дуговых или кольцевых разломов, сочетающихся с разломами радиальными. Дуговые разломы ограничивают кольцевые и дуговые в плане блоки, ступенчато погружающиеся к центру кольцевой структуры. Наклон слоев и потоков в этих структурах, как правило, центриклиниальный. Установлены две особенности изученных ВТС. Во-первых, это их интерференция, т. е. наложение в плане друг на друга, во-вторых — их сложное строение, обусловленное возникновением орбитально или эксцентрически размещающихся более мелких (дочерних) кольцевых структур диаметром от первых сотен метров до первых километров.

В размещении перечисленных выше фаций в пределах ВТС установлена симметрия центрального типа, что ниже будет проиллюстрировано рядом примеров.

Центральное положение в рассматриваемом ареале занимает наиболее крупная Русскогорская кольцевая структура (см. рис. 1). Судя по наиболее вскрытым центральной и южной ее частям, здесь широко распространены туфы андезитового и дацитового состава, причем по периферии структуры преобладают среднеобломочные разности (в сочетании с туффитами и туфогенными песчаниками и алевролитами), тогда как в центре ее располагаются крупнообломочные и бомбовые туфы, поля которых примыкают к жерловинам. Последние, сложенные андезитами, андезиодацитами и дацитами, локализуются преимущественно в центральной части Русскогорской кольцевой структуры, имея непосредственную связь с предполагаемой центральной магматической камерой. Многороводный вулканизм центральной части рассматриваемой ВТС обусловил развитие здесь ряда небольших кольцевых структур. Особенностью центральной части Русскогорской ВТС является также наличие обширных роев субпараллельных субвулканических даек среднего и умеренно кислого состава, ориентированных в двух направлениях — субширотном и северо-западном. Эти дайки, прорывающие туфы нижней вулканогенной толщи, сопровождаются полями низко- и среднетемпературных изменений (карбонатизация, хлоритизация, эпидотизация).

По периферии Русскогорской ВТС расположены магматические купола, локализация которых предопределена участками пересечения дуговых разломов с радиальными или дуговых

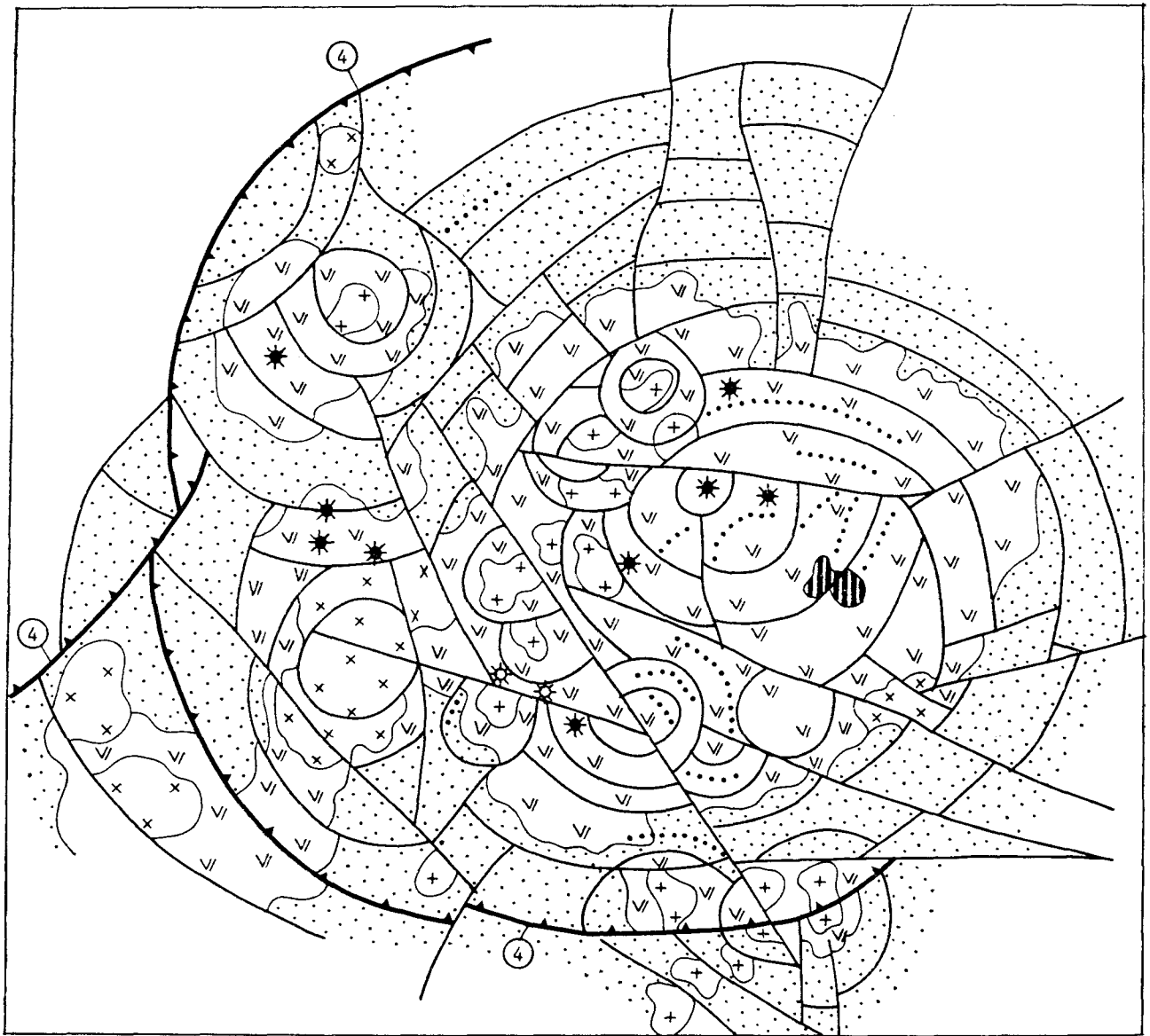


Рис. 2. Геологическая схема юго-восточной части Русскогорского ареала (Поперечинская кольцевая ВТС). Усл. обозн. см. рис. 1.

разломов, принадлежащих разным кольцевым структурам. Центральная часть этих куполов сложена субвулканическими телами среднего и умеренно кислого состава воронкообразной, линзовидной или штокообразной формы. Кроме того, в периферической части Русскогорской ВТС конформно дуговым разломам располагаются субвулканические дайки. Такая локализация субвулканических тел вдоль периферических дуговых разломов связана с возникновением здесь условий растяжения в противоположность испытывавшим сжатие центральным частям кольцевых вулканотектонических структур.

Мамолинская кольцевая вулканотектоническая структура (см. рис. 1), перекрывающая северную часть Русскогорской, сложена преимущественно средне- и крупнообломочными туфами дацитового и андезитодацитового состава, местами чередующимися с немногочисленными потоками эффузивов аналогичного состава. В структурном отношении она менее сложна по сравнению с Русскогорской. Центральная ее часть, эксцентрически смещенная к востоку, содержит сгущение вулканических жерловин, размещающихся среди бомбовых туфов. Присутствует здесь также большое количество дугообразных субвулканических даек,

преимущественно дацитового состава, нередко отходящих непосредственно от жерловин. Более мелкие кольцевые структуры в Мамолинской ВТС немногочисленны. Однако и по ее периферии располагаются магматические купола с крупными субвулканическими телами, обладающими большой неоднородностью. Их эндоконтактные зоны сложены преимущественно лавоподобными породами (чаще всего дацитами), а внутренняя часть, обычно тонко раскристаллизованная, образована мелкозернистыми гранодиоритами. Встречаются случаи неоднородности состава массивов, в пределах которых развиты все переходы от андезитов (диоритов) до дацитов (гранодиоритов), причем резкие границы между этими разностями отсутствуют. Такие массивы характеризуются весьма неравномерным распределением вкрапленников цветных минералов с обогащением ими в одних участках и спорадичностью — в других.

Занимающая крайнее западное положение в Русскогорском ареале Гребенкинская кольцевая структура близка по строению и составу слагающих ее вулканитов к Мамолинской.

От всех трех вышеназванных кольцевых ВТС Поперечнинская кольцевая структура, занимающая наиболее восточное положение в Русскогорском ареале (см. рис. 2), отличается практическим отсутствием пирокластических образований. Она образована пакетом потоков дацитов, в редких случаях — андезитодацитов, довольно однородных по текстурным и структурным признакам. В некоторых случаях удается выявлять центры отдельных вулканических построек, представленных жерловинами. Однако обнаружение последних затрудняется литологическим сходством слагающих их пород с породами потоков. В центральной части рассматриваемой кольцевой структуры размещается большое количество крупных субвулканических даек, как радиальных, так и дуговых. По периферическим дуговым разломам Поперечнинской ВТС орбитально размещаются магматические купола с линзовидными субвулканическими телами дацитов, отличающимися от пород потоков наличием крупных вкрапленников плагиоклазов и цветных минералов, а в некоторых случаях — тонкой раскристаллизацией основной массы. Наиболее выразительно эти купола представлены в западной и южной частях рассматриваемой кольцевой структуры (северная и восточная ее периферии уничтожены эрозией). В этих дочерних магматических куполах обычно наблюдается большое количество даек, располагающихся либо радиально, либо конформно по отношению к дуговым структурным элементам этих куполов.

Верхняя вулканогенная толща Русскогорского ареала имеет весьма незначительное распро-

странение, слагая «столовые» вершины гор в западной и южной его частях. Вероятно, первоначально эта толща слагала субгоризонтально залегающее лавовое плато, несогласно перекрывающее ранее сформировавшиеся кольцевые структуры. Однако позднейшая эрозия расчленила это плато на небольшие разобщенные поля. Кроме того, плато было нарушено блоковыми подвижками по неоднократно обновлявшимся многочисленным дуговым разломам кольцевых структур нижней толщи, вследствие чего ограничения отдельных полей верхней вулканогенной толщи нередко имеют дугообразную форму. Такие поля откартированы в пределах Гребенкинской и западной части Мамолинской кольцевых структур. Наиболее обширные поля верхней толщи размещаются в южной части Русскогорской ВТС. Что же касается Поперечнинской кольцевой структуры, то в ее пределах обнаружены лишь единичные субвулканические тела, комагматичные этой толще.

Состав верхней вулканогенной толщи однообразен: зеленовато-черные и темные буровато-серые андезитобазальты и базальты (обычно массивные, реже вспененные, шлакоподобные), слагающие потоки мощностью от первых до десятков метров. Присутствуют редкие малоомочные (первые метры) потоки пятнистых серо-фиолетовых агломератовых базальтов и андезитобазальтов, состоящие из припаянных друг к другу угловатых глыб лав указанного состава. Кроме того, встречаются единичные прослой (10—20 см) желтовато-серых песчаников и алевролитов. Какие-либо перекрывающие более молодые отложения в Русскогорском ареале отсутствуют. Максимальная видимая мощность этой базальтовой толщи — около 400 м.

Вулканические проявления при формировании верхней толщи носили трещинный характер. При этом вдоль разломов (преимущественно северо-восточной ориентировки) возникали небольшие жерла, иногда сопровождавшиеся шлаковыми конусами и полями бомбовых туфов. Максимальные скопления таких жерловин ныне приурочены к системе северо-восточных разломов, пересекающих северо-западную половину Русскогорской ВТС и примыкающие сегменты Гребенкинской и Мамолинской ВТС (см. рис. 1). От этих жерловин, как правило, отходят сложенные андезитобазальтами и базальтами субвулканические тела, имеющие или дайкообразную форму, или субпластовую, линзовидную, конформную вмещающим породам нижней толщи, среди которых они располагаются. В единичных случаях (обычно на глубоко эродированных участках) вскрываются небольшие штокообразной формы субвулканические тела основного состава. Следует под-

черкнуть, что, несмотря на общую приуроченность вулканических центров верхней толщи к разломам северо-восточной ориентировки, являвшимся при этом главными магмоподводящими структурами, такую же роль выполняли и отдельные дуговые разломы кольцевых структур нижней толщи. К этим дуговым разломам приурочены иногда как жерловины, так и субвулканические дайки верхней толщи.

Верхняя, базальтовая толща прорывается, кроме того, субвулканическими телами среднего и умеренно кислого состава, имеющими линзовидную субпластовую или штокообразную форму. Большое сходство этих пород с субвулканическими образованиями нижней толщи позволяет считать, что при накоплении базальтоидов верхней толщи происходило завершение магматических проявлений, генетически связанных с нижней вулканогенной толщей.

В целом вулканы Русскогорского ареала являются континентальными образованиями, что затрудняет определение их возраста. Фитологические данные по ним отсутствуют. Однако в прослое алевролитов нижней части разреза Русскогорского ареала обнаружена *Epistominella aff. ovegi* (Bhatia) [2], характерная для верхнеэоцен-олигоценовых отложений Бельгии. Абсолютный возраст вулканитов обеих толщ Русскогорского ареала (К—Аг-метод по валовому составу) характеризуется, как это следует из данных Н. С. Афанасьевой, В. А. Фараджева и В. В. Лебедева, незакономерными вариациями значений от 49 до 25 млн лет при единичном анализе 13 млн лет. Суммируя приведенную информацию о возрасте вулканитов Русскогорского ареала, а также факт перекрытия этими породами эоценовой марковской свиты, наиболее вероятным следует считать их позднеэоценово-раннемиоценовый возраст.

**Петрографическая характеристика Русскогорского ареала.** Слагающие нижнюю толщу андезиты и андезитобазальты имеют порфировую структуру. Вкрапленники (20—30 % объема породы) представлены плагиоклазом, ортопироксеном, клинопироксеном и титаномагнетитом. Плагиоклаз образует обычно две генерации, крупные зональные фенокристы (от  $An_{62}$  в центре до  $An_{35}$  по краям зерен) нередко включают более ранний ортопироксен и титаномагнетит. Клинопироксен-авгит ( $En_{41}Fs_{19}Wo_{40}$ — $En_{46}Fs_{14}Wo_{40}$ ) иногда образует сростки. Ортопироксен относится по составу к ряду бронзит — гиперстен ( $En_{66}Fs_{30}Wo_4$  —  $En_{79}Fs_{18}Wo_3$ ), часто содержит включения титаномагнетита. Основная масса характеризуется гиалопилитовой, пилотакситовой или интерсертальной структурой и сложена лейстами плагиоклаза ( $An_{35-40}$ ), зернами клинопироксена, иногда ортопироксена, вулканическим стеклом. Характерно присутствие многочисленных призмочек

апатита и крупных выделений титаномагнетита. Дациты и андезитодациты во вкрапленниках (20—30 %) содержат плагиоклаз (две генерации, от  $An_{45}$  до  $An_{30}$ ), ортопироксен (гиперстен  $En_{62}Fs_{34}Wo_4$  —  $En_{175}Fs_{22}Wo_3$ ), опацифицированную бурюю роговую обманку, титаномагнетит. Основная масса гиалопилитовой или пилотакситовой структуры образована лейстами плагиоклаза ( $An_{30}$ ), редким пироксеном, кислым вулканическим стеклом, титаномагнетитом и удлиненными призмами апатита.

Широко распространенные в верхней толще базальты содержат вкрапленники (15—25 % объема породы), представленные оливином, плагиоклазом (лабрадором  $An_{65-55}$ ), реже — клинопироксеном. Оливин имеет состав от  $Fo_{77}$  до  $Fo_{88}$ , содержит включения более ранних глиноземистых шпинелей. Клинопироксен-авгит ( $X_{Mg} = 75-80$ ) нередко включает более ранние выделения оливина или плагиоклаза. Основная масса интерсертальной, долеритовой или пилотакситовой структуры образована микролитами или лейстами плагиоклаза ( $An_{50}$ ), зернами клинопироксена, реже — оливина, вулканическим стеклом и титаномагнетитом. Андезитобазальты во вкрапленниках содержат плагиоклаз, клинопироксен, подчиненный оливин и/или ортопироксен. Плагиоклаз, как правило, двух генераций, имеет широкий спектр составов от  $An_{50}$  до  $An_{65}$ . Крупные вкрапленники зональные, содержат расплавные включения во внешних зонах. Клинопироксен представлен авгитом ( $En_{43}Fs_{16}Wo_{42}$  —  $En_{47}Fs_{13}Wo_{40}$ ), оливин ( $Fo_{76-85}$ ) содержит включения более ранних шпинелей. Ортопироксен относится к ряду бронзит — гиперстен. Основная масса интерсертальной, микролитовой или пилотакситовой структур сложена лейстами или микролитами плагиоклаза ( $An_{45}$ ), зернами клинопироксена, вулканическим стеклом.

Таким образом, ассоциация фенокристов нижней вулканогенной толщи включает  $Orx + Cpx + Pl \pm Amph + Mt$ , а верхней —  $(Sp) + Ol + Pl \pm Cpx \pm Orx$ . Эти различия в парагенезисах вкрапленников отражают специфику составов исходных расплавов и условий глубинной стадии их кристаллизации.

Следует добавить, что если породы верхней толщи сохраняют неизменным свой петрографический состав по всей площади развития, то состав вулканитов нижней толщи (включая состав и количество фенокристов) меняется от одной кольцевой ВТС к другой, что еще раз доказывает определенную автономность развития промежуточных магматических камер, с которыми генетически связаны эти структуры.

**Химический состав пород Русскогорского ареала.** Петрогеохимические свойства пород обеих толщ Русскогорского ареала указывают на существенные их отличия. Породы нижней

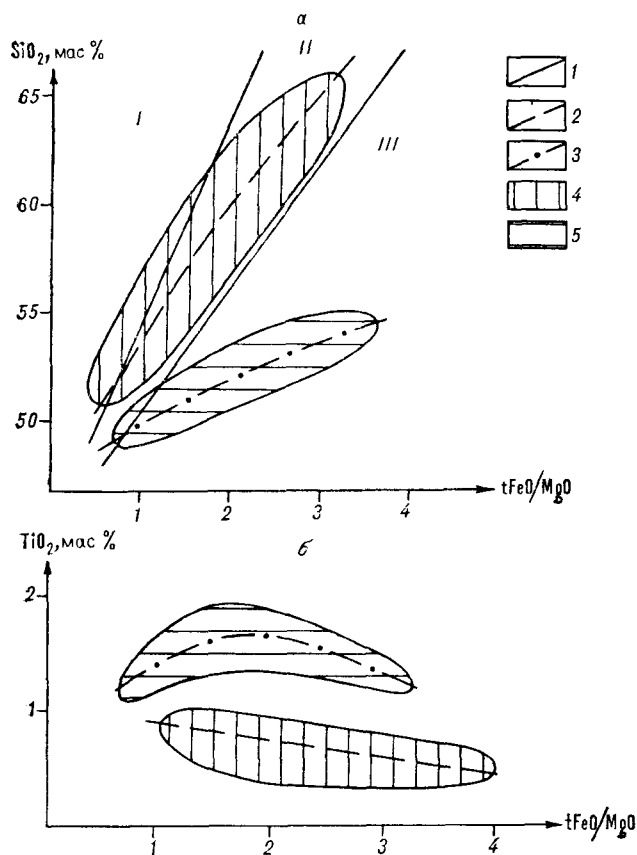


Рис. 3. Диаграммы  $\text{SiO}_2$ — $t\text{FeO}/\text{MgO}$  (а) и  $\text{TiO}_2$ — $t\text{FeO}/\text{MgO}$  (б) для вулканических пород Русскогорского ареала.

1 — границы полей серий (I — известково-щелочной, II — умеренно известково-щелочной, III — толеитовой) по [13]; 2, 3 — тренды дифференциации вулканитов нижней (2) и верхней (3) толщи; 4, 5 — поля составов пород: 4 — нижней толщи, 5 — верхней толщи.

толщи принадлежат к известково-щелочной серии, а вулканиты верхней толщи обнаруживают черты, свойственные как толеитовым, так и шононитовым сериям.

На диаграмме зависимости содержания  $\text{SiO}_2$  от железистости (рис. 3, а) вулканиты верхней и нижней толщ образуют самостоятельные тренды фракционирования. Породы нижней толщи представляют широко дифференцированную по  $\text{SiO}_2$  известково-щелочную серию, для них характерна слабая дифференциация по железистости при повышенных содержаниях кремнезема. Породы верхней толщи характеризуются малой дифференцированностью по  $\text{SiO}_2$  и устойчивым возрастанием железистости в ходе дифференциации при умеренных содержаниях  $\text{SiO}_2$ , что свойственно толеитовым сериям пород. Различные эволюционные тенденции прослеживаются и на диаграмме зависимости содержаний  $\text{TiO}_2$  от железистости (рис. 3, б). Вулканиты нижней толщи отличаются низкими содержаниями титана ( $\text{TiO}_2 = 0,4\text{—}1,05\%$ ) и имеют умеренно известково-щелочной тренд

фракционирования. Среди них особенно низкими содержаниями титана ( $\text{TiO}_2$  от 0,4 до 0,6 %) отличаются андезиты и дациты Поперечинской ВТС. Базальтам и андезитобазальтам верхней толщи свойственны повышенные содержания  $\text{TiO}_2$  (1,35—2,05 %), и они образуют тренд дифференциации, характерный для толеитовых серий. На диаграмме зависимости содержания  $\text{TiO}_2$  от  $100 t\text{FeO}/(t\text{FeO} + \text{MgO})$  [3] породы верхней толщи попадают в поле вулканитов межплитных разломов, а породы нижней — в поле вулканитов островных дуг.

Вулканиты обеих толщ являются умеренно щелочными (табл. 1). Однако базальты и андезитобазальты верхней толщи имеют несколько более высокую суммарную щелочность (до 6,3 %) за счет более высоких концентраций калия. На диаграмме зависимости  $\text{K}_2\text{O}$  от  $\text{SiO}_2$  они попадают в поле умеренно калиевых пород [16], тогда как фигуративные точки составов вулканитов нижней толщи располагаются у нижней границы этого поля, а частично попадают и в область низкокалиевых пород. Самые низкие содержания  $\text{K}_2\text{O}$  (0,4—0,5 %) имеют андезиты и андезитобазальты Русскогорской ВТС. Породы обеих толщ характеризуются низкими значениями  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (0,15—0,3) и высокой глиноземистостью ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16,7\text{—}19,5\%$ ).

Высказывавшееся выше мнение об относительной автономности развития промежуточных магматических камер при формировании нижней вулканогенной толщи Русскогорского ареала находит подтверждение и при анализе химических свойств пород названной толщи в латеральном направлении. Как было показано, свойства эти при сохранении главных петрохимических тенденций несколько меняются от одной вулканотектонической структуры к другой.

Петрохимические свойства пород обеих толщ находятся в соответствии с описанными выше ассоциациями содержащихся в них вкрапленников. Для вулканитов известково-щелочной серии (нижняя толща) характерно присутствие во вкрапленниках амфибола и титаномagnetита, представляющего собой ликвидусный минерал, поскольку он встречается в фенокристах плагиоклаза и пироксена. Это говорит о высокой содержании летучих компонентов и высокой фугитивности кислорода в исходных расплавах. Для вулканитов недифференцированной серии (верхняя толща) последовательность появления кристаллических фаз (Sp)—Ol—Pl—Srx, согласующаяся с вариациями химизма в ходе эволюции (накопление Ti, P и щелочей, рост железомagneйного отношения), свидетельствует о незначительной обводненности родоначальных магм [6]. Различное содержание водного флюида в исходных распла-

Химические анализы пород Русскогорского вулканического ареала

Образец	Породообразующий окисел, мас. %										Элемент, ppm				
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO *	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ba	Rb	Sr	Y	Zr
1. П-134/11	49,75	1,77	17,16	9,55	0,16	7,96	9,45	3,15	0,71	0,32	306	10	800	18	144
2. П-134/6	51,60	1,56	18,77	7,94	0,14	5,81	8,65	4,14	0,92	0,45	256	8	926	21	115
3. П-134/9	53,71	1,43	19,03	7,68	0,12	4,34	8,17	4,18	0,97	0,36	301	11	955	23	128
4. П-212/2	53,51	2,05	17,45	8,23	0,12	5,65	7,33	3,89	1,30	0,46	313	12	575	29	237
5. П-12/9	54,35	1,74	18,25	8,15	0,12	3,88	7,48	4,35	1,22	0,46	346	19	710	28	217
6. П-115/2	56,13	1,62	18,30	7,75	0,11	2,86	6,33	4,96	1,39	0,55	368	26	668	35	260
7. П-201/25	56,31	1,16	18,58	6,94	0,12	4,62	7,37	3,76	0,87	0,28	418	13	883	19	148
8. W-5/4	58,18	1,06	16,64	6,49	0,11	5,45	6,12	4,17	1,39	0,37	401	21	470	21	165
9. П-240/13	60,70	0,75	18,04	5,39	0,10	3,43	6,80	3,86	0,62	0,29	444	19	940	21	149
10. П-240/8	61,15	0,73	17,81	5,41	0,09	3,31	6,03	4,01	1,18	0,28	449	27	800	35	216
11. П-240/18	57,80	1,00	18,63	6,79	0,15	3,99	7,04	3,84	0,44	0,29	398	15	770	24	147
12. П-82/2	67,69	0,47	16,74	4,06	0,06	1,36	4,51	3,74	1,21	0,16	381	27	480	23	150

Примечание. 1—5 — базальты и андезитобазальты верхней толщи; 6—12 — андезиты и дациты нижней толщи; FeO\* = tFeO. Определения породообразующих окислов выполнены в лаб. ИМГРЭ методом мокрой химии, Ba, Rb, Sr, Y, Zr определены рентгенофлуоресцентным методом (аналитический центр ИЛСАН, аналитик А. Т. Савичев.)

вах описанных выше серий подтверждается также присутствием больших объемов пирокластических пород в нижней толще и почти полным отсутствием их в верхней.

В геохимическом отношении вулканыты обеих толщ имеют повышенные содержания Ba, Rb, Sr, Zr, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, высокие отношения Zr/Y (6—10). На диаграмме зависимости Zr/Y от Zr [15] фигуративные точки их составов образуют поле в области внутриплитных базальтов (рис. 4). Однако наряду с общими тенденциями химизма есть и некоторые различия. Так, на фоне повышенных содержаний Zr вулканыты нижней толщи по сравнению с верхней имеют более низкие его концентрации (соответственно 100—140 и 130—280 ppm) при более высоких содержаниях кремнезема. Такая же закономерность имеется и для содержаний Y, в результате чего отношение Zr/Y получается близким для обеих групп пород.

По содержанию P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> вулканыты рассматриваемых толщ близки к породам окраинно-континентального Андийского вулканического пояса, хотя в последнем уровень содержания P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в целом выше [10]. Однако в породах двух сравниваемых толщ имеются и существенные отличия по этим параметрам. Вулканыты верхней толщи (табл. 2) обогащены легкими лантаноидами при достаточно низких концентрациях Yb, отношение (La/Yb)<sub>N</sub> колеблется от 5 до 8, а (La/Sm)<sub>N</sub> — от 1,8 до 2,9 (рис. 5). По этим характеристикам они обнаруживают сходство с вулканытами тыловой зоны Анд, а также с производными обогащенного внутриплитного источника [5]. Андезиты нижней вулканической толщи характеризуются более низкими содержаниями всей суммы P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> при отношениях (La/Yb)<sub>N</sub> и (La/Sm)<sub>N</sub>, аналогичных таковым для базальтов верхней толщи. Близкие содержания и характер распределения P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> имеют андезиты центральной (осевой) зоны Андийского вулканического пояса. Более низкие (по сравнению с базальтами) концентрации легких P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в менее магнезиальных и более кремнистых породах нижней толщи, вероятно, свидетельствуют о том, что они не яв-

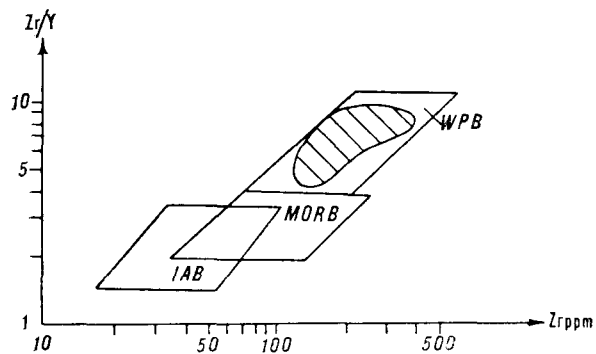


Рис. 4. Диаграмма Zr/Y — Zr для вулканических пород Русскогорского ареала.

Заштриховано поле составов вулканытов нижней и верхней толщ Русскогорского ареала. MORB — базальты COX; WPB — внутриплитные базальты; IAB — островодужные базальты [15].

Таблица 2  
Содержания редкоземельных элементов (г/т) в эффузивных породах Русскогорского ареала

Образец	Элемент							
	La	Ce	Nd	Sm	G	Er	Yb	
1. П-12/1	17	50	20	6,6	1,6	5,0	2,8	2,2
2. П-212/2	18	50	19	5,6	2,2	5,0	2,4	1,9
3. П-201/5	26	70	38	5,8	1,6	5,2	3,6	2,0
4. П-173	21	55	19	5,0	1,8	4,4	2,5	1,6
5. П-152/4	22	70	23	5,8	1,3	4,6	2,2	1,6
6. П-78	16	37	13	3,6	1,0	3,1	1,5	1,1

Примечание. 1—5 — базальты и андезитобазальты верхней толщи; 6 — андезит нижней толщи. Анализы P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> выполнены в АЦ ИЛСАН.



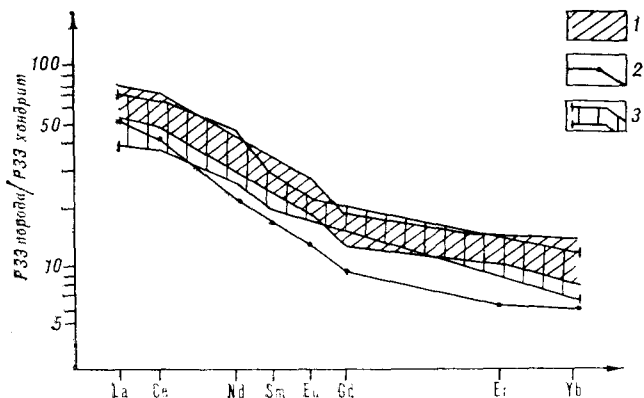


Рис. 5. Вариации содержаний РЗЭ, нормализованных к хондриту (по [14]), в вулканических породах Русскогорского ареала и тыловой части Андийского вулканического пояса.

Содержания РЗЭ: 1 — в базальтах и андезитобазальтах верхней толщи Русскогорского ареала, 2 — в андезитах нижней толщи Русскогорского ареала, 3 — в базальтах и андезитобазальтах тыловой части южного сегмента Андийского окраинно-континентального вулканического пояса [12].

ляются дифференциатами базальтов верхней толщи, а представляют собой самостоятельную серию.

**Обсуждение результатов.** Итак, в изучаемом районе, расположенном в тыловой части Западнокамчатско-Корякского окраинно-континентального пояса, выделены две вулканические серии. Нижней толще соответствует дифференцированная (от андезитобазальтов до дацитов) известково-щелочная серия, низкотитанистая ( $TiO_2 = 0,4-1\%$ ), обогащенная крупноионными литофилами (КИЛ), Zr,  $P_2O_5$ , легкими лантаноидами, с высокими отношениями Zr/Y,  $(La/Yb)_N$ ,  $(La/Sm)_N$ . Верхней толще отвечает слабо дифференцированная (базальты и андезитобазальты) с железистым трендом фракционирования серия, обогащенная КИЛ, с более высокими содержаниями K, Ti, Zr, легких РЗЭ, с высокими отношениями Zr/Y,  $(La/Yb)_N$  и  $(La/Sm)_N$ . По обогащению высокозарядными литофилами (ВЗЛ) и РЗЭ слабо дифференцированная серия приближается к внутриплитным образованиям.

Таким образом, на примере Русскогорского ареала установлено, что тыловая часть Западнокамчатско-Корякского вулканического пояса обладает сложным строением. Наиболее широко здесь распространены типичные для окраинно-континентальных поясов известково-щелочные вулканы (нижняя толща Русскогорского ареала), которые известны и в других частях названного пояса. Венчающие разрез этого ареала базальтоиды, имеющие признаки внутриплитных образований, составляют специфическую изученной тыловой части Западнокамчатско-Корякского вулканического пояса и во фронтальной его части не распространены. Аналогичное сочетание «обогащенных» и «необогащенных» вулканических серий отмечено и в тыловой части Андийского пояса [12], что объясняется [11] участием в магмообразовании двух компонентов: субдукционного и обогащенного мантийного, внутриплитного. Эти данные позволяют предположить, что в образовании изученных пород Русских гор принимали участие две составляющие. Первая из них, субдукционная, обеспечивала повышенные содержания крупноионных литофилов в результате переноса данных элементов водными флюидами из зоны субдукции в вышележащую зону плавления мантии. Вторая, мантийная (материал из внутриплитного), обусловила повышенный уровень высокозарядных литофилов и легких редкоземельных элементов. В зависимости от соотношения этих составляющих образовались более (большой вклад мантийного компонента) или менее обогащенные серии пород, соответствующие верхней и нижней вулканическим толщам.

Другими словами, в тыловой части Западнокамчатско-Корякского вулканического пояса на завершающих этапах его развития проявилось действие внутриплитного обогащенного мантийного источника, что может служить индикатором начала формирования тылового островодужного прогиба на досрединговой его стадии.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьева Н. С. Основные черты эоценового магматизма Пенжинского прогиба (Северо-Восток СССР) // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1972. — № 11. — С. 17—21.
2. Афанасьева Н. С., Гладенков Ю. Б., Серова М. Я. Новые данные о расчленении центральной части Пенжинского прогиба (Корякское нагорье) // Сов. геология. — 1974. — № 4. — С. 53—67.
3. Богачиков О. А., Рябчиков И. Д. Новые данные о происхождении коматитовых серий // Геология и геофизика. — 1984. — № 12. — С. 88—97.
4. Деятелилова А. Д. Биостратиграфическое расчленение палеогеновых отложений северной части Пенжинского прогиба // Кайнозой Северо-Востока

СССР: Тез. докл. на Межведом. стратиграф. совещ. — Магадан, 1975. — С. 99—105.

5. Кеппельская П. К. Геохимические типы примитивных андезитов в зонах перехода океан — континент // Мафитовые формации зон активизации на разных этапах эволюции литосферы. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. — С. 57—67.
6. Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. — М.: Недра, 1981.
7. Третьяков А. В. Геодинамика рудоносных морфоструктур Пенжинско-Анадырской складчатой зоны // Геодинамика морфоструктур. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. — С. 98—105.
8. Слатова Н. И. Меловой — палеогеновый вулканический пояса зоны перехода Верхояно-Чукотской и Коряк-

ско-Камчатской областей // Геотектоника.— 1979.— № 5.— С. 98—115.

9. *Филатова Н. И.* Периокеанические вулканогенные пояса.— М.: Недра, 1988.
10. *Dostal Y. J., Zentilli M., Caelles J. C.* Geochemistry and origin of volcanic rocks of the Andes (26—28 °S) // *Contrib. Miner. and Petrol.*— 1977.— V. 63.— P. 113—128.
11. *Harmon R. S., Barreiro B. A. (editors).* Andean magmatism: chemical and isotopic constraints.— Shiva Publishing Limited, 1984.
12. *Hickey R. L., Frey F. A., Gerlach D. C.* Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34°—41 °S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust //

Институт литосферы АН СССР  
Москва

*J. Geophys. Res.*— 1986.— V. 91, N B6.— P. 5963—5983.

13. *Miyashiro A.* Volcanic rocks series in island in arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.*— 1974.— V. 274, N 4.— P. 321—365.
14. *Nakamura N.* Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // *Geochim. et Cosmochim. Acta.*— 1974.— V. 38, N 5.— P. 757—775.
15. *Pearce J. A., Norry J. M.* Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // *Contrib. Miner. and Petrol.*— 1979.— V. 69, N 1.— P. 33—47.
16. *Peccerillo A., Taylor S. R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, North Turkey // *Ibid.*— 1976.— V. 58, N 1.— P. 63—81.

Поступила в редакцию  
14 июля 1989 г.

УДК 551.24/550.832.3 : 550.838(265.53)

О. С. Корнев

## ГЕОМАГНИТНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ФУНДАМЕНТЕ ОХОТОМОРСКОЙ ПЛИТЫ

Сравнительный анализ геологических и магнитометрических данных позволяет выделить в пределах фундамента Охотоморской плиты площади развития эффузивов основного и среднего состава преимущественно мезозойского возраста, которые по южному краю

Охотоморская плита — крупный структурный элемент зоны перехода от Азиатского континента к океану. Она представляет собой эпимезозойскую платформу с чехлом недислоцированных и слабодислоцированных кайнозойских осадков и гетерогенным фундаментом дислоцированных докайнозойских образований. Верхняя часть фундамента сложена породами мезозойского возраста [11]. Фундамент плиты изучался главным образом комплексом геофизических методов, среди которых наиболее разносторонняя информация, по нашему мнению, была получена с помощью магнитометрии. Геологические исследования фундамента плиты до недавнего времени характеризовались небольшим объемом станций драгирования [2, 7, 8], что позволило иметь лишь самые общие представления о комплексе пород, слагающих его. Лишь в последние годы [3—6, 14, 20] и особенно в рейсах НИС «Пегас» 28-м (1984 г.) и 31-м (1986 г.), проведенных нами в рамках плана НИР Института морской геологии и геофизики ДВО АН СССР, появился обширный материал, достаточно полно характеризующий состав и возраст пород для всех крупных положительных морфоструктурных элементов плиты, а также их некоторые петромагнитные свойства. Накопленная таким образом геологическая информация в сравнительном анализе с данными магнитометрии Охотоморского региона позволила получить общее представление о размещении отдельных генетических комплексов и наметить структурно-геологическую схему мезозойских образований Охотоморской плиты.

Охотоморский регион обладает очень сложным знакопеременным магнитным полем с большой вариацией интенсивности и градиентов [7, 18—20, 26, 31, 33]. В пределах описываемой части Охотского моря (рис. 1) можно

плиты образуют флексуру. Выделяются отдельные массивы мезозойских гранитоидов. В районе Охотоморского свода предполагается существование обращенной структуры верхнемелового прогиба.

выделить пять аномальных зон, отражающих в своей морфологии особенности геологического строения: Северо-Охотоморскую, Присахалинскую, Западно-Охотоморскую, Южно-Охотоморскую, Камчатско-Охотоморскую. В пределах этих зон в разной степени получили развитие как высокомагнитные, так и практически немагнитные образования. Магнитная восприимчивость пород акватории была изучена автором на каменном материале экспедиций ИМГиГ ДВО АН СССР (рис. 2) на НИС «Орлик» (рейс 3-й) и «Пегас» (рейсы 21-й, 25-й, 28-й, 31-й) и отражена в табл. 1 и 2. Результаты исследований свидетельствуют о том, что породы осадочного чехла в подавляющем большинстве являются практически немагнитными. Аномальные значения у отдельных образцов осадочных пород, драгированных на поднятии Института океанологии, объясняются наличием значительного количества туфогенного материала, насыщенного ферромагнетиком. Анализ обширного материала о магнитности пород осадочного чехла подводного склона Курильской гряды [17] и подводного обрамления Южно-Охотской впадины [14] свидетельствует о том, что подобные образования не могут вызывать магнитное поле высокой напряженности из-за магнитной дезориентированности ферромагнетика в этих породах [24].

Практически немагнитным является также комплекс метаморфизованных пород, и в том числе их контактово-измененных разновидностей. Среди них встречаются лишь отдельные образцы с довольно высокой магнитной восприимчивостью, представленные образованиями вмещающего комплекса: например, ороговикованные андезиты банки Ионы (до  $2200 \times 10^{-6}$ )\*.

\* Значения магнитной восприимчивости здесь и ниже следует читать:  $n \cdot 10^{-6} \cdot 4\pi$  СИ.

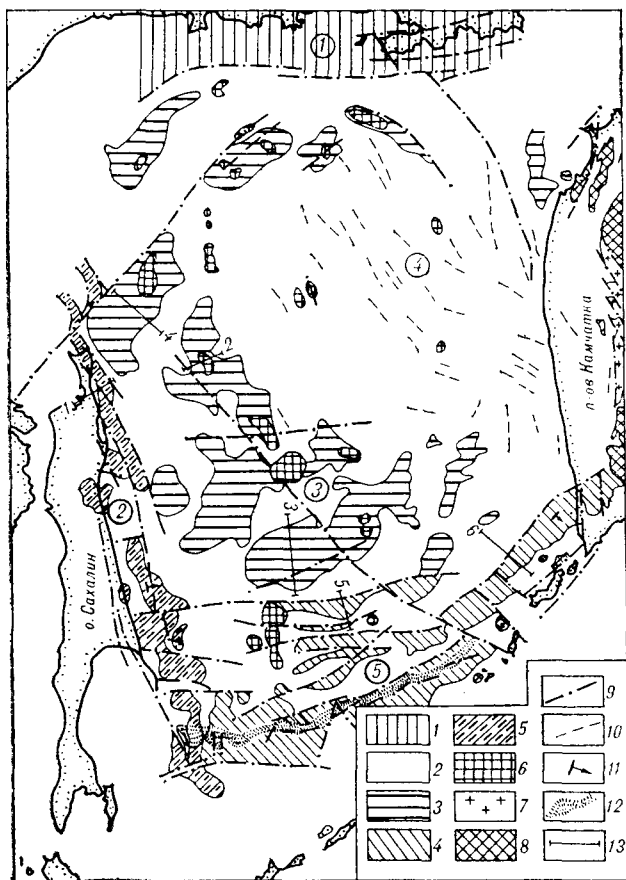


Рис. 1. Районирование Охотоморской плиты по морфологии аномального магнитного поля и схема размещения геомагнитных образований ее фундамента.

Цифры в кругах — аномальные зоны (1 — Северо-Охотоморская; 2 — Присахалинская; 3 — Западно-Охотоморская; 4 — Камчатско-Охотоморская; 5 — Южно-Охотоморская). 1 — область развития геомагнитных образований Охотско-Чукотского вулканического пояса; 2 — мезозойские слабомагнитные породы преимущественно осадочного комплекса; 3 — мезозойские вулканы преимущественно среднего и основного состава Западно-Охотоморской зоны; 4 — то же Южно-Охотоморской зоны; 5 — образования офиолитового комплекса; 6 — мезозойские интрузии преимущественно гранитоидного состава; 7 — домезозойский комплекс пород Камчатки; 8 — кайнозойские вулканы преимущественно основного и среднего состава; 9 — разрывные нарушения; 10 — линии простирания дислокаций стратифицированного комплекса пород; 11 — элементы залегания; 12 — высокоградиентный склон северного борта Южно-Охотской глубоководной котловины; 13 — линии интерпретационных профилей.

Наиболее высокие значения магнитной восприимчивости установлены нами для магматических пород, среди которых максимальные значения у диоритов и базальтов (см. табл. 2). В целом же магнитная восприимчивость достаточно высока практически для всех разновидностей интрузивных образований ( $480-10000 \cdot 10^{-6}$ ), за исключением лейкократовых гранитоидов ( $01-88 \cdot 10^{-6}$ ). Среди эффузивного комплекса отмечаются две группы с резко различной магнитной восприимчивостью. Это породы основного и среднего состава ( $1400-8800 \cdot 10^{-6}$ ) и кислого состава ( $10-110 \cdot 10^{-6}$ ).

Однако среди последних изредка наблюдаются и высокие значения, характерные для эффузивных дацитов ( $2400 \cdot 10^{-6}$ ), а также кислых эффузивов (до  $1800 \cdot 10^{-6}$ ), принадлежащих, по-видимому, к игнимбритовым образованиям. Низкую (или пониженную) магнитную восприимчивость имеют вторично измененные (окварцованные, с сульфидной минерализацией, выветрелые) породы.

Приведенная характеристика магнитности драгированных пород Охотского моря дает основание считать, что преимущественный вклад в аномальное магнитное поле региона принадлежит магматическим породам фундамента и, следовательно, характер поля аномальных зон отражает особенности геологического строения этого фундамента.

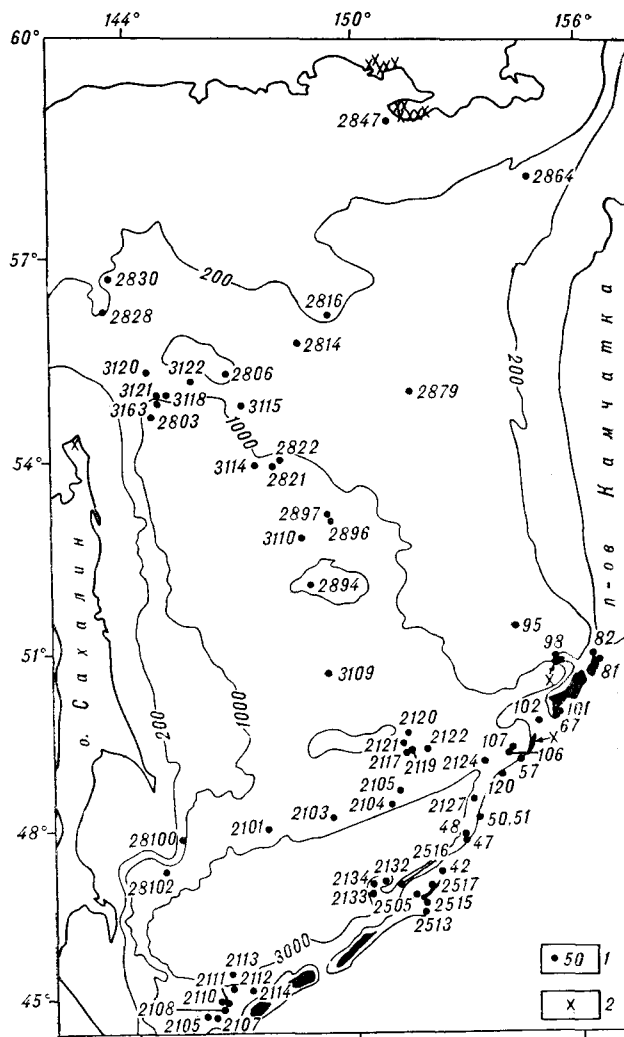


Рис. 2. Схема размещения станций драгирования (1) и участков суши (2), породы которых изучались на магнитную восприимчивость.

Нумерация станций 3-го рейса НИС «Орли» с 42 по 120. Станции НИС «Пегас» — четырех- и пятизначные числа, где первые две цифры означают номер рейса.

Магнитная восприимчивость пород осадочного чехла Охотского моря (значения в  $\cdot 10^{-6}$  эд СИ)

Породы	Присахалинские	Северное Приохотье	Банка Ионы	Охотский свод	Возвышенность Института океанологии	Возвышенность Академии наук СССР	Курильский склон	Впадина ТИПРО
Песчаники, туфопесчаники	32—50		34—41					
Туфоалевролиты	21, 26, 30 800—1000						$\frac{500-2000}{900}$ 5	13—18
Алевролиты	32, 36, 50		$\frac{2-8}{4}$ 5		8—50			
Аргиллит	$\frac{8-70}{20}$ 29	18, 21, 29		$\frac{18-90}{60}$ 9	14—15		$\frac{24-29}{25}$ 5	
Железомарганцевые корки	$\frac{80-420}{250}$ 4					$\frac{35-680}{250}$ 13	80, 100, 400, 420	
Ил, глина (сухой осадок)	$\frac{20-100}{50}$ 5					8, 55, 100 110		

Примечание. Здесь и в табл. 2 в числителе — интервал значений магнитной восприимчивости; в знаменателе — среднее ее значение; отдельные значения (или их группы) — единичные измерения; справа от дроби — количество замеров.

Рассмотрим природу каждой аномальной зоны\*.

**Северо-Охотоморская зона** прослеживается вдоль побережья Северного Приохотья широтной полосой (см. рис. 1). Ширина зоны изменяется от 35—40 до 150—165 км. Интенсивность магнитного поля варьирует в пределах  $-300 \div +100$  нТл, его горизонтальный градиент достигает 100 нТл/км, но чаще 35—40 нТл/км. Отмечается вытянутость аномалий в широтном и восточно-северо-восточном направлениях. Магнитное поле Северо-Охотской зоны по характеру своей морфологии сходно с полем прилегающей суши, но имеет меньшую контрастность, и можно наблюдать, как поле суши, не меняя основных морфологических признаков, прослеживается на акваторию. Особенно четко это проявляется в районе п-ова Кони и о. Завьялова. Район сложен главным образом вулканогенным комплексом юры, залегающим на верхнем триасе, прорванном раннемеловыми интрузиями гранитоидного состава.

Триасовую часть разреза слагают туфогенно-осадочные образования с магнитной восприимчивостью  $20-80 \cdot 10^{-6}$  [16]. Низкие значения ( $30-60 \cdot 10^{-6}$ ) имеют также алевролиты, песчаники, глинистые сланцы и туфы андезитодацитов. Несколько повышенной магнитностью ( $100-500 \cdot 10^{-6}$ ) обладают андезитовые туфы. Породы среднего отдела юры, имеющие наибо-

лее широкое развитие, представлены вулканогенными образованиями среднего и основного состава, магнитная восприимчивость которых варьирует в широких пределах ( $1200-7000 \times 10^{-6}$ ).

Осадочные породы мезозойского разреза и их туфогенные разновидности имеют магнитную восприимчивость в пределах от 40—50 до  $340-640 \cdot 10^{-6}$ . Среди интрузивного комплекса наиболее широко развиты крупные массивы гранодиоритового состава, которые в периферических частях сменяются диоритами. Магнитная восприимчивость гранитоидов варьирует в пределах  $250-6000$  и даже  $7000 \cdot 10^{-6}$  с модальным значением  $1600-2000 \cdot 10^{-6}$ , диоритов —  $4250-8000 \cdot 10^{-6}$ .

Кайнозойский комплекс пород имеет крайне ограниченное распространение и представлен практически немагнитными грубообломочными отложениями. Было установлено, что на п-ове Кони и в районе Магадана наиболее интенсивные положительные аномалии приурочены к зонам эндоконтактов гранитоидных плутонов с юрскими эффузивами среднего и основного состава [16]. Аномалии интрузивных эндоконтактов достигают интенсивности  $1000-2500$  нТл с градиентами 133,3 нТл/км. Они образуют группы и реже представляют собой одиночные аномалии, фиксируя зоны развития эндоконтактовых образований раннемеловых плутонов. Нередко среди этих аномалий возникают кольцевые или кольцеобразные формы. Широкое развитие дипольных аномалий с учетом их геологической природы свидетельствует о неглубоком залегании нижних кромок маг-

\* Параметры аномального магнитного поля без ссылки на литературу приводятся по материалам М. Л. Красного, В. М. Воробьева (ИМГиГ ДВО АН СССР).

Магнитная восприимчивость мезозойских пород фундамента Охотского моря (значения в  $\text{п} \cdot 10^{-6} \cdot 4\text{л СИ}$ )

Породы	Курилы*	Возвышенность Академии наук СССР	Возвышенность Института океанологии	Банка Каше-варова	Банка Ионы	Северное Приохотье	Присахалинье	Охотский свод
Гранит		$\frac{300-1800}{1800}^{18}$ $\frac{0-10}{1}^{10}$	1100, 1200, 1300	$\frac{570-1100}{1000}^8$	950	$\frac{19-88}{40}^6$		40
Гранодиорит, кварцевый диорит		$\frac{400-2400}{1690}^{19}$	$\frac{1000-2400}{1750}^{20}$	$\frac{610-2600}{1750}^{117}$ 80, 100, 140	1400—2800	$\frac{280-2900}{900}^8$		1400, 1900, 1900
Диорит		$\frac{500-3800}{1870}^{21}$	$\frac{1300-3800}{2300}^{13}$	1000—1500, 3200—4200	12—74	$\frac{1900-2200}{2050}^4$		
Сyenит	$\frac{350-3000}{1300}^{12}$	$\frac{600-3300}{2000}^{15}$	1400, 1400, 1500	$\frac{800-1600}{1045}^{24}$	3600, 4000			
Долерит, диабаз		$\frac{400-1800}{1100}^7$ $\frac{700-4600}{2400}^{10}$	$\frac{250-3200}{1500}^8$	$\frac{900-1400}{1150}^4$	4800, 4900			
Базальт	$\frac{500-3000}{790}^{23}$ $\frac{550-2200}{1400}^8$	$\frac{1400-8800}{3950}^{18}$ $\frac{360-740}{400}^4$	$\frac{1600-5000}{3000}^7$	1600—2000	$\frac{580-1200}{900}^5$			
Андезит	$\frac{500-3200}{1200, 2100}^{57}$	$\frac{300-5000}{1400}^{49}$	$\frac{480-1200}{700}^{11}$	$\frac{400-3800}{1200}^{25}$	420—550	$\frac{920-5200}{1500}^{13}$		
Габброиды		$\frac{900-2200}{1300}^{13}$ 600, 6200, 5800	$\frac{1600-10000}{3900}^7$	$\frac{490-1600}{1000}^{12}$	420—550, 1100—1600	$\frac{920-5200}{2250}^{13}$		
Дациит	$\frac{1500-2400}{1880}^{13}$ 400—450	$\frac{5-140}{50}^{19}$ $\frac{290-1500}{840}^9$		$\frac{12-96}{45}^8$		130, 180, 280		
Эффузивы кислые	700 $\frac{10-15}{20}^8$	$\frac{10-250}{40}^{53}$ 450, 1600, 1800	$\frac{10-780}{110}^{17}$					
Туфы	41, 43, 49	$\frac{0-68}{20}^{20}$ $\frac{300-1800}{1230}^{13}$	$\frac{14-8000}{180}^8$				$\frac{12-50}{25}^8$	
Туфопесчаники		70, 95	$\frac{13-440}{230}^{29}$	$\frac{25-38}{30}^4$	$\frac{38-310}{110}^9$			
Туфоалевролиты	$\frac{550-700}{620}^4$	1400, 1570, 1800	42, 50, 53	51, 52, 53	36, 66, 81			
Песчаник			$\frac{33-68}{50}^5$					
Метаморфические сланцы			$\frac{30-800}{340}^8$	$\frac{10-31}{25}^{22}$				$\frac{24-31}{30}^4$
Роговики	$\frac{0-3}{0,5}^{11}$	$\frac{0-10}{3}^6$	$\frac{14-560}{95}^{19}$	$\frac{4-32}{15}^{44}$				
Ороговикованная порода			1400, 1500, 1800					

\* Возраст пород, кроме сyenита, кайнозойский.

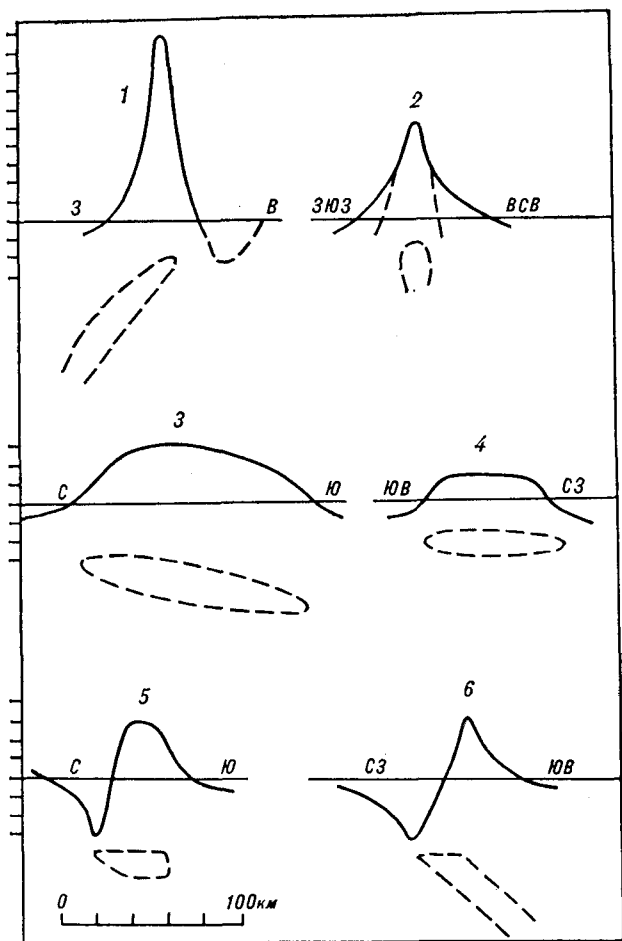


Рис. 3. Исходные кривые некоторых локальных аномалий магнитного поля Охотоморской плиты и их интерпретация.

1 — образования офиолитового комплекса; 2 — интрузивные образования; 3—6 — вулканогенные образования; 3, 4 — Западно-Охотоморской, 5, 6 — Южно-Охотоморской зоны. Одно деление вертикального масштаба соответствует 100 нТл. Номера над кривыми соответствуют номерам профилей на рис. 1.

нитных тел, а аналогичность морфологии аномальных полей суши и прилегающей акватории — о сходстве их геологической природы.

Пересчеты аномального поля этого региона на 15 км в верхнее полупространство [20] показали, что интенсивные аномалии исчезают и в целом отмечается снижение интенсивности поля с моря на сушу, где она не превышает 100 нТл. Последнее говорит не только о неглубоком залегании магнитных масс, но и о том, что мощность магнитоактивного слоя увеличивается с суши в море и может быть объяснена более значительной эрозией этого слоя на суше. Поскольку северное Прихожье является краевой частью Охотско-Чукотского вулканического пояса [1, 9, 35], прилегающую часть акватории следует отнести к той же структурно-геологической системе. Граница этого пояса, судя по резкой смене южного края магнитного

поля Северо-Охотоморской зоны ровным полем Камчатско-Охотоморской зоны, имеет дизъюнктивный характер и представляет собой кулисообразную систему швов, проходящую южнее побережья (см. рис. 1).

Присахалинская зона прослеживается относительно узкой (25—30 и 80 км) полосой (около 1200 км) через весь шельф восточного Сахалина. Зона представляет собой пояс высокоградиентных, часто знакопеременных аномалий, имеющих полосовые, изометричные и неправильные очертания. Их интенсивность изменяется от  $-400$  до  $+1300$  нТл при градиентах до 100 нТл/км. Столь высокие градиенты отмечались нами и в Северном Прихожье, однако в Присахалинской зоне они распространены гораздо шире. Небольшой участок этой зоны пересекает восточную часть п-ова Шмидта. На траверсе Среднего Сахалина целостность зоны нарушается и наблюдаются разобщенные изометричные аномалии, частично проецирующиеся на восточный край массива Восточно-Сахалинских гор. Для всей зоны отмечается повышение горизонтального градиента поля с юга на север, что свидетельствует о погружении магнитных масс в южном направлении. Исходная кривая магнитной аномалии в районе п-ова Шмидта имеет дипольный характер с двумя отрицательными ветвями, восточная из которых имеет более «глубокий» характер. График вкрест простираения аномалии такого типа может быть аппроксимирован крутопадающим на запад двумерным телом типа пласта или уплотненной линзы [23, табл. 39] мощностью не менее 20 км (рис. 3, 1). Фрагмент аномального поля с асимметричной кривой на траверсе Среднего Сахалина говорит о восточном падении магнитных масс. Несколько южнее один из мелких фрагментов аномальной зоны указывает на явно западное падение магнитоактивных образований. Еще южнее, по визуальной оценке, залегание магнитных масс горизонтальное.

Высокомагнитные породы п-ова Шмидта, по данным П. М. Сычева [31] и нашим исследованиям (коллекция М. И. Стрельдова, ИМГиГ ДВО АН СССР), представлены серией вулканитов, интрузивных образований основного и ультраосновного состава с серпентинизированными разностями. Среди них максимальные значения магнитной восприимчивости ( $7200-15750 \cdot 10^{-6}$ ) имеют серпентинизированные перидотиты мыса Елизаветы [31], относимые к нижнему мелу. Высокие значения установлены нами также для туфов среднего состава орлинской свиты позднеюрского — нижнемелового возраста ( $1000-1200 \cdot 10^{-6}$ ), а также для верхнемеловых андезитов ( $3600-4000 \cdot 10^{-6}$ ), позднемеловых — палеогеновых вулканитов среднего состава ( $900-1800 \cdot 10^{-6}$ ) и неогено-

вых порфириров ( $2300 \cdot 10^{-6}$ ). Ряд образцов интрузивных пород основного и ультраосновного состава имеет сравнительно низкую магнитную восприимчивость; это нижнемеловые габброиды ( $100 \cdot 10^{-6}$ ) и ультраосновные породы ( $330-900 \cdot 10^{-6}$ ), а также миндалекаменные базальты миоцена ( $28 \cdot 10^{-6}$ ). Осадочные породы офиолитового комплекса данного участка практически немагнитны.

Аномалии п-ова Шмидта связывают с серпентинизированными породами зоны меланжа [25, 28, 31], и очевидно, что по характеру аномального магнитного поля такой вывод следует экстраполировать на всю аномальную зону. Предполагается, что зона меланжа приурочена к офиолитовому поясу позднемеловой зоны Беньюффа [27, 29]. При этом условии ее падение должно быть направлено на запад. Однако наблюдается различная ориентировка падения фрагментов зоны меланжа, что может быть, скорее всего, связано с наложенными дизъюнктивными дислокациями. Наблюдаемую разобщенность аномалий на траверзе Среднего Сахалина не следует понимать как отсутствие названной зоны; это объяснимо отсутствием офиолитового комплекса пород в ней.

Таким образом, Присахалинская зона магнитных аномалий в Охотоморском регионе отражает крупную дизъюнктивную структуру — тектонический меланж с офиолитовым комплексом пород.

**Западно-Охотоморская зона** распространяется на западную часть моря (включая шельф о. Сахалин) и охватывает район от банки Кашеварова на севере до северного края возвышенности Академии наук СССР на юге. Поле представлено обширными изометричными низкоградиентными, иногда дипольными аномалиями. Общие размеры аномальной зоны — примерно  $1500 \times 700$  км, при этом отдельные аномалии в плане составляют от  $45 \times 150$  до  $80 \times 350$  км. Обычные значения напряженности поля — до  $-200$  и  $+200$  нТл с градиентами  $3,6-8,0$  нТл/км. На фоне обширных низкоградиентных аномалий, а также совершенно изолированно на ровном, близком к нулю, поле наблюдаются более высокоградиентные ( $20-50$  нТл/км) локальные максимумы интенсивностью до  $300-500$  нТл. В общей структуре поля отмечается некоторая вытянутость отдельных элементов в восточно-северо-восточном и меридиональном (субмеридиональном) простираниях. В ряде случаев обширные положительные аномалии сопровождаются по периферии депрессиями магнитного поля, что свидетельствует о незначительной глубине залегания кромок магнитных масс. В целом характер аномального магнитного поля Западно-Охотоморской зоны говорит о широком развитии здесь разобщенных полей магнитоактивных

образований, представляющих собой субгоризонтальные тела с переменной мощностью. В соответствии с количественными расчетами по данным магниторазведки [20] и материалами сейсмопрофилирования [33] верхние кромки основной массы магнитных тел ограничиваются поверхностью акустического фундамента. По предварительным данным спутниковых исследований, нижняя кромка магнитных масс может быть распространена до глубины  $20-30$  км [30]. Точка Кюри ферромагнетика эффузивов, драгированных нами на возвышенности Института океанологии, по определению В. С. Печникова (СВКНИИ ДВО АН СССР), не ниже  $580^\circ\text{C}$ , что с учетом геотермической модели южной части Охотского моря [32] ограничивает распространение магнитоактивных масс такого типа до глубины  $28$  км.

Характер морфологии магнитных аномалий Западно-Охотоморской зоны (см. рис. 3, 3, 4), их пространственное размещение, состав и возраст (рис. 4) магнитоактивных пород, драгированных в пределах этой зоны, дают основание считать, что обширные магнитоактивные тела следует рассматривать как эффузивные образования основного и среднего состава преимущественно мелового возраста. Биотитовые сланцы, драгированные вместе с магматическими породами, имеют верхнемеловой возраст, чем, очевидно, датируется время их метаморфизма. На рис. 4 обращает на себя внимание чередование эффузивов среднего и кислого состава возвышенности Института океанологии в шкале абсолютного возраста, что позволяет предполагать существование среди осадочно-эффузивного комплекса сложно построенных разновозрастных толщ. Мелкие высокоградиентные аномалии в своем большинстве не сопровождаются отрицательными значениями поля (см. рис. 3, 2). Это позволяет интерпретировать их интрузивными телами с вертикальными размерами, в  $5-6$  раз превышающими глубину залегания их верхних кромок [2, 23].

**Южно-Охотоморская зона** охватывает южный край плиты, прослеживаясь от континентального склона Сахалина на западе и через возвышенность Академии наук СССР до южной окраины Камчатки на востоке. Общая протяженность зоны — около  $950$  км при ширине  $90-370$  км. Зону образует ряд разобщенных поясов с субширотным и восточно-северо-восточным простираниями; кроме этого, как и в Западно-Охотоморской зоне, отмечаются отдельные изометричные локальные аномалии. Аномалии зоны преимущественно знакопеременны с вариацией интенсивности от  $-300$  до  $+400$  нТл и градиентами до  $30$ , а в отдельных случаях до  $46$  нТл/км. По морфологии поля магнитоактивные образования представляются



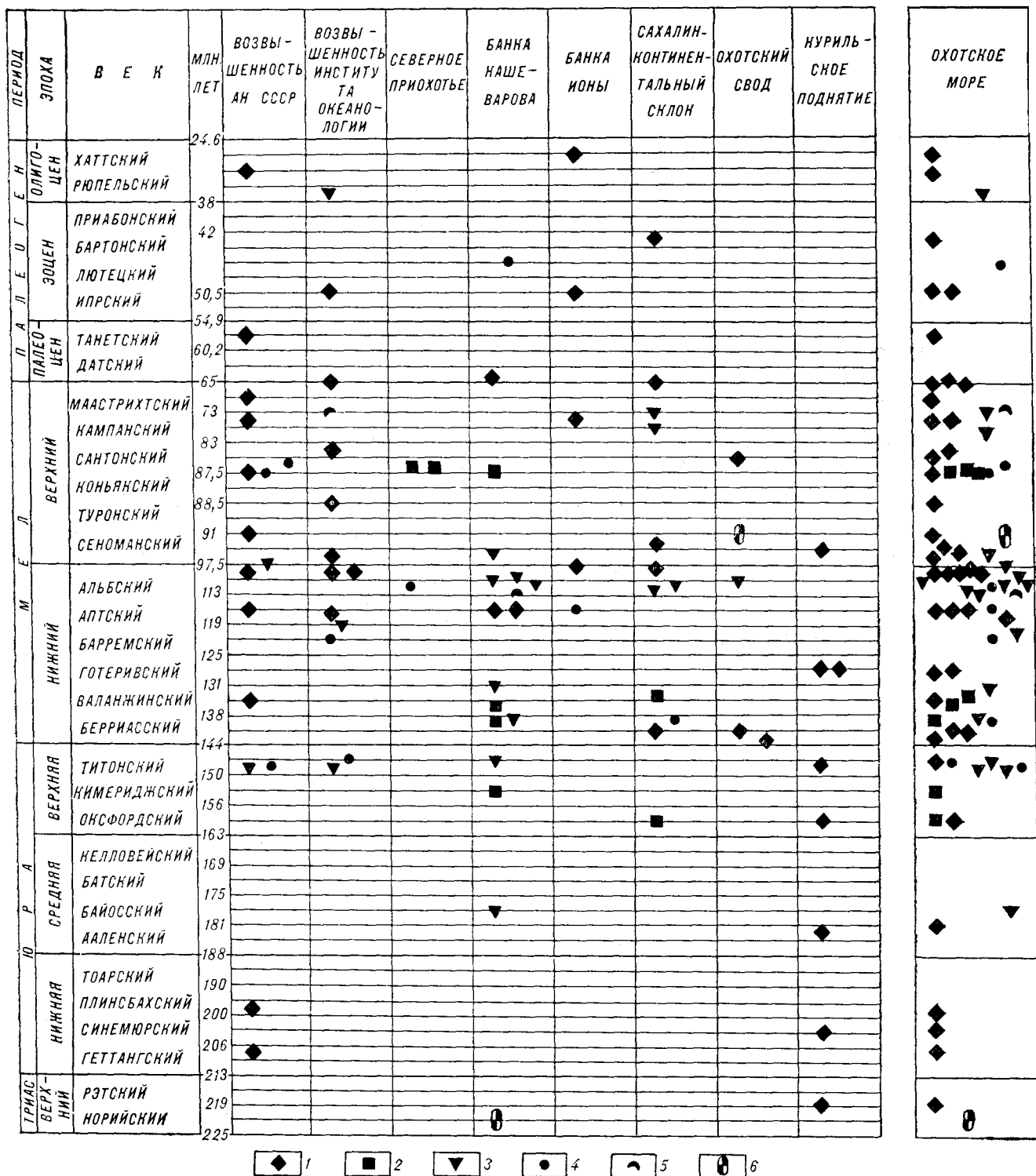


Рис. 4. Схема размещения разновозрастных пород фундамента Охотского моря в геохронологической шкале по У. Б. Харленду и др. [34].

1 — гранитоиды; 2 — габброиды; 3 — эффузивы основного и среднего состава; 4 — эффузивы кислого состава; 5 — метаморфические породы; 6 — определения фауны из рейсов 28-го и 31-го НИС «Негас» соответственно: сеноман — турон (см. стр. 40) и верхний норий (Ю. М. Бычков, ПГО Севостгеология). Схема построена по определениям А. А. Грачевой (ПГО Приморгеологии) абсолютного возраста пород из рейсов 28-го и 31-го НИС «Негас», а также по данным [5, 8, 10, 15, 21].

уплощенными телами с переменными мощностью и шириной. Качественная интерпретация кривой  $\Delta T_a$  по наиболее простой части аномального пояса вблизи Восточной Камчатки (см. рис. 3, 6) свидетельствует о падении уплощенного магнитоактивного тела в сторону Курил. На всем протяжении от Камчатки до шельфа Сахалина характер линейных аномалий аналогичен рассмотренному случаю; это дает основание считать, что магнитоактивные тела зоны также имеют падение в сторону Курил.

Породы, драгированные на поднятии Академии наук СССР и на склоне северного обрамления Южно-Охотской впадины, представлены комплексом, среди которого высокой магнитной восприимчивостью обладают гранитоиды, единичные образцы ультраосновных пород, эффузивы основного, среднего и редко кислого состава (см. табл. 2). Следовательно, магнитоактивные массы линейных аномалий Южно-Охотоморской зоны можно интерпретировать как пояс вулканогенных образований мелового возраста, преимущественно основного и среднего состава. Локальные высокоградиентные положительные аномалии зоны, вероятно, связаны с интрузивными телами гранитоидного состава. Прямолинейность северного края аномалий зоны обусловлена разрывными нарушениями, параллельными краю Охотоморской плиты, что коррелируется с данными НСП [21]. Кроме этого, отмечается четкое поперечное расчленение пояса аномалий, отражающее, очевидно, наложенные дискордантные нарушения.

В целом магнитоактивные образования Южно-Охотоморской зоны с их генезисом, характером залегания и структурным положением во впадине Охотского моря следует рассматривать как флексуру, образующую южный край Охотоморской плиты. Это представление не противоречит данным НСП через северное обрамление Южно-Охотской котловины [15, 21].

Среди пород фундамента выделяются кайнозойские гранитоиды банки Ионы и возвышенности Академии наук СССР. В первом случае это гранодиориты эоцена, наличие которых может рассматриваться как признак, трассирующий зону кайнозойского магматизма, наблюдающегося на Сахалине [27] и Хоккайдо (зона Хидака) [36]. Олигоценовые кварцевые диориты возвышенности Академии наук СССР попадают в область развития флексуры мезозойского комплекса и, по-видимому, представляют собой следствие тектонической активизации обрамления Южно-Охотской глубоководной котловины.

**Камчатско-Охотоморская зона** охватывает центральную и восточную части акватории и западный край Камчатки, ограничиваясь на

севере Северо-Охотоморской аномальной зоной. На фоне ровного, близкого к нулю, поля отмечаются, особенно на севере зоны, локальные максимумы интенсивностью 100—200 и редко 300 нТл. В морфологии поля проявляются некоторая вытянутость и ориентированность в северо-западном направлении, которое по приближении к заливу Шелихова и банке Лебеда меняется на меридиональное. В пределах Западной Камчатки — редкие локальные аномалии с субмеридиональным и северо-западным простираниями. При драгировании выступов Охотского свода подняты в большом количестве обломки слаболитоморфизованных пород с низкой магнитной восприимчивостью, в том числе туфопесчаников с фауной иноцерамов, по определению В. П. Похиалайнена и Т. П. Тереховой (СВКНИИ ДВО АН СССР), сеномантуронского возраста. Слабая магнитность пород, очевидно, и характеризует причину низкой напряженности поля для всей зоны. Локальные аномалии Западной Камчатки связывают со структурными элементами дотретичного фундамента [22]. Более глубокий анализ этих аномалий не дает их однозначной интерпретации [12], в одних случаях их можно объяснить породами древнего метаморфического комплекса, в других — образованиями мезозоя.

В объяснении локальных аномалий северной части зоны наиболее приемлемым будет предположение о существовании здесь, как и в Западно-Охотоморской зоне, уплощенных тел эффузивов и гранитоидных интрузий изометричной формы.

Приведенные данные говорят о том, что почти весь комплекс пород зоны, как минимум до глубин 20—30 км, представлен практически немагнитными и, по-видимому, метаморфизованными стратифицированными образованиями. Характер морфологии поля следует рассматривать как признак дислоцированности комплекса в основном с северо-западным простиранием дислокаций.

В распространении геомагнитных образований западной и южной частей плиты намечается обратная связь степени их развития и характера рельефа. Отсутствие или минимум геомагнитных масс наблюдаются над банками Кашеварова и Лебеда, над возвышенностью Института океанологии; в то же время они широко развиты в понижениях рельефа фундамента: в прогибе Макарова, в восточной части впадины Дерюгина, на опущенных крыльях сбросов в районе возвышенности Академии наук СССР, где они слагают флексуру южного края плиты. Такая зависимость может быть истолкована консервацией магнитных масс в пониженных частях рельефа и их эрозией в повышениях. Отсутствие же магнитных аномалий над внутренней частью впадины Дерюгина

объясняется погружением магнитных пород глубже точки Кюри.

Отсюда одинаковые по возрасту и составу и различные по морфологии *T*-поля магнитоактивные образования Западно-Охотоморской и Южно-Охотоморской зон, по-видимому, принадлежат единому магматическому полю, которое в разных частях плиты претерпело разрушение в различных тектонических условиях. В первом случае эродирование происходило на участках поднятий рельефа и магнитные массы сохранились в обширных прогибах. Во втором — эрозия и консервация магнитных образований были подчинены влиянию дизъюнктивных форм, развивающихся вдоль южного края Охотоморской плиты на всем его протяжении.

Из изложенного следует, что магнитоактивные геологические образования Охотоморской плиты представлены магматическим комплексом пород, возраст которых колеблется от верхнего нория до олигоцена, с преимущественным развитием меловых образований (см. рис. 4). Породы осадочного комплекса фундамента немагнитны, а их верхняя возрастная граница устанавливается в пределах низов верхнего мела. Возможно, она более поздняя, так как фаунистически охарактеризованные осадочные породы располагаются в области кайнозойской эрозии фундамента. На севере региона фундамент плиты по кулисообразной системе тектонических швов граничит с южным краем Охотско-Чукотского пояса. С запада плита отделена от структуры Сахалина зоной тектонического меланжа с офиолитовым

комплексом пород. Восточная ее окраина заходит в пределы Западной Камчатки. Южный край образует флексуру, обрамляющую с севера Южно-Охотскую глубоководную котловину.

В свете представлений о существовании в Охотском море древнего срединного массива [35] находка иноцерамовой фауны может рассматриваться как свидетельство кратковременного погружения этого массива (или его части) в сеноман-туронское время. В другом варианте можно допустить, что породы с иноцерамами принадлежат лишь незначительной части широко развитого здесь мелового прогиба, прогноз разреза которого можно составить при рассмотрении меловых отложений близлежащих районов. Например, разрез южной части Пенжинского прогиба [13] сложен прибрежно-морскими и континентальными осадками с возрастным интервалом от триаса до маастрихта и общей мощностью 12—13 тыс. м. В этом случае Охотский свод в неотектоническом плане следует рассматривать как структуру обращенного прогиба и — по аналогии с Пенжинским прогибом [13] — с некоторой перспективной на нефтегазоносность апт-альбской части разреза.

Несмотря на представительность материала с верхнемеловой фауной на Охотском своде, нельзя полностью исключить влияние ледового разноса. Для твердой уверенности в *in situ* материала необходимо провести массовое драгирование тектонических выступов Охотского свода.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило И. А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР (м-б 1:250 000) // Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР/СВКНИИ.— Магадан, 1964.— С. 3—68.
2. Борисов А. А., Наварчук А. Д. Методика интерпретации магнитных аномалий, выявленных аэромагнитной съемкой // Аэромагнитная съемка в геологии.— М.: Госгеолтехиздат, 1963.— С. 14—23.
3. Васильев Б. И., Тузов И. К., Егорова М. Г. и др. Геологическое строение присахалинской части Южно-Охотской котловины // Сов. геология.— 1975.— № 10.— С. 59—71.
4. Васильев Б. И., Пугинцев В. К., Марковский Б. А. и др. Результаты драгирования дна Охотского моря // Там же.— 1984.— № 12.— С. 100—106.
5. Васильев Б. И., Пугинцев В. К., Рублев А. Г. Абсолютный возраст интрузивных пород подводных возвышенностей Охотского моря // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 278, № 6.— С. 1426—1429.
6. Васильев Б. И., Пугинцев В. К., Рублев А. Г., Селиванов В. А. Гранитоиды дна Охотского моря // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1985.— № 5.— С. 22—29.
7. Гайнанов А. Г., Соловьев О. Н. Магнитное поле // Строение дна Охотского моря.— М.: Наука, 1981.— С. 93—98.
8. Геодекян А. А., Удинцев Г. Б., Баранов Б. В. и др. Коренные породы дна центральной части Охотского моря // Сов. геология.— 1976.— № 6.— С. 12—31.
9. Геология СССР.— Т. 33, ч. 1.— М.: Недра, 1964.
10. Гнибиденко Г. С., Ильев А. Я. О составе, возрасте и скоростях сейсмических волн «акустического» фундамента в центральной части Охотского моря // Докл. АН СССР.— 1976.— Т. 229, № 2.— С. 431—434.
11. Гнибиденко Г. С., Хведчук И. И. Основные черты геологии Охотского моря // История и происхождение окраинных и внутренних морей: Докл. 27-го Междунар. геол. конгресса.— Т. 6, ч. 2.— М.: Наука, 1984.— С. 12—20.
12. Зимин В. М. Структурные элементы Камчатки в аномальном магнитном поле // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 4.— С. 26—33.
13. Иванов В. В., Похилайнен В. П. Меловые отложения южной части Пенжинского прогиба // Проблемы нефтегазоносности Северо-Востока СССР/СВКНИИ ДВНЦ АН СССР.— Магадан, 1973.— С. 70—107.
14. Корнев О. С. Магнитная восприимчивость горных пород обрамления Курильской глубоководной котловины // Геологическое строение Охотоморского региона/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1982.— С. 77—79.
15. Корнев О. С., Неверов Ю. Л., Остапенко В. Ф. и др. Результаты геологического драгирования в Охот-

- ском море на НИС «Пегас» (21-й рейс) // Геологическое строение Охотоморского региона/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1982.— С. 36—51.
16. Корнев О. С., Хомяков В. Д., Шереметьева Г. Н. Магнитная восприимчивость горных пород полуострова Кони (Охотское море) // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 3.— С. 105—107.
  17. Корнев О. С., Шкуть Г. И. О магнитной восприимчивости горных пород северной части Большой Курильской дуги // Геофизические поля островных дуг востока Азии/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1979.— С. 45—50.
  18. Кочергин Е. В., Красный М. Л. Общие закономерности аномального магнитного поля северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса // Земная кора и верхняя мантия азиатской части Тихоокеанского кольца/СахКНИИ ДВНЦ АН СССР.— Южно-Сахалинск, 1975.— С. 163—176.
  19. Красный М. Л. Аномальное магнитное поле северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса // Глубинная структура Дальневосточных морей и островных дуг/СахКНИИ ДВНЦ АН СССР.— Южно-Сахалинск, 1972.— С. 272—278.
  20. Красный М. Л., Кочергин Е. В. Общие закономерности аномального поля северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса // Геомангнитное поле окраинных морей северо-западной части Тихого океана и его связь с геологическим строением/СахКНИИ ДВНЦ АН СССР.— Южно-Сахалинск, 1975.— С. 98—129.
  21. Красный М. Л., Неверов Ю. Л., Корнев О. С. и др. Геологическое строение фундамента обрамления Охотоморской котловины по результатам 21-го рейса НИС «Пегас»/СахКНИИ ДВО АН СССР.— Новоалександровск, 1981.
  22. Мараханов В. И., Попаньев С. В. Структурное районирование Камчатской тектонической области.— М.: Наука, 1981.
  23. Миков Д. С. Атлас теоретических кривых для интерпретации магнитных и гравитационных аномалий.— Томск: Госгеолтехиздат, 1956.
  24. Нагата Т. Магнетизм горных пород.— М.: Мир, 1965.
  25. Разницын Ю. Н. Сравнительная тектоника гипер- базитовых поясов полуострова Шмидта (Сахалин), Папуа (Новая Гвинея), Сабах (Калимантан) // Геотектоника.— 1975.— № 2.— С. 68—84.
  26. Ривош Л. А. Геомангнитная характеристика главных тектонических структур Востока СССР, переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану и абиссального дна последнего // Геология и геофизика.— 1964.— № 5.— С. 38—51.
  27. Рождественский В. С. Миграция офиолитовых поясов Сахалина и Хоккайдо // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 264, № 4.— С. 923—926.
  28. Рождественский В. С., Речкин А. Н. Серпентинитовый меланж и некоторые особенности тектонического развития острова Сахалин // Там же.— 1975.— Т. 221, № 5.— С. 1156—1159.
  29. Рождественский В. С., Речкин А. Н. Эволюция офиолитового магматизма Сахалина // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 2.— С. 40—44.
  30. Симоненко Т. Н., Литвиненко И. В. Сопоставление магнитного поля литосферы по спутниковым данным с геотермическим режимом и мощностью коры // Методика комплексного изучения литосферы.— М.: Радио и связь, 1984.— С. 82—90.
  31. Сычев П. М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий.— М.: Наука, 1966.
  32. Сычев П. М., Веселов О. В., Волкова Н. А., Соинов В. В. Тепловой поток и геодинамика западной части Тихого океана // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 6.— С. 43—55.
  33. Туезов И. К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.
  34. Харленд У. Б., Кокс А. В., Ллевеллин П. Г. и др. Шкала геологического времени.— М.: Мир, 1985.
  35. Чиков Б. М. Срединные массивы и вопросы тектонического районирования складчатых сооружений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.
  36. Ishihara S., Terashima S. Cenozoic granitoids of central Hokkaido, Japan—an example of plutonism along the collision belt // Bull. of the Geological Survey of Japan.— 1985.— V. 36, № 12.— P. 653—676.

УДК 549.35 + 553.44.1571.62

*В. Л. Кельмачев, М. И. Опарин***ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОСЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ  
В КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ ЧЕХЛА ОХОТСКОГО СРЕДИННОГО МАССИВА**

В карбонатных породах чехла Охотского срединного массива впервые выявлено золотосеребряное оруденение. Рассмотрены факторы его локализации, по-

В Охотском срединном массиве, значительная часть которого перекрыта вулканогенными образованиями, известны близповерхностные золотосеребряные проявления. Анализ существующих представлений о их генезисе привел к выводу о перспективности поисков подобного оруденения в невулканогенных вмещающих породах основания вулканогенного пояса.

Такие поиски были предприняты в центральной части Охотского срединного массива (см. рисунок), где кристаллические породы архейского фундамента перекрыты пологозалегающими терригенно-карбонатными образованиями протерозойского — нижнепалеозойского чехла, терригенными отложениями верхнепалеозойских впадин и фрагментами меловых вулканогенных толщ контрастного состава Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Широко развитые здесь интрузивные образования формировались практически во все периоды геологического развития региона. Для нас особый интерес представляют субщелочные гранитоиды мела, так как именно с ними связано оруденение и именно их становление происходило в период формирования ОЧВП.

Поиски увенчались обнаружением золотосеребряных рудных тел, представляющих собой зоны дробления и прожилкования или субпластовые залежи в протерозойских карбонатных отложениях чехла.

Нами не наблюдалось непосредственного перехода рудных тел из карбонатных толщ протерозоя в вулканогенные образования мела. Поэтому представляется особенно важным рассмотрение геологических факторов, обуславливающих локализацию и закономерности размещения выявленного оруденения и сопоставления их с таковыми для классических близпо-

зволяющие по-новому оценивать перспективы карбонатных толщ в аналогичных обстановках Северо-Востока СССР.

верхностных проявлений. Как и в большинстве случаев по региону, ведущую роль здесь играют литолого-стратиграфический, магматический и метаморфический факторы.

**Литолого-стратиграфический фактор** выражается в приуроченности оруденения к верхней части терригенно-карбонатного разреза верхнепротерозойских образований, сложенной двумя рудоносными пачками темно-серых доломитов мощностью 20 и 100 м и разделяющими их розовыми песчанстыми доломитами мощностью до 300 м. Рудовмещающие доломиты характеризуются мелкокристаллической, реже пелитоморфной структурой и наличием «прослоев» вытянутых линз и конкреций халцедоновидного темно-серого кварца мощностью от долей миллиметра до 20 см, а в раздувах — до 45 см. Суммарная их мощность на 1 м разреза составляет от 10 до 50 см. Распределение их по разрезу неравномерное, и, как правило, они образуют до четырех обогащенных горизонтов мощностью в первые метры.

Химический анализ рудовмещающих пород показал, что они относятся к доломитам с характерными повышенными (до 8 %) содержаниями  $\text{SiO}_2$  (пробы отбирались из пород без кремнистых прослоев) и органического углерода (12—15 %).

Анализ поведения малых элементов в рудоносных доломитах показал, что для основного рудообразующего элемента — серебра — характерны повышенные (100—400 кларков) содержания и логнормальное распределение, тогда как в породах других частей разреза фиксируются околосларковые значения. Небезынтересно, что в подобных темно-серых высокобитуминозных доломитах девонского возраста, где локализованы свинцово-цинковые рудопроявления, среди микроэлементов преобладают



Схема геологического строения Центральной части Охотского среднего массива.

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — мел-палеогеновые вулканические образования; 3 — карбон-триасовые терригенные образования наложенных впадин; 4 — протерозой-верхнедевонские терригенно-карбонатные образования чехла массива; 5 — архейские высокометаморфизованные образования; 6 — субвулканические тела риолитов позднего мела; 7 — субщелочные лейкократовые граниты раннего мела; 8 — разрывные нарушения: а — установленные, б — перекрытые четвертичными отложениями; 9 — проявления золотосеребряной минерализации.

Zn и Pb. Таким образом, можно предположить, что рудная специализация доломитов определялась уже в процессе осадкообразования.

**Магматический фактор** проявляется в пространственной приуроченности оруденения к интрузивам, взаимосвязи петрогеохимических особенностей интрузивных образований с типом оруденения и в зональности минералогического

состава рудных тел относительно интрузива.

Интрузив, к зоне экзоконтакта (0,2—0,8 км) которого тяготеет оруденение, формировался на глубине всего 0,5—1,0 км. Об этом свидетельствует то, что он прорывает сеноманские вулканиды и перекрывается сантон-датскими, а также присутствие структурно неупорядоченных полевых шпатов и высокие температуры становления гранитов, определенные двухполюсовым геотермометром по методике [2].

Массив сложно построен. Образования наиболее ранней его фазы (I) представлены субщелочными диоритами и кварцевыми диоритами с натровым типом щелочности  $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O} \approx 2,5$  (см. таблицу). Несколько позднее происходило становление наиболее распространенных образований — средне-, крупнозернистых гранитов (II), переходящих на контакте с вмещающими породами в мелкозернистые, вплоть до риолитов, разновидности. Петрохимические особенности этих пород, заключающиеся в высоких содержаниях окиси кремния, суммы щелочей и близких содержаниях  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , позволяют отнести их к субщелочным аляскитовым гранитам калинатрового ряда. Наиболее поздними являются штоки и жилы рибекитовых щелочных аляскиотов (III) с соответственно более высокими содержаниями  $\text{SiO}_2$  (до 77%) и суммы щелочей (до 9,3%). Специфичен для них и набор аксессуарных минералов (ксенотим, фергусонит, пироксдор, паризит).

Химический состав интрузивных пород

Оксиды	Фаза интрузива рассматриваемой территории			Фазы интрузивных образований Нявенгинской ВТС		
	I	II	III	I	II	III
$\text{SiO}_2$	59,98	75,61	76,75	59,52 *	74,60 *	76,12 *
$\text{TiO}_2$	0,74	0,17	0,07	1,40	0,23	0,23
$\text{Al}_2\text{O}_3$	16,93	13,20	10,18	17,18	13,18	11,55
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	1,49	0,47	0,75	2,46	1,15	2,13
$\text{FeO}$	3,83	1,06	0,72	4,49	1,20	1,03
$\text{MnO}$	0,12	0,06	0,04	0,09	0,05	0,03
$\text{MgO}$	2,90	0,10	0,35	2,43	0,29	0,12
$\text{CaO}$	4,68	0,91	0,39	3,41	0,59	0,10
$\text{Na}_2\text{O}$	4,28	3,50	4,36	5,19	3,61	3,89
$\text{K}_2\text{O}$	1,59	4,00	4,92	1,32	4,11	4,37
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,20	0,03	0,02	0,19	—	—
$\text{SO}_3$	0,00	0,03	0,03	Н. о.	Н. о.	Н. о.
$\text{CO}_2$	0,00	Н. о.	Н. о.	0,45	—	—
$\text{H}_2\text{O}^+$	1,83	Н. о.	Н. о.	1,57	0,46	0,30
П. п. п.	2,00	0,27	1,12	2,10	0,57	0,36
Сумма	98,57	99,44	98,55	100,26	100,23	100,00
$\text{H}_2\text{O}$	0,00	Н. о.	0,20	0,56	0,23	0,19

Примечание. Звездочкой отмечены данные [1]. Н. о. — оксид не определялся.

Интрузивы подобного типа с аналогичным трендом развития и сходными петрохимическими особенностями, выражающимися прежде всего в проявлении фации щелочных гранитов, характерны и для вулканогена в целом [1], где они тяготеют к периферии вулканотектонических депрессий и соседствуют с золотосеребряным, полиметаллическим и молибденовым оруденением (см. таблицу).

В изученном районе отмечаются также дайки липаритов с резко выраженной петрохимической спецификой ( $\text{SiO}_2$  до 79,69%;  $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}=0,03$ ), позволяющей сопоставить их с аналогичными породами субвулканических тел Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, с которыми и связано близповерхностное золотосеребряное оруденение.

Минералогическая зональность оруденения относительно интрузива проявляется сменой высокотемпературного парагенезиса минералов вблизи его на низкотемпературный по мере удаления. Вблизи интрузива из жильных минералов, наряду с кварцем и кальцитом, встречаются значительные количества эпидота, турмалина, пироксенов, граната, в то время как на удалении установлены только тела кальцит-кварцевого состава. При этом меняется и характер кварца: фарфоровидный, стекловатый, массивный вблизи интрузива, на удалении он сменяется полосчатым с обилием друз и щеток горного хрусталя или каркасно-пластинчатых выделений. Отчетлива минералогическая зональность для минералов серебра, которые представлены сложной группой сульфосолей и сульфидов (диагностика А. П. Грибанова и В. Е. Грибановой, ДВИМС). Для них по мере удаления от интрузива можно наметить следующий ряд: висмутсодержащие (матильдит) — висмут-сурьмяносодержащие (айкинит, аромайнит) — сурьмяносодержащие (стефанит, овихнит, серебросодержащий бурнонит, аргенто-теннантит) — сульфиды (аргентит, акантит) — самородные минералы (серебро, золото). Ряд отражает смену высокотемпературных образований более низкотемпературными. Набор сульфидов других металлов (0,5—10%) в общем выдержан для всех зон: галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, пирит. Показательно лишь присутствие молибденита в непосредственной близости от интрузива. Широко развиты минералы зон окисления: церрусит, халькозин, ковеллин, борнит, малахит, азурит, пироморфит, англезит, лимонит.

Таким образом, в непосредственной близости от интрузива налицо все признаки термостатированных условий формирования оруденения, а на удалении — черты открытой системы.

**Структурно-тектонический фактор** реализуется на двух уровнях — региональном и локальном.

Региональный уровень определяется приуроченностью интрузива и связанного с ним оруденения к зоне субмеридионального глубинного разлома. К югу этот разлом контролирует центры вулканических излияний. Сюда же тяготеют обогащенные серебром толщи доломитов с кремнистыми образованиями, что, вероятно, связано с подводными эксгаляциями, происходившими вдоль зоны глубинного разлома в процессе осадкообразования. К региональному уровню можно отнести размещение оруденения на периферии структур типа кальдер диаметром 30—50 км.

Влияние структурно-тектонических процессов на локальном уровне подчеркивается приуроченностью оруденения к полям напряженной складчатости. На общем фоне слабонаклонно ( $7-10^\circ$ ) залегающих пород выделяются площади с углами падения до  $45-50^\circ$ , а вблизи от интрузива эти значения иногда достигают  $70-80^\circ$  («вздернутая» складчатость). Присущи этим полям и обширные зоны интенсивной трещиноватости. И наконец, наиболее очевидна локализация рудных тел в интервалах пересечения сколовых разрывных нарушений с горизонтами верхнепротерозойских темно-серых доломитов. При этом наблюдается обратная зависимость между величиной угла пересечения и протяженностью рудных тел: чем меньше этот угол, тем протяженнее рудное тело.

Роль **метаморфического фактора** при образовании подобного типа оруденения в последнее время признается все большим числом исследователей. При этом наиболее благоприятной считается зеленосланцевая фация, при которой вследствие формирования вадозных вод возникают условия для ремобилизации органического и рудного вещества.

О проявленности зеленосланцевой фации в рассматриваемых доломитовых толщах свидетельствуют гетерогранобластовые структуры и мостовидные скопления кварца в доломитах.

Кроме того, можно предположить, что рудогенные процессы могли интенсифицироваться вследствие локального динамометаморфизма, связанного с тектонической активностью в зоне глубинного разлома. Роль контактово-метасоматических процессов нами не рассматривается, так как с ними связывается другой, золоторедкометалльно-скарновый тип оруденения, локализующийся в непосредственной близости от интрузивов.

Таким образом, на основании сопоставления геологических факторов локализации приповерхностного золотосеребряного оруденения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и золотосеребряного оруденения в карбонатных породах чехла Охотского срединного массива можно предположить, что оба типа орудене-

ния — следствие единых процессов, а некоторые особенности их минералогии и морфологии являются результатом различий физико-химических характеристик вмещающей среды и вариаций глубины и температуры формирования.

С учетом значительной площади развития изученных карбонатных пород в пределах Охотского срединного массива полученные ма-

териалы позволяют надеяться на возможность расширения перспектив региона в отношении золотосеребряного оруденения. Кроме того, эти данные могут быть использованы для оценки перспектив аналогичных по геологическому строению сопредельных территорий Северо-Востока СССР и Якутской АССР.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бочарников Ю. С., Ицеговкин Н. В. Связь магматизма и оруденения на примере Нявленгинской вулканотектонической депрессии // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР.*— 1980.— Вып. 25.— С. 74—87.

2. Опарин М. И. Использование метода петрохимического пересчета А. Ритмана для определения температур формирования изверженных пород по Т. Ф. Барту // *Записки ВМО.*— 1986.— Вып. 5.— С. 620—623.

*ДВИМС*  
*Хабаровск*

*Поступила в редакцию*  
*28 октября 1988 г.*



УДК 551.4/571.661

Г. П. Шипицын

## ЭВОЛЮЦИЯ МОРФОСТРУКТУР БАСЕЙНА ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. ВЫВЕНКА

(Корякское нагорье)

Излагается опыт использования морфоструктурного анализа с позиций геолого-геоморфологической конформности.

Рассмотрены связи зональности эндогенной минерализации и геохимических полей с высотными ярусами рельефа, коррелятными магматическим фациям в

Для решения разнообразных геологических задач в Корякском нагорье в настоящее время все шире используется морфоструктурный анализ рельефа. Его возможности раскрываются при изучении морфоструктур с позиций их геолого-геоморфологической конформности [9] при решении задачи выхода на локальный прогноз рудно-россыпных узлов и месторождений.

Один из путей решения этой задачи представляется нам в составлении морфоструктурной схемы района по методике И. К. Волчанской [3] с последующим картированием с позиций концепции Г. И. Худякова [9]. При этом нами допускается, что в процессе своего развития разнопорядковые морфоструктуры сохраняют связь с соответствующими металлогеническими единицами, образуя с ними единые сквозные системы. С этих позиций при полевых наблюдениях особое внимание уделялось выявлению низкопорядковых аномалий рельефа с конформным им геолого-геоморфологическим и геохимическим комплексом, которые расценивались как потенциальные элементарные рудные объекты, входящие в область морфоструктуры более высокого ранга. При геохимическом районировании и разбровке аномалий нами использован опыт [10] применения метода типологического факторного анализа [7], основанного на совместном использовании динамической классификации, и факторного анализа, реализуемого на автоматизированной системе по программе AGENT (ИВЦ Камчатгеология). Геохимическое районирование, основанное на 6165 спектральных анализах проб, отобранных по вторичным ореолам рассеяния в масштабе 1 : 50 000—

пределах морфоструктур. Методом многомерного статистического анализа установлено сходство планового рисунка морфоструктур с зональностью областей эпигенеза геохимических ассоциаций, интенсивность и тип проявления которых зависят от величины эрозионного среза рудовмещающих структур.

1 : 10 000, включает классификацию исходного материала, построение карт многомерного геохимического поля, выделение групп и получение статистических характеристик по ним.

**Особенности геологического строения и развития.** Рассматриваемый район расположен на юго-востоке Корякского нагорья, в междуречье Вывенки и Пахачи (рис. 1).

В тектоническом и морфоструктурном плане данная территория является частью переходной зоны от континента к океану [4] и может быть представлена как внутренняя (Восточно-Камчатская) зона Беринговской области сильнодифференцированного рельефа (0,3—1,5 км), формирующаяся как орогенное поднятие с палеоцена. В рельефе Восточно-Камчатской зоны отчетливо трансформированы как элементы палеоген-неогенового орогенного структурного плана, так и элементы более ранних этапов развития, обособляющиеся в Ватынскую и Олюторскую подзоны. Первая и северная граница второй являются юго-восточным ограничением чешуйчато-надвиговых структур Корякской зоны [8], образующих в плане выпуклую к северо-западу дугу длиной 480 км. Внутри подзон выделяются отдельные блоки, морфоструктуры центрального типа и разграничивающие их линеаменты, особенности генезиса и эволюции которых рассмотрены ниже.

Обособление Корякской (Ватынской) и Олюторской зон в качестве двух принципиально различных геоблоков приходится на поздний палеоцен. Устойчивый северо-восточный план главнейших структурных элементов Ватынского геоблока, сформированного на флишевых толщах сантон-кампана,— результат неодно-

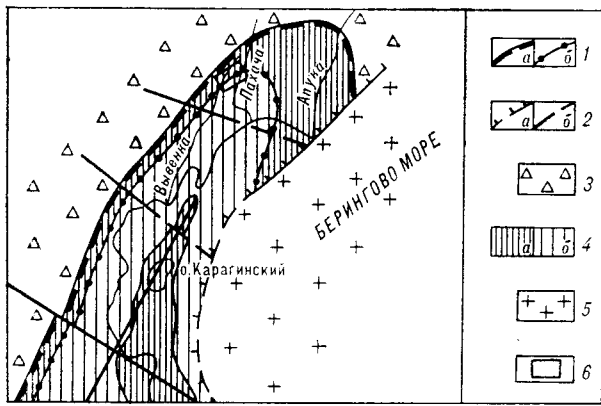


Рис. 1. Схема морфоструктурного районирования юго-востока Корякского нагорья (тектоническая основа Г. Е. Некрасова [4]).

1 — крупнейшие линейменты, ограничивающие структурно-геоморфологические области, зоны (а) и подзоны (б); 2 — линейменты, ограничивающие геоблоки: а — надвиги, б — прочие; 3—5 — морфоструктурные области: 3 — Западнокамчатско-Корякская (Корякская) область контрастного сводово-блокового рельефа, 4, 5 — Беринговская область (4 — Восточно-Камчатская зона (а — Ватынская подзона, б — Олюторская подзона), 5 — Беринговская зона континентального склона, островных дуг, желобов и неотектонических котловин Берингова моря); 6 — границы исследуемого района.

кратных тангенциальных движений противоположных знаков. Первое из них приходится на вторую половину маастрихта. Оно характеризуется напользанием геоблока океанической плиты [4] на флишевый прогиб, сопровождаемым чешуйчатым надвигом и внедрением несущих медную минерализацию базит-гипербазитовых интрузий по Вывенскому разлому. Процесс завершается формированием на месте прогиба горного сооружения.

В позднем маастрихте — палеоцене Олюторский геоблок испытывает прогибание, продолжают накапливаться вулканогенно-кремнистые осадки (ивтыгинская свита). Растяжения в земной коре способствуют послыному внедрению интрузий габбро-порфиритов. В конце палеоцена имеет место новое скупивание земной коры, связанное с субдукцией [8]. Формируются надвиги и взбросы северо-западного падения (Вывенский и Центральный разломы), встречные к предшествующим.

В эоцене — раннем олигоцене тектонические движения в Олюторском геоблоке имеют преимущественно нисходящий характер. К главнейшим структурным формам, образованным в это время, относится Белогорская конседиментационная синклинали, выполненная осадочными образованиями ковачинской и алугинской свит [6]. Последние в зоне сочленения Корякской и Олюторской зон, стратиграфически несогласно перекрывая образования Корякского аллохтона, фиксируют верхнюю возрастную границу (палеоцен) этапа конструктивного развития Ватынской геоморфоструктуры.

Основные черты современного морфострук-

турного плана Олюторской зоны сформированы в позднем олигоцене — неогене, когда завершился этап конструктивного развития ее морфоструктур — формирование зрелой островодужной системы. В позднем олигоцене — начале миоцена в результате разломно-глыбовых движений по зоне Вывенского глубинного разлома произошли наземные излияния лав (ниженпахачинская подсвита). Вулканизм, развивающийся по гомодромному типу [6], завершился внедрением многочисленных интрузий и рудообразованием. Итогом тектономагматической активизации этого периода явилось образование Белогорской унаследованной вулканоструктуры. По петрохимическим особенностям пород, относящихся к толеитовой и известково-щелочной сериям [6], вулканоструктура представляет собой стратовулкан, входящий в состав островной дуги.

Общий геодинамический режим начала миоцена оказался весьма благоприятным для развития гидротермального оруденения в структурах центрального типа. К концу первой половины миоцена вулканические аппараты (и частично рудные месторождения) почти полностью эродируются. Сформированная денудационная поверхность и сопровождающая ее кора выветривания мощностью до 2 м фиксируются в подошве прибрежно-морской молассы (верхнепахачинская подсвита среднего миоцена) на абс. отметках 700—800 м левобережья р. Вывенка и являются репером верхнего возрастного предела инверсии морфоструктур Олюторской зоны.

В позднем миоцене — плиоцене происходило незначительное наращивание площади и высоты морфоструктур, отмеченное останцами наземных лав ветроваямской и апукской свит.

По данным [2, 4], накопление моласс неогена знаменует неотектонический этап развития Олюторско-Камчатской системы. В свете новых данных [5] возраст наиболее древних рыхлых отложений, коррелируемых рельефу Олюторской зоны, относится к плиоцену. Таким образом, начало новейшей тектонической активизации и горообразования района следует отнести к позднему миоцену — началу плиоцена.

В неотектонический этап развития рельефа процессы выравнивания не получили широкого распространения. Однако на фоне общего воздымания региона, отмеченного в современном рельефе в виде двух уровней долинных педиментов (300—350 м и 500—550 м), и препарирования пассивно существующих морфоструктур происходили и вертикальные движения блоков по крупным разломам. Так, например, была сформирована Вывенская разломно-блоковая депрессия вдоль одноименного разлома, а по разлому Сквозному произошли перемещения блоков с амплитудой до 400 м,

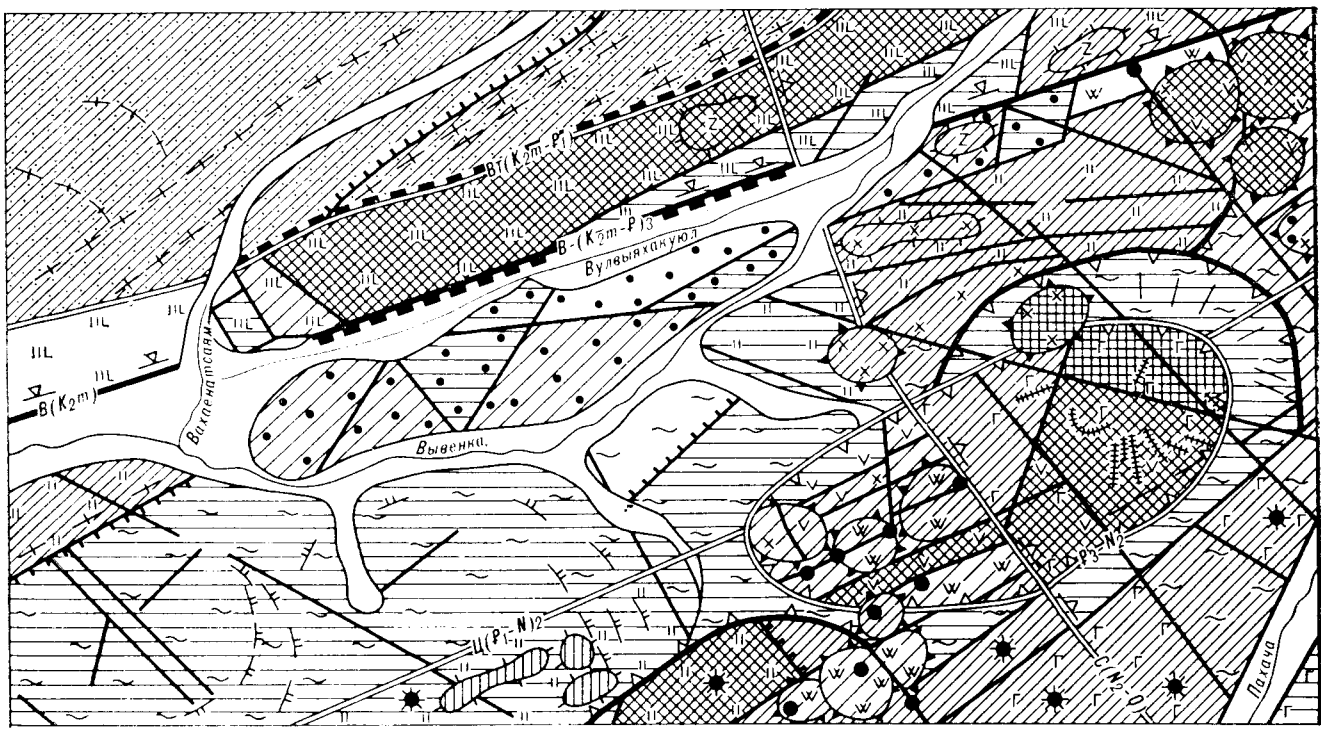


СХЕМА  
МОРФОСТРУКТУРНОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

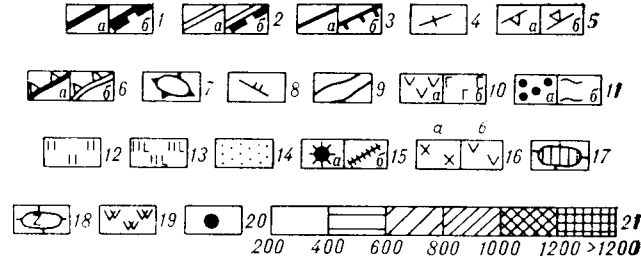
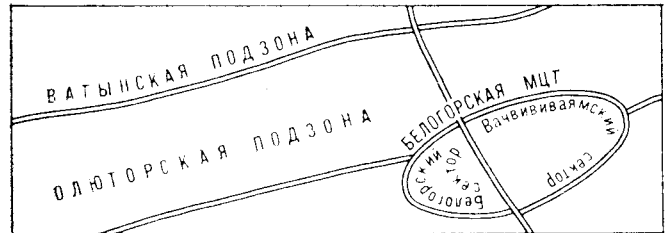


Рис. 2. Морфоструктурная карта бассейна верхнего течения р. Вывенка.

1—3 — линеаменты, ограничивающие морфоструктурные подзоны и блоки (а) и амплитудные ступени вдоль них (б); 1 — II порядка (Ватинская (ВТ) система надвигов, Вывенский (В) разлом), в скобках — время их заложения и этап конструктивного развития; 2 — III порядка (Центральный (Ц)), 3 — IV порядка; 4—8 — структурные элементы конформного комплекса: 4 — надвиг формационный, 5 — сброс (а) и взброс (б), 6—8 — кольцевые и дуговые линеаменты; 6 — III порядка (а — купольные, б — отрицательные), 7 — IV порядка купольные, 8 — осевые линии хребтов; 9 — днища долин; 10—15 — конформные комплексы пород: 10, 11 — формации островодужного комплекса (10 — ранне- и позднемиоценовые вулканогенные породы соответственно среднего (а) и основного (б) состава, 11 — эоцен-олигоценная молассовая (а) и олигоценная терригенно-глинистая (б)); 12 — 14 — формации оксанического основания: 12 — маастрихт-датская терригенно-кремнистая, 13 — кампан-маастрихтская кремнисто-вулканогенная, 14 — сантон-кампанская флишевая; 15 — неогеновые нескки (а) и дайки (б) внемасштабные; 16—19 — тип эндогенного процесса: 16 — миоценовый плутоногенный (а) и вулканогенно-плутоногенный (б), 17 — палеоценовый вулканогенно-плутоногенный, 18 — позднемеоловый плутоногенный, 19 — гидротермальные изменения пород; 20 — эндогенные рудопроявления; 21 — шкала высот, м.

повлиявшие на ввод в зону эпигенеза рудоконцентрирующих структур и на размещение россыпей. Многие разломы активны вплоть до настоящего времени, о чем свидетельствует землетрясение 1985 г. в долине р. Пахача.

**Морфоструктурная характеристика рельефа.** В рельефе бассейна верхнего течения р. Вывенка выделяются две геоморфологические зоны (подзоны) Корякского нагорья (рис. 2): Ватинская (хр. Ветвейский) и Олюторская

(хр. Хахинан), разделенные депрессией р. Вывенка. Рельеф зон отличается разнообразием форм. Эти различия в значительной мере определяются литоморфными особенностями субстрата.

Ватинская подзона состоит из двух блоков-поднятий, разделенных крупным линеаментом зоны надвига. Для них характерны интенсивно расчлененный рельеф (300—600 м), параллельные куэсты-гряды, отражающие северо-

восточный план дислокаций, и относительно высокий уровень фоновых высот (800—1000 м). В вещественном конформном комплексе преобладают пакеты флиша и вулканогенно-кремнистые породы, вдоль надвига развиты метаморфиты (300 м) зеленосланцевой фации, местами рассеченные прожилками эпигенетического кварца, кальцита и гематита. В прифронтальной части надвига отмечены возвышенности-клиппы с конформным им базит-гипербазитовым комплексом, несущим медную, а в некоторых случаях (на соседней с запада территории) и благородно-металльную минерализацию.

Олюторская подзона представлена двумя блоками: депрессией р. Вывенка и плутоногенно-вулканогенным поднятием — водоразделом рек Вывенка и Пахача. Депрессия р. Вывенка включает низкогогорный горст-водораздел и мелкопочинник левобережья р. Вывенка. От Ватынской подзоны она отделяется грабенообразным рвом Вывенского разлома, с юго-востока — четко выраженным уступом — линеamentом Центральным, а с северо-востока — среднегорным ярусом рельефа по линеamentу Сквозному. Характерной особенностью морфоструктур является плановая форма орографических элементов, отражающая мозаичную и брахиформную структуру конформного им палеогенового терригенного комплекса, террасированность долин, малые и средние мощности аллювиальных отложений.

Водораздел Вывенка — Пахача (отроги вулканогенного хребта Хахинан) обладает средне и интенсивно расчлененным рельефом с фоновыми высотами от 400 до 1200 м и отличается широким развитием эндоморфоскульптур [10]. Преобладающие здесь поля эффузивов, ареалы субвулканических и гипабиссальных интрузий формируют купольные, овально-кольцевые, кольцевые и сегментные комплексы рельефа III—IV и более низких рангов. Характерны радиально ориентированные элементы рельефа. Отмечаются узлы ступенчатости и разрежения мелких интрузивных тел в пределах блока с конформным для них соответственно возвышенным и пониженным рельефом, что связано с глубиной магматических фаций, изменением вещественного состава и глубиной эрозионного среза. Так, для северо-восточного узла купольных морфоструктур с фоновыми высотами 1000—1200 м (массив г. Черная) характерны покровная и субвулканическая фации андезибазальтов, а для юго-восточной части района с сильнодифференцированными фоновыми высотами — столь же дифференцированные фации, включая приповерхностные и корневые, наиболее глубинным фациям — гранодиорит-порфирам — конформенный сниженный ярус рельефа (600—800 м) вследствие избира-

тельной денудации широко развитых здесь гидротермально измененных пород и линейно-площадной коры выветривания. Ниже приводится характеристика Белогорской морфоструктуры центрального типа (МЦТ), выделяющейся своими морфоструктурными особенностями и насыщенностью эндогенными рудопроявлениями.

В плане Белогорская МЦТ представляет собой вытянутый в северо-восточном направлении овал (21 × 12 км), опирающийся на Центральный и Сквозной линеamentы (см. рис. 2). Будучи отрицательной вулканоструктурой, она в рельефе выделяется как овальный свод с осью в районе гор Белая и Вочви и по ряду признаков относится к бивулканоструктурам [11].

Внутреннее строение ядра морфоструктуры отличается большой сложностью с элементами продольной и поперечной зональности разных порядков, включающей низкопорядковые морфоструктуры центрального типа. Поперечный (Сквозной) линеament, сформированный по зоне кулисообразно расположенных сбросов, расчленяет Белогорскую МЦТ на два сектора: Белогорский и Вовчинский.

Белогорский сектор занимает юго-западную часть хребта и характеризуется низкогогорным рельефом с фоновыми высотами 600—800 м, осложненным в юго-восточной части среднегорным массивом г. Белая (1174 м). Последний обуславливает асимметрию морфоструктуры. Склоны хребта распадаются на систему относительно приподнятых линейных блоков с амплитудными ступенями от 40 на северо-западе до 200 м на юго-востоке. Границами последних служат низкопорядковые линеamentы — уступы и ложбины, большая часть которых конформна дайкам и рудовмещающим зонам брекчирования северо-восточного и субширотного простирания. В пределах блоков закартирован ряд вулканогенно-плутоногенных куполов размером в поперечнике от десятков метров до первых километров. Магматические образования, занимающие более 90 % площади сектора, представлены толщей пирокластитов андезидацитового и андезибазальтового состава с подчиненным количеством лав, жерлами и субвулканическими телами андезитов и диоритовых порфиритов позднего миоцена. На юго-западе вулканической постройки, основанием которой служат осадочные образования эоцен-олигоценного возраста, обнажены не только жерловины, но и корневые части — штоки и дайки гранодиорит-порфиритов, плагиогранит-порфиритов. Это связано с неодинаковым эрозионным срезом вулканоструктуры, увеличивающимся в направлении с северо-востока на юго-запад. К ее наиболее эродированному юго-восточному крылу приурочены россыпи.

Вочвинский сектор имеет простое строение. Он состоит из массивного ядра инверсированной в рельефе синклинали, сложенного осадочными породами раннего миоцена (150 м), стратиграфически несогласно перекрытыми позднемiocеновыми покровами андезитов (200 м) и плиоценовыми покровами базальтов (200 м) с конформным для них возвышенным рельефом (1000—1200 м). Радиально-концентрической сети линейментов конформна дайковая фация. Последняя сопровождается низкотемпературными изменениями пород.

**Особенности размещения оруденения.** В соответствии с изменениями вещественного состава магматических комплексов, конформных морфоструктур, и коррелятными им высотными ярусами рельефа в Белогорском секторе МЦТ намечается своеобразная металлогеническая зональность.

Северо-западной относительно пониженной «клавишной» системе блоков (участок Мир), чей конформный комплекс представлен преимущественно субвулканической и дайковой фациями, соответствует серебряно-полиметаллическая зона с двумя подзонами. Внешняя золотосеребряная с полиметаллами подзона приурочена к относительно приподнятому блоку (уровень 800—850 м). Внутренняя — свинцово-цинковая — имеет отношение свинца к цинку 1:3 и 1:1 на уровнях 600 и 800 м соответственно, а на горизонте 700 м отмечаются повышенные содержания меди в связи с гранодиорит-порфирами. Водораздельному блоку с конформным для него возвышенным рельефом (фоновые высоты 1000—1200 м) соответствует безрудная покровная фация слабопропилитизированных андезитов, а юго-восточному — внешнему относительно опущенному — блоку (600—800 м) — высокотемпературное золотовисмут-мышьяковое оруденение (участок Скалистый), приуроченное к апикальной части интрузии плагиогранит-порфиров. Эта зона по сниженному ярусу рельефа трассируется на юго-запад за пределы Белогорской МЦТ и вскрывается в эндоконтакте группы штоков гранодиорит-порфиров относительно опущенного блока Хакинской сводово-блоковой морфоструктуры (участок Ольгон), с которым, кроме того, связаны и кварц-турмалиновые жилы с сурьмяным оруденением.

Поперечная и продольная неоднородность конформного морфоструктур комплекса отражается и в геохимических полях. Выделены три геохимические ассоциации, ранжированные по силе корреляционных связей, соответствующие участкам Мир —  $Ag\ Au\ Pb\ Cu/Ba/Bi\ Mo$ , Скалистый —  $[Ag\ Au/ Pb\ As\ Zn]/Bi\ Ba$  и Ольгон —  $Sb\ Ag/As/Cu\ Bi$ . Элементный состав геохимических полей соответствует вышеприведенным металлогеническим блокам. Клас-

сы проб всех ассоциаций характеризуются присутствием висмутовой минерализации, установленной в гидротермальных образованиях. Медная минерализация носит самостоятельный характер, ее доля (%) в главной компоненте составляет до 6,0 Cu 0,93 (1900 проб). Геохимическое поле участка Скалистый носит сложный характер, обусловленный присутствием рассеянной полиметаллической минерализации. Область наиболее интенсивной полиметаллической минерализации участка Мир приурочена к концентру субвулканических тел и выражается формулой главной компоненты  $15,7Ag0,83Pb0,82Bi0,70$ . Области наиболее интенсивного эпигенеза висмут-арсенидной минерализации с золотом и серебром локализованы по дуговому обрамлению блока участка Скалистый и концентрам интрузивных массивов участка Ольгон, а ее качественная интерпретация имеет вид  $31,5As0,86Bi0,78Au0,76$ .

Разные типоморфные рудные ассоциации соответствуют разноглубинным или последовательно проявляющимся во времени рудным парагенезисам. Зоны (поля) значений рудных факторов и наиболее высоких корреляционных связей можно рассматривать как зоны возможной локализации оруденения, а само их присутствие — как необходимое, но не достаточное условие для образования рудного поля. Соответствие качественного показателя оруденения его масштабам и высотным ярусам рельефа проверяется динамикой изменения продуктивности основных элементов во вторичных литохимических ореолах на примере прослеживания по простиранию рудоконтролирующих зон от участка Мир (фоновые высоты 600—800 м) до участка Ольгон (400—600 м). Оказалось, что продуктивность Pb, Zn, Ag и Au на юго-западном, более возвышенном, фланге участка Мир на 1—3 порядка выше, чем на его северо-восточном фланге и на участке Ольгон. Экстремальные значения продуктивностей ореолов меди и молибдена обнаруживают противоположную изменчивость на флангах зоны. Однако изменение продуктивности может быть истолковано либо изменением масштаба процессов рудопроявления, либо характером эрозионного вскрытия рудоносных зон. Расчеты региональных коэффициентов геохимической зональности ( $K$ ) по барии — индикатору полиметаллического оруденения — и продуктивности микроэлементов ( $P$ ) для различных блоков Белогорского сектора МЦТ показывают разную степень эрозионного вскрытия рудоносной структуры. Так, для участка Мир  $K = Ba^2/(Ni \cdot Co) = 3,7 \times 10^4$  соответствует верхнему рудному уровню, а для участков Ольгон и Скалистый  $K = 0,3 \times 10^4$  — корням оруденения [1]. Соответственно  $P = (Zn \cdot Ag)/(Co \cdot Sr) = 14\ 780$  и  $P = Sb^2/(Co \cdot Sr) = 1200$ .

К аналогичному выводу приходим, используя метод главных компонент. Так, для участка Скалистый значения главных компонент  $Pb0,15 + Ag0,67 + Au0,036$  невелики и свидетельствуют о незначительном масштабе оруденения.

Для Вочвинаямского сектора, продуктивная толща которого перекрыта позднемиоценовыми и плиоценовыми вулканитами (400 м), свойственны протяженные потоки рассеяния низкой и средней интенсивности одного-двух элементов, что может указывать на отсутствие рудных объектов, по крайней мере, в современном эрозионном срезе.

Подводя итог изложенному выше, можно отметить, что зональное размещение разноглубинной рудной минерализации в пределах Белогорской МЦТ свидетельствует о закономерном увеличении эрозионного среза от центра бивулканоструктуры к ее периферии и смене

низкотемпературной минерализации высоко-температурной в соответствии с глубиной фаций вулканотрузивного комплекса и конформными им высотными ярусами рельефа. Выявленная зависимость, вероятно, свойственна не только морфоструктурам юго-востока Корякского нагорья, сформированным на островодужном основании, но и другим магматическим морфоструктурам, примеров чему немало в Корякском нагорье [10]. Относительная величина поднятия и денудации рельефа может в большинстве случаев служить критерием оценки степени эрозии надочаговых рудомещающих толщ. Последняя в совокупности с оценкой интенсивности проявления эпигенеза в геохимических полях с конформным им геолого-геоморфологическим комплексом представляет собой эффективный метод прогноза и поисков россыпных рудных объектов, основанный на концепции Г. И. Худякова.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков В. Л., Григорян С. В., Овчинников Л. Н. Геохимические методы поисков рудных месторождений.— М.: Наука, 1981.
2. Бискуп С. Ф. Палеоген и неоген крайнего Северо-Востока СССР.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.
3. Волчанская И. К. Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации.— М.: Наука, 1981.
4. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Восток СССР. Т. 8.— Л.: Недра, 1984.
5. Коляда А. А., Поздеев А. И., Полушин В. Н. и др. Кайнозойские отложения Паропольского прогиба и их роль в поисках полезных ископаемых // Геология и полезные ископаемые Корякско-Камчатской складчатой области.— Петропавловск-Камчатский, 1985.— С. 83—99.
6. Мелкомуков В. И. Петрохимические особенности Белогорской вулканоструктуры // Там же.— С. 204—215.
7. Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1 : 50 000.— Вып. 15.— Л.: Недра, 1985.
8. Филатова И. И., Егоров П. В., Дворянкин А. И. и др. Структуры континентальной и переходной земной коры на космических снимках.— М.: Наука, 1984.
9. Худяков Г. И. Концепция геолого-геоморфологической конформности — основа морфоструктурных исследований на Дальнем Востоке // Морфоструктурные исследования: Теория и практика.— М.: Наука, 1985.— С. 12—18.
10. Шипицын Г. П., Гимадеева Л. Ф. Связь геохимической зональности с морфоструктурами различных генетических типов // Прикладная геоморфология и неотектоника Юго-Восточной Сибири/Институт земной коры СО АН СССР.— Иркутск, 1988.— С. 46.
11. Яковлев Г. Ф. Вулканогенные структуры месторождений полезных ископаемых.— М.: Недра, 1974.

ИГО Камчатгеология  
пос. Корф Камчатской обл.

Поступила в редакцию  
15 мая 1987 г.

УДК 551.734 : 552.14(571.6—18)

М. Х. Гагиев, П. П. Лычагин

**ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ ТИП РАЗРЕЗА ДЕВОНА МОМСКОГО ХРЕБТА**  
(Северо-Восток СССР)

Излагаются результаты изучения среднедевонского вулканогенно-осадочного разреза увязкинской толщи, развитой в междуречье рек Рассоха и Зырянка (левобережье р. Колыма). Толща подразделена на пять пачек, из которых третья и четвертая — существенно вулканогенные (риолит-базальтовые). Все пачки оха-

Девонские отложения, развитые в южной части Момского хребта, представлены разнообразными морскими осадочными породами, сформировавшимися в прибрежно-мелководной, рифогенной и глубоководной обстановках. Существенно вулканогенный тип разреза девона известен лишь в узкой полосе северо-западного простирания, прослеживаемой вдоль западной окраины гряды Арга-Тас, в междуречье Зырянка — Рассоха (рис. 1). Впервые этот тип был установлен и детально описан в верхнем течении руч. Увязка (правобережье р. Зырянка) геологами ПГО «Аэрогеология» А. И. Сидяченко, А. К. Савосиной и др. в 1972—1975 гг. [8, 11]. В составе выделенной ими увязкинской свиты раннесреднедевонского возраста отчетливо преобладают породы, характерные для спилит-диабазовой формации. Она была подразделена на две части: нижнюю — спилитовую — и верхнюю — базальт-диабазовую с прослоями кремнистых пород и граувакковых песчаников. Возраст толщи обосновывался находкой в ее

рактированы комплексами конодонтовой фауны, определяющими позднеэмско-эйфельский возраст толщи. Вулканические образования увязкинской и других близких по возрасту толщ в обрамлении Алазейской складчатой зоны относятся к натриевой риолит-базальтовой формации.

верхней части линзы известняка с «эйфельскими»\* кораллами. Нижний возрастной предел определен по присутствию в поле развития увязкинской толщи на руч. Увязка выхода известняков с раннедевонскими табулятоморфными кораллами. Предполагалось, что эти известняки, отнесенные к калгарской свите, контактируют с породами увязкинской толщи по крупному надвигу северо-западного простирания. К согласно перекрывающим вулканиты увязкинской толщи были отнесены палеонтологически немые граувакковые песчаники, обнажающиеся в истоках руч. Увязка.

В 1977—1986 гг. разрезы увязкинской толщи на руч. Увязка, а также в среднем течении р. Булкут (левый приток р. Рассоха) изучались специалистами Северо-Восточного КНИИ ДВО АН СССР П. П. Лычагиным, М. И. Тереховым, Е. Ф. Дылевским, В. И. Шинкерманом, М. Х. Гагиевым и др. Важнейшее значение для составления сводного разреза толщи имели находки конодентов в пробах из линз и прослоев карбонатных разностей пород (определения М. Х. Гагиева). К настоящему времени получена представительная фаунистическая характеристика всех основных литологических частей (пачек) увязкинской толщи.

Результаты исследований позволяют пересмотреть объем увязкинской толщи, детализировать ее возраст и уточнить формационный характер входящих в нее изверженных пород. По нашему мнению, в состав толщи следует включать не только те пачки, в которых вулканогенные образования отчетливо доминируют,

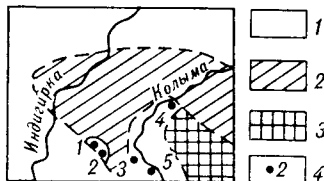


Рис. 1. Основные тектонические элементы (по [7, 12]) и местонахождение выходов вулканогенно-осадочных отложений среднего девона.

1 — Яно-Колымская складчатая система; 2 — Алазейская складчатая зона; 3 — Омолонский массив; 4 — местонахождение: 1 — выходов увязкинской толщи (1 — руч. Увязка; 2 — р. Булкут), 3—5 — прочих выходов среднедевонских вулканитов (3 — р. Белая Ночь; 4 — Верхний Половинный Камень; 5 — руч. Гудок).

\* В настоящее время большая (нижняя) часть эйфельского яруса, принятого в СССР, отнесена к эмсу [9, 10].

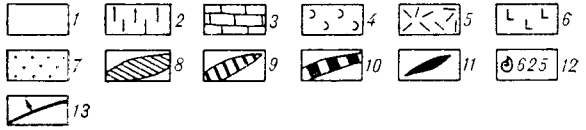
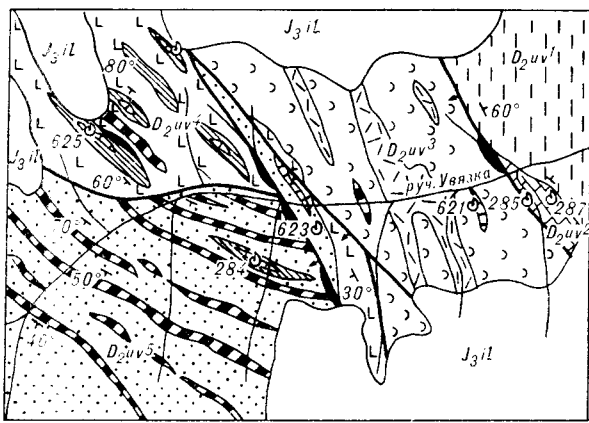


Рис. 2. Схема геологического строения верхнего течения руч. Увязка (по [8, 11] с уточнениями).

1 — верхняя юра, ильинтасская свита, конгломераты, андезитовые и базальтовые порфиры; 2—9 — средний девон, увязкинская толща: 2 — пачка 1, 3 — пачка 2, 4 — базальты пачки 3, 5 — кислые эффузивы пачки 3, 6 — базальты пачки 4, 7 — пачка 5, 8 — линзы алевролитов, кремнистых алевролитов, аргиллитов, 9 — линзы известняков; 10 — дайки габро-диабазов; 11 — дайки пикритов; 12 — точки находок фауны; 13 — разрывные нарушения.

по также алевролитово-сланцевую толщу, условно отнесенную ранее к палеозою, известняковую пачку, отнесенную к калгарской свите, а также песчаниковую толщу, перекрывающую увязкинскую в прежнем [8, 11] понимании. В составе увязкинской толщи можно выделить, таким образом, пять пачек, характеристика которых приводится далее (снизу вверх) (рис. 2, 3).

Пачка 1 наиболее полно обнажена в коренных выходах и развалах правого борта долины р. Булгут, приблизительно в 15 км юго-восточнее р. Увязка. Основание пачки не вскрыто, ее мощность составляет не менее 150 м. Пачка сложена темно-серыми и черными массивными и тонкопараллельно-полосчатыми кремнистыми алевролитами, аргиллитами, фтанитами, кремнеалевритистыми песчаниками. Отмечены единичные и маломощные (до 1—1,5 м) покровы миндалекаменных базальтов, включающих иногда «закатанные» небольшие колонии табулятафавозитид. Кремнисто-глинистые породы содержат немногочисленные линзы и эллипсоидальные обособления углеродистых песчанистых и грубообломочных, часто детритусовых, известняков. Последние обычно интенсивно окремнены, имеют скопления крупных (до 1 см в диаметре) членков криноидей, раковин и створок брахиопод плохой сохранности, редкие неокатанные обломки черных кремнистых алевролитов. В нижней части разреза пачки из линзы песчанистого углеродистого известняка

(обр. 274Б, сборы М. Х. Гагеева) выделен богатый комплекс конодонтов: *Polygnathus inversus* Kl. et John., *P. aff. inversus* Kl. et John., *P. totensis* Snig., *Pondorinellina expansa* Uyeno et Mason, *Spathognathodus cf. carinthiacus* Schulze, *Sp. aff. optimus* Mosk., *Belodella cf. resima* Philip B. cf. *triangularis* (Stauffer), *Panderodus* sp.

Перечисленные формы однозначно характеризуют стандартную зону *inversus*, причем приростные *Pand. expansa*, *P. totensis*, *Sp. cf. carinthiacus* указывает на верхнюю часть (или верхнюю подзону) этой зоны. В стратотипиче-

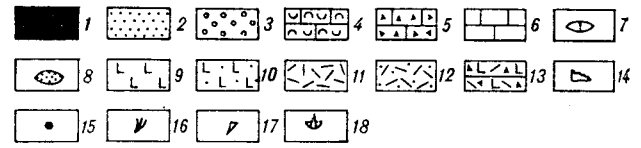
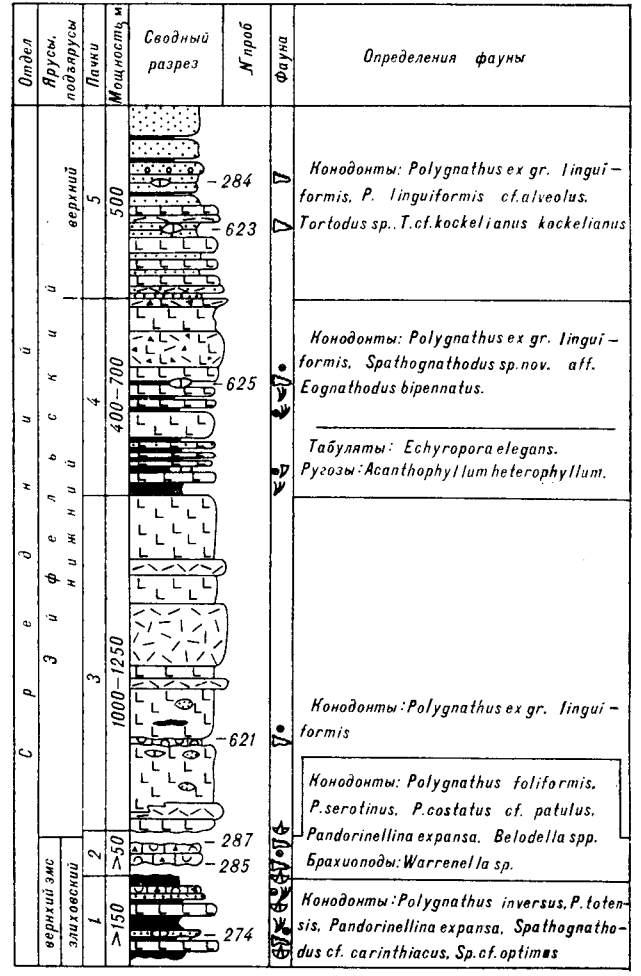


Рис. 3. Сводный разрез увязкинской толщи. 1 — алевролиты, кремнистые алевролиты, аргиллиты, фтаниты; 2 — песчаники; 3 — гравелиты; 4 — известняки органогенно-обломочные; 5 — известняки брекчиевидные; 6 — известняки массивные; 7 — линзы известняков и известковистых песчаников; 8 — песчаниковые желваки; 9 — базальты; 10 — туфы основного состава; 11 — риолиты; 12 — туфы риолитов; 13 — лавобрекчии смешанного состава; 14—18 — остатки фауны: 14 — конодонты, 15 — членки криноидей, 16 — табуляты, 17 — ругозы, 18 — брахиоподы.



ских разрезах Баррапдиена (Чехословакия) верхней части зоны *inversus* могут соответствовать наиболее нижние слои дальнего яруса, а в разрезах Рейнских Сланцевых гор (ФРГ) — нижняя часть верхнего эмса [14]. На Северо-Востоке СССР сходный комплекс конодонтов выявлен в прикровельной части вечернинской свиты (Омулевские горы), в средней части голышевской свиты (Момский хребет, р. Серечен), в основании сахинской свиты (р. Колыма, разрезы Известковый Карьер, Верхний Половинный Камень и др.) [3, 4]. С учетом стратиграфического положения, данная пачка может коррелироваться с нижней частью верхнего эмса (дальнего яруса).

Вероятно, пачке 1 соответствуют темно-серые и черные алевролиты, образующие мелкие коренные выходы и осыпи на восточном фланге разреза руч. Увязка и условно отнесенные ранее к палеозою (см. рис. 2).

Пачка 2 обнажена во фрагментарных коренных выходах и в развалах на правом склоне долины руч. Увязка и в бортах ее правого притока. Достоверные контакты с подстилающими и перекрывающими образованиями не наблюдались и, возможно, имеют тектонический характер. Мощность пачки 2 составляет не менее 50 м. Она сложена темно-серыми углеродистыми брекчиевидными органогенно-обломочными или — реже — массивными и неяснослоистыми известняками с заметной примесью пеплового материала. Ранее эта пачка была отнесена к нижнесреднедевонской свите на основании ее карбонатного состава и по находке нижнедевонских табулят *Favosites socialis* Sok. et Tes. [8, 14]. По определениям комплексов конодонтов и других фаунистических остатков, обнаруженных в разрезах по р. Серечен, возраст калгарской свиты определен нами как пражский [3]. Существенно более молодой возраст характеризует конодонты, найденные в пачке 2 увязкинской толщи. В нижней части этой пачки (обр. 285, сборы М. Х. Гагеева) обнаружены *Pandorinellina expansa* Uyeno et Mason, *Pand. cf. expansa* Uyeno et Mason, *Polygnathus serotinus* Telford, *Belodella cf. resima* Philip, *Panderodus* sp., а из верхней части (обр. 287) выделены *Polygnathus foliformis* Snig., *P. costatus patulus* Kl., *Belodella cf. resima* Philip. Первый из комплексов характеризует стандартную зону *serotinus* (непосредственно перекрывающую зону *inversus*), а второй определяет последующую зону *patulus* верхнего эмса [3—5]. Таким образом, по конодонтам пачка 2 коррелируется со средней — верхней частью верхнего эмса (дальнего яруса) в объеме зон *serotinus* и *patulus*. Этот вывод подтверждается найденными нами в средней части пачки брахиоподами *Warrenella* sp. среднедевон-

ского (по мнению определявшей их М. А. Ржонинской) возраста. Присутствие раннедевонских (лохковско-раннепражских) табулят может быть объяснено генезисом карбонатов пачки главным образом за счет деструкции рифогенных построек, окаймлявших очаги вулканизма.

В смежных районах Северо-Востока возрастными аналогами пачки 2 увязкинской толщи являются урультунская свита Омулевских гор, верхняя (большая) часть сахинской свиты правобережья р. Колыма, а также средняя часть голышевской свиты (р. Серечен, Момский хребет) [3].

Пачка 3 мощностью 1000—1250 м обнажена в бортах русла и на склонах долины руч. Увязка, западнее выходов пачек 1 и 2 (см. рис. 2). Она соответствует нижней части увязкинской толщи в понимании А. И. Сидяченко, А. К. Савосиной и др. [8, 14]. Пачка сложена преимущественно зелеными миндалекаменными базальтами с шаровой и подушечной отдельностью, подчиненными покровами натриевых трахидацитов и натриевых трахириолитов серых и зеленовато-серых, очень невыдержанных по простиранию. В нижней половине пачки в базальтах встречаются редкие эллипсоидальные обособления мелкозернистых кремнистых песчаников и известняков, а также единичные линзовидные пласти кремнистых аргиллитов и органогенно-обломочных криноидных углеродистых известняков. Из одного такого известнякового пласта на правобережье ручья (обр. 621-1, сборы В. И. Шпикермана) выделены конодонты *Polygnathus ex gr. linguiforhis* Hinde раннейфельского облика.

Пачка 4 мощностью 400—700 м обнажена в бортах и на левом склоне долины ручья. Она согласно перекрывает базальты пачки 3 и соответствует верхней части увязкинской толщи в понимании предшественников [8, 14]. В нижней части пачки черные и темно-серые аргиллиты, кремнистые аргиллиты и фтаниты чередуются с зелеными миндалекаменными базальтами, туфами основного состава. В кремнисто-аргиллитовых слоях встречаются редкие линзовидные пропластки перекристаллизованных и окремненных углеродистых известняков с криноидеями, кораллами и конодонтами. Верхняя часть пачки характеризуется сложным чередованием невыдержанных по простиранию базальтов, туфов и лавобрекчий смешанного состава. В линзе известняка в низах пачки специалистами ПГО Аэрогеология обнаружены табуляты *Echynopora elegans* Dubat., ругозы *Asaphophyllum heterophyllum* (E.-H.), криноидеи *Salairocrinus* sp. *Stenocrinus* sp. [11]. В такой же линзе известняка в середине пачки (обр. 625, сборы П. П. Лычагина) обнаружены конодонты *Spathognathodus* sp. nov. *Gagiev* (aff. *Eognathodus bipennatus* Bisch. et Ziegler),

*Polygnathus* ex gr. *linguiformis* Hinde, *Belodella* sp. (см. рис. 3).

Возраст пачки 4 требует уточнений. С одной стороны, табуляты *Ech. elegans* и конодонты *Sp. sp. nov. Gagiev* до сих пор были известны лишь из позднеэмской сахинской свиты в разрезе Верхний Половинный Камень (правый берег р. Колыма выше пос. Среднеколымск) [3, 6]. С другой стороны, стратиграфическое положение этой пачки, а также присутствие конодонтов *P. ex gr. linguiformis* раннеэйфельского облика свидетельствует о ее более молодом возрасте. С учетом возможности переотложения части фауны при размыве более древних толщ или более широкого возрастного диапазона указанных позднеэмских таксонов пачка 4 может коррелироваться с нижним эйфелем.

В бассейне р. Серечен одновозрастные породы представлены черными кремнистыми алевролитами и известняками средней части голышевской свиты. На правобережье р. Колыма раннеэйфельский возраст имеют щелочные пикриты и туфы половиннокаменной свиты [3].

Пачка 5 мощностью более 500 м обнажается преимущественно в верховьях руч. Увязка. Для нее наиболее характерны массивные, параллельно- или, реже, косослоистые граувакковые песчаники серые и темно-серые, разнозернистые, обычно с градационной структурой, средне-, толстоплитчатые, с прослоями кремнисто-алевритистых песчаников, черных кремнистых алевролитов и аргиллитов, с лидами и пластами гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В нижней части пачки, мощностью 200—250 м, терригенные породы чередуются с невыдержанными по простиранию базальтами, туфами и лавами кислого состава. В более высоких горизонтах вулканыты постепенно исчезают. Пачка интродуцирована многочисленными силами габбро-диабазов.

В песчаниково-алевролитовых слоях нижней части пачки, обнажавшихся в бортах одного из правых притоков ручья, отмечены довольно частые прослои и плиты темно-серых окремненных органогенно-обломочных углеродистых известняков и сланцеватых известняковых гравелитов. Из обр. 284В (сборы М. Х. Гагнева) здесь выделены конодонты *Polygnathus* ex gr. *linguiformis* Hinde, а из обр. 623-1 (сборы В. И. Шинкермана) — *Spathognathodus* cf. *bidentatus* Bisch. et Ziegler, *Tortodus* sp., *T. cf. kockelianus* kockelianus Bisch. et Ziegler, *Polygnathus linguiformis* cf. *alveolus* Weddige, характерные для зоны *kockelianus* верхнего эйфеля [4, 14]. Возраст пачки определяется, таким образом, как позднеэйфельский. С ней коррелируются углеродистые кремнеалевролиты и аргиллиты средней части голышевской свиты (р. Серечен, Момский хребет) рифогенные известняки верховьев р. Спиридонова и бассей-

на р. Бургали (Юкагирское плоскогорье) [3].

Выше трансгрессивно и с резким угловым несогласием залегают вулканогенно-осадочные образования илиньтасской свиты позднеюрского возраста.

Суммарная, но неполная мощность увязкинской толщи составляет 2000—2500 м, а ее возраст определяется (главным образом по конодонтам) как позднеэмско-эйфельский. Учитывая дискуссионность объема среднего отдела девонской системы [9, 10], мы принимаем за нижнюю границу среднего девона основание верхнего эмса или дальнейшого яруса — наиболее предпочтительный уровень с точки зрения особенностей эволюции конодонтов, цефалопод и других палеонтологических группы [1, 2]. В таком случае увязкинская толща целиком относится к среднему девону.

Хотя описанный выше сводный разрез является неполным, а находки фауны относительно редки, результаты исследований дают возможность провести достаточно детальные сопоставления описанной толщи с одновозрастными образованиями смежных районов бассейна р. Колыма. В разрезах верхнего течения рек Рассоха и Зырянка, расположенных западнее полосы развития увязкинской толщи, одновозрастные образования представлены средней частью голышевской свиты. Суммарный возраст этой свиты эмско-раннеживетский [3]. Она характеризуется тонкоплитчатым чередованием черных углеродистых («сажистых») кремнеалевролитов, алевролитов, аргиллитов, подчиненными прослоями известково-кремнистых песчаников и известняков, формировавшихся в глубоководной восстановительной морской обстановке. Вулканыты в разрезе этой свиты неизвестны; установлен лишь маломощный (0,7 м) горизонт мелкообломочной брекчии туфоалевролитов, сцементированных песчано-известковыми материалами (р. Серечен, разрез Хачиска-Правый, нижний эйфель) [3]. Формирование увязкинской толщи происходило, очевидно, в сходной глубоководной восстановительной морской обстановке, осложненной, однако, близостью к центрам подводного натриевого контрастного риолит-базальтового вулканизма. Именно изверженные породы основного и кислого состава, продукты их разрушения (граувакки) сыграли основную роль в седиментогенезе увязкинской толщи. Известняковый, преимущественно грубокластический материал поставлялся, вероятно, за счет деструкции рифов, пространственно приуроченных к вулканическим постройкам.

Состав базальтов увязкинской толщи достаточно подробно рассмотрен в работе А. К. Савосиной и др. [11], поэтому приведем данные только по кислым вулканистам. Среди них различаются натриевые трахидациты и натриевые

трахириолиты, которые в терминах классификации вулканических пород по их «палеотипности» принято называть «кератофирами» и «кварцевыми кератофирами» соответственно. Их химический состав, пересчитанный на сухой остаток (%):  $\text{SiO}_2$  — 63,70 и 70,05,  $\text{TiO}_2$  — 0,43 и 0,36,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 18,83 и 15,21,  $\text{FeO}$  — 4,40 и 3,16,  $\text{MgO}$  — 1,15 и 0,87,  $\text{CaO}$  — 3,08 и 1,24,  $\text{Na}_2\text{O}$  — 6,83 и 5,42,  $\text{K}_2\text{O}$  — 1,51 и 3,53,  $\text{P}_2\text{O}_5$  — 0,07 и 0,07 (каждый состав усреднен по двум образцам). Обе породы плагиофировые (8—10 и 30—40 % фенокристаллов плагиоклаза соответственно), включают редкие псевдоморфозы по неопределимому цветному минералу. Основная масса трахитоидная и фельзитовая. Данные породы образуют экструзивные тела и короткие мощные потоки в пачках 3, 4 и 5. Изредка встречаются туфы кислого состава (пачка 5).

Анализ данных А. К. Савосиной и др. [11], Г. А. Гринберга и др. [5] и наших материалов свидетельствует о значительном своеобразии этой вулканической ассоциации. Оно состоит в ясно выраженном натриевом характере пород по контрастном распределении содержаний в них кремнезема, что обусловило отсутствие андезитов. Подобные ассоциации свойственны ранним стадиям развития складчатых областей. Повышенная щелочность входящих в их состав эффузивов — явление ординарное и не может служить главным указанием на «рифтовый» характер этих изверженных пород, как то полагают Г. А. Гринберг и др. [5]. Примером пород геосинклинальных ассоциаций с высоким содержанием щелочей (особенно натрия) могут служить палеозойские эффузивы мульды Ландилл Реногерцинской складчатой зоны [13].

С вулканическими образованиями ассоциируют силлы и дайки габбро-диабазов, диабазов,

пикритов. Относительно последних существует точка зрения о том, что эти породы представляют собой альпинотипные гипербазиты и объединяются с вулканитами и габбро-диабазами в офиолитовую ассоциацию [8]. Это не так, поскольку рассматриваемые ультрамафиты, обнаруживая интрузивные контакты с вмещающими осадочными терригенными породами, часто обладают порфировой структурой (вкрапленности оливина, клинопироксена с пойкилитовыми вростками плагиоклаза, редко ортопироксена и флогопита, погруженные в серпентинизированное стекло). Кроме того, содержание магния в них не превышает 30 % (в альпинотипных гарцбургитах и лерцолитах оно более 35 %), а содержание стронция и бария составляет 54 и 220 г/т соответственно (в альпинотипных ультрамафитах содержания этих элементов исчезающе малы). Вследствие этого авторы пришли к убеждению, что основные и ультраосновные интрузивные породы следует объединять в пикрит-диабазовую формацию.

Рассмотренные изверженные образования связаны с проявлениями среднедевонского ультрамафит-мафитового магматизма в обрамлении Алазейской складчатой зоны (см. рис. 1). Базальты (нередко пикритовидные) в ассоциации с натриевыми риолитами давно известны в южной части Приколымского поднятия (бассейн р. Белая Ночь), где они имеют, вероятно, среднедевонский возраст. Раннеэйфельские вулканические пикриты и их туфы присутствуют на севере той же структуры в разрезе Верхний Половинный Камень. В целом эффузивы среднего девона в обрамлении Алазейской зоны следует рассматривать в составе натривой риолит-базальтовой формации. Максимальная напряженность вулканизма при этом приходится на ранний эйфель.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Богословский Б. И. Биостратиграфия среднего девона по аммоноидеям // Средний девон СССР, его границы и ярусное расчленение.— М.: Наука, 1985.— С. 20—26.
2. Гагиев М. Х. Эволюция конодонтов и проблема границ нижнего и среднего отделов девонской системы // Там же.— С. 27—36.
3. Гагиев М. Х. Стратиграфия и конодонты нижне-среднедевонских отложений Северо-Востока СССР/ СВКНИИ ДВНЦ АН СССР.— Магадан, 1987.
4. Гагиев М. Х., Родыгин С. А., Тимофеева О. Б. Зональное расчленение и корреляция нижне-среднедевонских отложений Салаира и Северо-Востока СССР по конодонтам/СВКНИИ ДВНЦ АН СССР.— Магадан, 1987.
5. Гринберг Г. А., Гусев Г. С., Бахарев А. Г. и др. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Кольмо-Омолонского массива.— М.: Наука, 1981.
6. Дубатов В. Н. Табулиты и биостратиграфия среднего и верхнего девона Сибири.— М.: Наука, 1972.
7. Мерзляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омутлевского поднятия.— М.: Наука, 1971.
8. Натанов Л. М., Зоненштайн Л. П., Шульгина В. С. и др. Геологическое развитие Кольмо-Индибирского региона и проблема Кольмского массива // Геотектоника.— 1977.— № 4.— С. 56—68.
9. Ржонсницкая М. А. Современное состояние проблемы границы и ярусного расчленения нижнего и среднего девона на территории СССР // Биостратиграфия пограничных отложений нижнего и среднего девона.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1982.— С. 12—19.
10. Ржонсницкая М. А. Средний девон, его объем и

расчленение в свете современных данных // Средний девон СССР, его границы и ярусное расчленение.— М.: Наука, 1985.— С. 3—9.

11. Севосина А. К., Натанов Л. М., Сидяченко А. И. и др. Спилит-диабазовая формация хребта Аргатаг (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР.— 1976.— Т. 230, № 2.— С. 414—416.
12. Шило Н. А., Бабкин П. В., Белый В. Ф. и др. Новая схема тектонической и металлогенической зональности северо-востока Советской Азии // Тек-

тоника и структурная геология. Палеострология.— М.: Наука, 1976.— С. 149—155.

13. Juteau Th., Rocci G. Vers une meilleure connaissance du probleme des spilites a partir de données nouvelles sur de cortege spilite-keratophyrique Hercynotype // Spilites and spilitic rocks.— Berlin, 1974.— P. 250—330.
14. Klapper G., Ziegler W. Devonian conodont biostratigraphy // Spec. Pap. Palaeontol.— 1980.— N 23.— P. 199—224.

СВКНИИ ДВО АН СССР  
Магадан

Поступила в редакцию  
9 марта 1988 г.

УДК 549 + 552.36(571.62)

В. С. Приходько, Г. П. Пономарев

**СОСТАВЫ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ДУНИТОВ КОНДЕРСКОГО МАССИВА**

Методом рентгеноспектрального микроанализа изучен химический состав породообразующих минералов (оливин, хромшпинелид) дунитов Кондерского массива. Установлен достаточно выдержанный состав оливинов при значительно более широких вариациях хромистости и железистости сосуществующего хромши-

На территории Алданского щита известны небольшие массивы центрального типа (Инагли, Кондер, Чад). Ключевое положение занимают в них дуниты, во многом определяющие состав, строение и рудоносность названных интрузий. Данные по химическому составу породообразующих минералов дунитов немногочисленны и включают единичные анализы оливинов и хромшпинелидов, а также анализы хромшпинелидов и оливинов, заключенных в платиновых минералах [8, 9 и др.]. Этой информации явно недостаточно, чтобы получить представление о средних составах минералов, о вариациях составов в объеме дунитовых тел. Такие данные необходимы для задач формационного анализа, для выяснения внутренней вещественной структуры тел и для построения петрологических моделей формирования интрузий центрального типа.

В статье приводятся результаты микрондочковых определений химического состава оливинов (90 образцов) и хромшпинелидов (119 образцов) из различных типов дунитов Кондерского массива. Из каждого образца дунита анализировалось по несколько зерен этих минералов. Изученные образцы характеризуют центральную и краевые части дунитового тела, за исключением плохо обнаженного юго-западного фланга. Отбор проб проводился достаточно равномерно по всей площади выходов дунитов; интервал опробования составлял ~100 м. На некоторых участках (руч. Коротыш) расстояние между точками отбора образцов было уменьшено до 15—30 м. Размах опробования по вертикали достигает 400 м, поэтому можно говорить, что полученные данные о составе минералов характеризуют определенный объем дунитового тела. Отбор образцов, их петрографи-

велида. Выявлена определенная взаимосвязь между составами минералов и структурными типами дунитов. Показано, что краевые фации дунитового тела имеют более высокую железистость по отношению к центральной части тела.

ческая характеристика проведены В. С. Приходько; химический состав минералов изучен Г. П. Пономаревым на микроанализаторе «Сателлах» (Институт вулканологии ДВО АН СССР).

Многие вопросы геологии и петрографии Кондерского массива рассмотрены в различных публикациях [2, 3, 8]. Массив овальной формы залегает среди архейских метаморфических образований и отложений синейского комплекса (рис. 1). Вблизи массива осадочные породы круто наклонены по направлению от массива и образуют куполовидное поднятие. Дуниты слагают изометричное в плане тело (диаметром

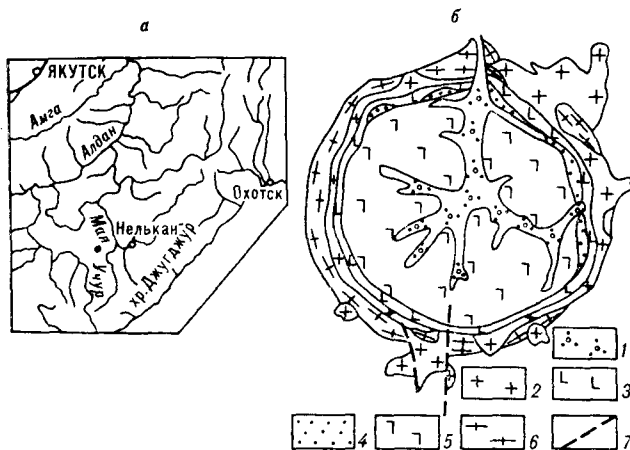


Рис. 1. Место нахождения (а) и схематическая геологическая карта (б) Кондерского массива по М. А. Богомолову.

1 — четвертичные образования; 2 — послеверхнеюрские диориты, сиениты, граносиениты и габбро; 3 — магнетит-пироксеновые породы краевой части ультраосновного ядра; 4 — оливин-пироксеновые породы; 5 — дуниты; 6 — кристаллические сланцы, амфиболиты и мраморы архей; 7 — тектоно-

~5,5 км), являющееся ядром массива. Оно окружено пироксенитовой оторочкой шириной в сотни метров. Далее следуют породы кольцевой интрузии, сложенной диоритами и диоритсиенитами. В пределах массива широко развит жильный комплекс, представленный различными магматическими и метасоматическими породами.

Дуниты представляют собой мелко-, среднезернистые, реже крупнозернистые породы с массивной текстурой. Различаются микроструктуры дунитов центральной части тела и эндоконтактовых зон или краевых фаций, причем среди тех и других выделяются несколько разновидностей.

По периферии ядра развиты в основном мелкозернистые дуниты, иногда в «порфировидных» разностях размер зерен оливина достигает 8 мм. На западном фланге широким распространением пользуются неравномерно-зернистые, порфировидные породы. В них преобладают ксеноморфные зерна сложной конфигурации, нередко прорастающие друг друга. В олиविны развиты системы сброса, много минеральных микровключений. Более мелкие изометричные зерна выполняют промежутки между более крупными. Хромшпинелид образует мелкие идиоморфные зерна, которые находятся в интерстициях минералов, а также в виде включений в крупных оливиновых зернах. Подобные породы иногда встречаются в пределах северного и юго-западного флангов дунитового тела.

Дуниты с гранобластовой микроструктурой широко распространены на южном и юго-восточном флангах, вблизи контакта с пироксенитами. Мелкие изометричные или несколько удлиненные зерна оливина образуют плотный агрегат. Границы зерен приближаются к прямолинейным, часто наблюдается тройное сочленение зерен с углами ~120°. Округло-изометричные зерна хромшпинелида располагаются в интерстициях, а наиболее мелкие — внутри зерен оливина.

Крупнозернистые дуниты сосредоточены в центральной части тела. Они представлены двумя разновидностями. Одна из них — грубозернистые дуниты или дунит-пегматиты (обнажение вдоль р. Ковдер). Для оливинов этих пород характерен призматический облик зерен, иногда с хорошей граничностью. В зернах постоянно отмечается грубая спайность по (010). Широко развиты тонкопластинчатые и дендритовидные минеральные микровключения. Ксеноморфные зерна хромшпинелидов, с размерами до нескольких миллиметров, располагаются группами между зерен оливина. Данные породы пользуются крайне ограниченным распространением. Они встречены нами только в северо-восточном блоке дунитового тела.

Ко второй, более широко распространенной разновидности относятся крупнозернистые порфировидные дуниты, отличительной особенностью которых является блочный характер зерен оливина за счет расщепления вдоль тонкой спайности (100). В этой же плоскости располагается двойниковый шов. Размер зерен оливина существенно варьирует — от 0,2 до 2 см. Форма зерен преимущественно пластинчатая. Обильны микровключения магнетита и клинопироксена, располагающиеся по всей площади зерен. Скопления ксеноморфных зерен хромшпинелидов приурочены к участкам развития мелкозернистого оливинового агрегата.

В центральной зоне широко представлены среднезернистые дуниты, в которых границы между удлиненными и полигональными зернами оливина прямолинейны или плавно искривлены. В оливинах проявлено двойниковое строение, встречаются зерна со спайностью в трех взаимоперпендикулярных направлениях. Закономерно ориентированные микровключения наблюдаются только в некоторых зернах. Зерна оливина имеют отчетливые линейную и плоскостную ориентировки. Форма мелких (0,1—0,5 мм) зерен хромшпинелидов идиоморфная, более крупные слегка оплавлены.

**Оливин.** Оливин является основным минералом дунитов, его форма, размеры и состав определяют структуру и химизм пород. Он наблюдается в виде панидоморфных, короткопризматических или пластинчатых зерен. Его размеры колеблются от первых миллиметров до нескольких сантиметров. Химические составы изученных минералов приведены в табл. 1.

Микрозондовые измерения показали, что содержание основных элементов (Mg, Fe) испытывает незначительные колебания. Содержание фаялитовой молекулы в оливинах (рис. 2, а) изменяется от 7,5 % до 12,5 %, причем для основной массы образцов интервал колебаний составляет 8,5—11 %. Наиболее низкая железистость установлена в оливинах из дунит-пегматитов центральной части массива, а наиболее высокая — в оливинах из мелкозернистых сливных дунитов.

В изученных образцах оливинов, независимо от структуры дунитов, такие элементы, как Ti, Al, Cr, отсутствуют или их количество не превышает 0,02—0,07 мас. %, что близко к фоновым значениям. Содержание других элементов (Mn, Ca) составляет десятые доли мас. %. Распределение Mn достаточно однородно, за исключением редких «выбросов». Содержание Ca в целом согласованно изменяется в зависимости от типа дунитов. Наиболее высокие его значения (до 0,4 мас. %) установлены в оливинах пегматитовых и мелкозернистых разновидностей дунита (рис. 2, б).

## Составы оливинов и хромитов из дунитов Кондерского массива, мас. %

Номер образца	ОКСИДЫ											
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	ZnO	Σ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
<b>Дуниты краевых фаций</b>												
<i>Юго-восточный фланг</i>												
1. К/151	39,94	0,04	0,07	0,04	—	9,84	0,19	48,60	0,37	—	—	99,08
	—	0,98	6,69	45,57	17,89	22,63	0,56	7,22	—	0,04	0,24	101,83
	39,94	0,02	0,04	0,01	—	11,65	0,19	45,99	0,40	—	—	98,25
2. К/155	—	1,09	4,62	43,54	21,30	24,85	0,57	5,58	—	0,03	0,19	101,79
	39,75	0,03	0,03	0,03	—	9,96	0,17	48,20	0,34	—	—	98,48
3. К/156	—	0,79	6,84	47,68	15,38	23,03	0,57	6,78	—	0,00	0,22	101,29
	39,98	0,01	0,01	0,03	—	10,58	0,24	47,41	0,39	—	—	98,66
4. К/157	—	0,98	5,38	44,40	18,30	24,48	0,53	5,48	—	0,08	0,24	99,87
	40,08	0,02	0,02	0,00	—	9,26	0,18	48,38	0,31	—	—	98,27
5. К/159	—	0,71	6,95	48,57	15,04	22,58	0,50	7,19	—	0,00	0,22	101,76
<i>Западный фланг</i>												
6. К/299	39,19	0,02	0,02	0,01	—	11,23	0,20	47,61	0,08	—	—	98,36
	—	1,49	5,72	27,30	35,16	24,36	0,52	5,92	—	0,04	0,20	100,70
	39,53	0,03	0,06	0,02	—	10,76	0,24	48,08	0,15	—	—	98,88
7. К/300	—	0,30	4,89	40,90	23,71	21,56	0,41	6,74	—	0,00	0,15	98,66
	39,47	0,03	0,02	0,00	—	10,26	0,20	49,09	0,19	—	—	99,26
8. К/301	—	0,64	2,84	26,75	40,06	24,77	0,42	4,84	—	0,13	0,16	100,61
	39,13	0,02	0,05	0,01	—	10,52	0,20	48,22	0,19	—	—	98,34
9. К/302	—	0,71	3,78	33,33	32,85	23,24	0,44	6,06	—	0,13	0,13	100,67
	39,65	0,03	0,05	0,02	—	9,93	0,22	48,83	0,24	—	—	98,98
10. К/303	—	0,84	3,38	30,87	35,32	23,67	0,47	5,74	—	0,12	0,13	100,55
	39,22	0,01	0,00	0,02	—	10,24	0,22	48,17	0,18	—	—	98,08
11. К/305	—	0,70	5,08	36,93	27,79	22,53	0,45	6,62	—	0,01	0,22	100,33
	39,36	0,02	0,05	0,00	—	11,13	0,30	47,13	0,14	—	—	98,12
12. К/308	—	0,54	2,68	31,99	35,51	23,76	0,40	5,49	—	0,97	0,10	101,46
<i>Южный фланг</i>												
13. КС/65	40,40	0,02	0,03	0,02	—	9,31	0,21	49,44	0,14	—	—	99,57
	—	0,73	6,75	49,47	16,46	19,54	0,48	8,94	—	0,01	0,17	100,65
	40,49	0,07	0,05	0,03	—	9,44	0,17	49,25	0,18	—	—	99,67
14. КС/67	—	0,76	4,83	40,69	24,33	23,07	0,55	6,35	—	0,10	0,09	100,79
	40,12	0,03	0,05	0,01	—	9,42	0,18	49,15	0,27	—	—	99,27
15. КС/68	—	0,98	5,34	44,56	19,50	21,99	0,46	7,24	—	0,09	0,06	100,56
	39,61	0,03	0,06	0,04	—	10,43	0,15	48,21	0,35	—	—	98,90
16. К/288	—	0,71	5,59	42,69	21,39	22,67	0,48	6,65	—	0,04	0,13	100,34
<i>Северный фланг</i>												
17. К/185	40,64	0,03	0,05	0,00	—	8,90	0,15	49,05	0,29	—	—	99,10
	—	0,38	6,97	48,10	14,51	20,49	0,45	7,81	—	0,00	0,03	98,73
	39,92	0,03	0,02	0,04	—	9,38	0,19	48,65	0,34	—	—	98,57
18. К/187	—	0,68	5,46	40,58	23,77	22,77	0,40	6,55	—	0,02	0,21	100,51
	39,89	0,02	0,02	0,02	—	11,09	0,23	46,99	0,37	—	—	98,64
19. К/188	—	0,50	4,20	48,20	17,96	23,71	0,53	5,88	—	0,02	0,19	101,19
	39,91	0,03	0,03	0,00	—	9,31	0,18	48,79	0,17	—	—	98,41
20. К/191	—	0,72	6,57	47,99	15,22	21,67	0,51	7,45	—	0,05	0,32	100,50
	40,30	0,01	0,04	0,00	—	9,95	0,19	48,38	0,31	—	—	99,19
21. К/193	—	0,70	6,58	48,02	15,40	21,72	0,49	7,46	—	0,00	0,16	100,53
	40,12	0,03	0,09	0,03	—	9,04	0,18	49,42	0,32	—	—	99,22
22. К/196	—	0,52	5,41	46,37	18,32	22,89	0,55	6,44	—	0,03	0,09	100,62
	39,41	0,03	0,02	0,02	—	10,38	0,23	47,85	0,26	—	—	98,19
23. К/367	—	0,65	5,25	43,81	20,72	23,28	0,51	6,23	—	0,05	0,12	100,61
	40,62	0,01	0,02	0,04	—	9,38	0,15	49,15	0,25	—	—	99,64
24. К/376	—	0,82	8,33	47,51	13,31	21,48	0,53	7,73	—	0,12	0,24	100,09
	39,88	0,02	0,02	0,03	—	10,71	0,24	47,16	0,28	—	—	98,35
25. КС/47	—	0,71	5,37	40,27	23,80	22,81	0,57	6,13	—	—	—	99,66
	40,55	0,04	0,07	0,02	—	9,01	0,17	49,62	0,25	—	—	99,72
26. КС/88	—	0,76	8,16	48,43	14,71	19,92	0,59	8,42	—	—	—	100,99

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
<b>Дуниты ядерной зоны</b>												
<i>Дуниты-пегматиты</i>												
27. K/124	40,66	0,03	0,04	0,03	—	7,84	0,26	50,30	0,50	—	—	99,66
	—	1,74	3,63	13,64	52,22	23,71	0,42	6,45	—	0,20	0,13	102,13
28. K/130	40,94	0,04	0,04	0,03	—	8,35	0,20	49,21	0,47	—	—	99,27
	—	0,76	2,99	20,90	46,93	23,95	0,46	5,64	—	0,02	0,10	101,76
<i>Крупнозернистые порфиросидные дуниты</i>												
29. K/208	40,24	0,03	0,05	0,03	—	8,22	0,16	50,16	0,15	—	—	99,04
	—	0,44	6,89	50,32	13,94	20,57	0,49	8,22	—	0,13	0,22	101,23
30. K/216	40,17	0,05	0,03	0,00	—	8,77	0,18	49,52	0,23	—	—	98,95
	—	0,64	6,30	50,02	13,73	20,46	0,49	8,11	—	0,04	0,08	99,85
31. K/165	40,15	0,02	0,02	0,01	—	9,38	0,21	48,42	0,26	—	—	98,50
	—	0,78	7,17	48,84	14,30	19,81	0,54	8,77	—	0,00	0,04	100,27
32. K/167	40,20	0,03	0,02	0,01	—	9,79	0,21	48,02	0,20	—	—	98,47
	39,72	0,03	0,07	0,00	—	9,52	0,20	48,70	0,05	—	—	98,29
33. K/366	—	0,72	7,44	51,01	11,97	19,86	0,52	8,78	—	0,11	0,12	100,52
	39,64	0,02	0,01	0,02	—	9,53	0,23	49,28	0,10	—	—	98,83
34. K/245	—	0,60	6,97	48,69	14,13	20,74	0,49	7,93	—	0,02	0,21	99,79
	40,26	0,03	0,05	0,05	—	8,87	0,21	49,22	0,18	—	—	98,88
35. KС/72	—	0,71	5,28	47,58	17,83	20,56	0,51	8,03	—	0,06	0,14	100,63
	39,91	0,02	0,06	0,02	—	8,75	0,20	49,60	0,27	—	—	98,84
36. K/218	—	0,57	6,96	49,99	13,54	20,72	0,47	8,11	—	0,04	0,24	100,65
	39,82	0,02	0,04	0,00	—	8,93	0,20	49,58	0,26	—	—	98,85
37. K/107	—	0,75	5,72	43,38	19,71	19,31	0,67	8,43	—	—	—	98,98
<i>Среднезернистые дуниты</i>												
38. K/115	40,39	0,03	0,04	0,02	—	9,08	0,19	49,07	0,08	—	—	98,70
	—	0,55	6,86	51,28	13,10	21,16	0,51	8,01	—	0,00	0,14	101,61
39. K/116	40,22	0,04	0,00	0,01	—	8,46	0,21	49,94	0,14	—	—	99,02
	—	0,25	6,79	47,90	17,16	22,00	0,44	7,37	—	0,05	0,18	102,15
40. K/117	40,41	0,04	0,05	0,00	—	8,59	0,19	49,46	0,05	—	—	98,80
	—	0,54	7,59	52,63	11,05	20,66	0,49	8,43	—	0,00	0,17	101,56
41. K/119	40,52	0,02	0,03	0,04	—	8,70	0,20	49,17	0,16	—	—	98,84
	—	0,75	7,24	43,95	19,43	20,33	0,44	8,52	—	0,07	0,19	100,91
42. K/120	40,12	0,01	0,03	0,01	—	9,92	0,20	48,06	0,14	—	—	98,50
	—	0,79	9,58	48,97	11,29	22,31	0,45	7,65	—	0,00	0,24	101,28
43. K/133	40,01	0,03	0,02	0,01	—	10,01	0,28	47,77	0,05	—	—	98,18
	—	0,79	4,97	43,74	20,88	25,21	0,80	5,04	—	0,11	0,38	101,91
44. K/135	39,99	0,03	0,00	0,03	—	9,50	0,22	48,24	0,11	—	—	98,13
	—	0,65	4,24	39,57	27,03	22,14	0,45	6,97	—	0,03	0,09	101,16
45. K/162	39,88	0,02	0,00	0,01	—	9,95	0,22	48,07	0,11	—	—	98,26
	—	0,59	5,87	47,36	18,29	20,33	0,49	8,41	—	0,10	0,16	101,61
46. K/164	40,30	0,02	0,07	0,02	—	9,11	0,21	49,15	0,07	—	—	98,96
	—	0,51	2,97	30,85	36,74	23,40	0,51	5,72	—	0,12	0,11	100,93
47. K/170	39,86	0,02	0,02	0,00	—	9,99	0,20	47,86	0,15	—	—	98,09
	—	0,88	6,31	46,88	17,42	20,31	0,46	8,56	—	0,14	0,21	101,17
48. K/171	39,72	0,02	0,03	0,00	—	9,13	0,24	49,47	0,19	—	—	98,80
	—	0,56	7,56	50,10	12,95	20,84	0,49	8,14	—	0,06	0,04	100,73
49. K/173	39,59	0,01	0,03	0,03	—	9,16	0,20	49,41	0,37	—	—	98,79
	—	0,62	7,11	52,46	11,60	18,62	0,41	9,60	—	0,01	0,18	100,61
50. K/174	40,00	0,03	0,04	0,04	—	10,61	0,20	47,86	0,33	—	—	99,13
	—	0,99	3,25	32,56	33,09	24,91	0,50	5,01	—	0,05	0,12	100,46
51. K/176	39,62	0,03	0,02	0,00	—	10,02	0,24	47,88	0,14	—	—	97,95
	—	0,49	5,72	44,88	19,24	24,30	0,52	5,58	—	0,00	0,23	100,97
52. K/178	39,54	0,05	0,07	0,00	—	10,81	0,19	47,42	0,08	—	—	98,15
	—	0,70	5,59	42,34	21,59	23,15	0,53	6,31	—	0,00	0,26	100,46
53. K/179	39,66	0,04	0,05	0,01	—	9,34	0,19	49,39	0,13	—	—	98,81
	—	0,60	5,35	39,43	25,64	22,08	0,49	6,98	—	0,11	0,04	100,72
54. K/180	39,88	0,02	0,06	0,05	—	9,04	0,14	48,64	0,25	—	—	98,08
	—	0,71	7,24	50,89	12,21	21,97	0,46	7,57	—	0,00	0,14	101,19
55. K/181	40,47	0,04	0,04	0,00	—	9,62	0,25	49,13	0,27	—	—	99,82
	—	0,96	11,48	50,06	7,53	21,88	0,47	8,15	—	0,00	0,14	100,68
56. K/182	39,76	0,02	0,04	0,00	—	9,33	0,19	49,33	0,19	—	—	98,85
	—	0,68	6,18	52,76	12,29	18,49	0,42	9,61	—	0,09	0,04	100,56



1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
57. K/203	39,79	0,02	0,03	0,03	—	10,12	0,21	47,99	0,35	—	—	98,55
	—	0,55	3,57	44,75	21,88	23,51	0,60	5,83	—	0,06	0,17	100,91
	40,08	0,02	0,01	0,00	—	7,94	0,16	50,44	0,10	—	—	98,75
58. K/204	—	0,55	6,10	43,83	20,77	21,08	0,53	7,71	—	0,15	0,00	100,72
	39,62	0,01	0,06	0,03	—	9,20	0,22	49,42	0,16	—	—	98,72
59. K/206	—	0,70	6,58	45,07	18,14	21,62	0,51	2,42	—	0,06	0,17	100,27
	39,92	0,01	0,05	0,02	—	8,52	0,18	49,57	0,22	—	—	98,49
60. K/207	—	0,68	5,68	42,60	21,75	21,81	0,51	7,20	—	0,13	0,15	100,52
	39,95	0,04	0,06	0,03	—	8,14	0,25	50,43	0,17	—	—	99,07
61. K/209	—	0,69	6,80	46,10	16,87	22,12	0,49	7,18	—	0,10	0,21	100,56
	39,84	0,02	0,03	0,03	—	9,76	0,22	48,95	0,03	—	—	98,88
62. K/210	—	0,62	6,22	49,53	13,69	22,35	0,49	6,86	—	0,00	0,13	99,88
	39,75	0,03	0,04	0,04	—	8,50	0,15	50,27	0,29	—	—	99,08
63. K/211	—	0,59	6,75	54,14	10,46	19,16	0,44	9,26	—	0,09	0,05	100,93
	38,48	0,04	0,04	0,01	—	8,45	0,19	50,21	0,29	—	—	97,71
64. K/212	—	0,37	5,06	49,44	16,09	21,55	0,50	7,17	—	0,02	0,16	100,37
	39,87	0,03	0,04	0,06	—	9,80	0,20	48,86	0,15	—	—	99,01
65. K/220	—	0,59	5,91	45,31	18,36	20,67	0,51	7,69	—	0,16	0,15	99,35
	39,45	0,03	0,03	0,03	—	10,19	0,26	48,28	0,16	—	—	98,42
66. K/223	—	0,66	6,81	47,11	16,04	21,82	0,48	7,39	—	0,00	0,16	100,47
	39,45	0,02	0,02	0,00	—	9,82	0,23	48,08	0,18	—	—	97,79
67. K/224	—	0,77	8,56	42,44	18,43	22,23	0,50	7,32	—	0,01	0,14	100,41
	39,42	0,05	0,07	0,03	—	9,93	0,22	48,51	0,23	—	—	98,46
68. K/225	—	0,82	6,39	48,40	15,26	20,19	0,44	8,46	—	0,00	0,13	100,09
	40,12	0,03	0,06	0,06	—	8,76	0,17	49,58	0,24	—	—	99,01
69. K/226	—	0,37	12,64	53,60	4,05	19,47	0,40	9,46	—	0,00	0,26	100,25
	39,39	0,02	0,02	0,00	—	9,62	0,16	48,39	0,22	—	—	97,82
70. K/227	—	0,72	6,46	46,35	17,47	21,04	0,47	7,91	—	0,01	0,13	100,55
	39,97	0,08	0,02	0,04	—	8,24	0,21	48,70	0,14	—	—	97,41
71. K/228	—	0,50	7,17	52,77	11,10	19,10	0,45	9,16	—	0,09	0,17	100,51
	39,63	0,03	0,04	0,01	—	9,61	0,16	48,86	0,30	—	—	98,65
72. K/229	—	0,57	6,41	50,01	13,97	21,12	0,38	7,83	—	0,00	0,13	100,41
	39,70	0,04	0,02	0,00	—	9,04	0,22	49,35	0,18	—	—	98,56
73. K/247	—	0,48	6,89	49,46	13,63	21,92	0,47	7,20	—	0,03	0,22	100,32
	39,90	0,01	0,03	0,02	—	8,91	0,16	49,44	0,18	—	—	98,65
74. K/255	—	0,57	6,36	39,23	24,56	20,70	0,42	7,84	—	0,11	0,25	100,05
	39,75	0,04	0,08	0,01	—	9,03	0,20	49,48	0,16	—	—	98,70
75. K/265	—	0,72	5,20	26,79	37,39	23,70	0,44	5,78	—	0,13	0,18	100,32
	39,71	0,03	0,01	0,02	—	10,05	0,21	47,86	0—18	—	—	98,07
76. K/271	—	0,61	6,15	40,08	23,72	23,16	0,47	6,40	—	0,08	0,22	100,90
	39,17	0,04	0,06	0,01	—	9,76	0,16	48,81	0,10	—	—	98,12
77. K/357	—	0,62	7,92	48,59	13,07	23,11	0,50	6,69	—	0,00	0,28	100,78
	39,82	0,02	0,05	0,03	—	9,81	0,18	47,78	0,28	—	—	97,96
78. K/357a	—	0,99	4,75	38,81	26,24	22,16	0,49	7,08	—	0,05	0,17	100,75
	39,76	0,03	0,03	0,00	—	9,96	0,20	48,65	0,32	—	—	98,96
79. K/359	—	0,58	5,51	41,14	23,88	22,08	0,55	7,00	—	0,10	0,22	101,05
	39,70	0,03	0,05	0,00	—	8,38	0,19	49,74	0,26	—	—	98,35
80. K/362a	—	0,56	7,43	51,68	10,79	22,50	0,57	6,98	—	0,04	0,26	100,81
	39,94	0,05	0,04	0,05	—	8,45	0,20	49,09	0,62	—	—	98,43
81. K/3626	—	1,53	3,56	20,59	44,77	22,09	0,85	6,84	—	0,12	1,40	101,75
	39,54	0,03	0,08	0,02	—	8,18	0,20	49,86	0,44	—	—	98,36
82. K/364	—	0,61	5,51	44,67	19,69	23,55	0,50	6,12	—	0,01	0,12	100,80
	39,38	0,05	0,02	0,02	—	9,28	0,16	49,69	0,08	—	—	98,67
83. K/365	—	0,67	6,92	51,87	12,18	18,20	0,40	9,80	—	0,04	0,22	100,31
	40,60	0,01	0,00	0,00	—	9,28	0,41	49,32	0,54	—	—	100,19
84. K/420	—	1,05	3,29	35,87	29,88	24,01	0,51	7,57	—	0,10	0,24	100,61
	40,52	0,03	0,03	0,01	—	9,10	0,18	49,14	0,07	—	—	99,08
85. K/421	—	0,57	7,01	51,29	13,12	20,06	0,47	8,15	—	0,00	0,10	100,77
	40,41	0,03	0,04	0,00	—	9,41	0,18	49,50	0,14	—	—	99,72
86. K/32	—	0,63	6,92	46,33	17,58	20,30	0,46	8,41	—	—	—	100,23
	40,24	0,01	0,06	0,07	—	8,70	0,19	50,19	0,31	—	—	99,77
87. K/71	—	0,73	8,06	51,67	12,25	16,38	0,47	10,31	—	—	—	99,87
	40,62	0,03	0,03	0,01	—	8,77	0,15	49,71	0,24	—	—	99,55
88. K/74	—	0,86	5,46	31,27	32,64	21,77	0,40	7,11	—	0,12	0,00	99,64
<i>Хромитовые руды</i>												
89. K/175	39,89	0,03	0,02	0,01	—	9,84	0,18	47,92	0,28	—	—	98,16
	—	0,72	6,16	52,48	13,03	17,50	0,38	10,34	—	0,19	0,07	100,87
90. K/175a	40,01	0,03	0,03	0,01	—	9,88	0,21	48,04	0,29	—	—	98,50
	—	0,77	6,24	52,08	13,11	16,94	0,40	10,42	—	0,18	0,02	100,16

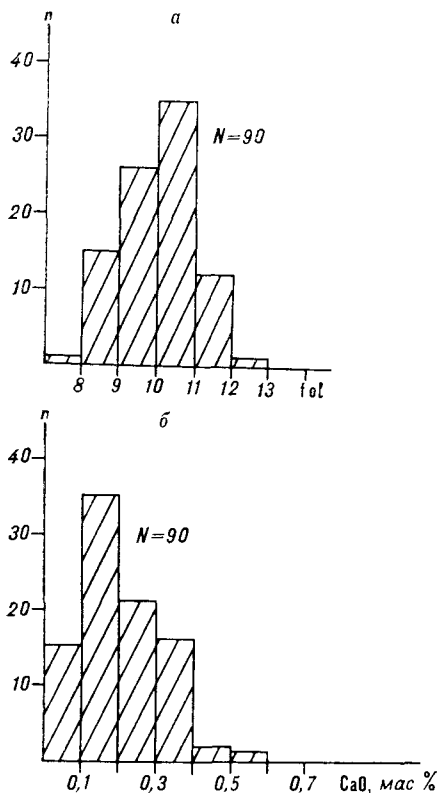


Рис. 2. Гистограммы распределения содержаний фаялитовой молекулы (а) и СаО (б) в оливинах. N — количество анализируемых образцов.

Сравнение результатов химических анализов оливинов из дунитов Кондерского массива с данными по другим подобным геологическим объектам показывает следующее. Железистость изученных оливинов ( $f \sim 9,9\%$ ) существенно выше железистости оливинов из дунитов платиноносного пояса Урала (Нижнетагильский массив —  $7,4\%$ , Конжаковский —  $7,1\%$ , по [6]) и несколько ниже, чем соответствующая характеристика оливинов из дунитов щелочно-ультраосновных интрузий (Гулнская —  $11\%$ , Бор-Урх —  $10,5\%$ , по [4]). По содержанию СаО оливины Кондерского массива сопоставимы с оливинами дунитов платиноносного пояса Урала [6], а в оливинах из дунитов щелочно-ультраосновных интрузий севера Сибирской платформы эта величина выше [4].

**Хромшпинелиды.** Хромшпинелиды являются постоянной аксессуарной примесью дунитов Кондерского массива (первые проценты). Обычно они располагаются в интерстициях зерен оливина. Мелкие ( $0,2-1$  мм) зерна, как правило идиоморфные, а более крупные (до  $5$  мм) — ксеноморфные. Иногда хромшпинелиды встречаются в виде мелких кристаллических включений округло-изометричной формы в зернах оливина из дунитов краевых фаций.

Полученные данные о химическом составе хромшпинелидов нанесены на вариационную диаграмму (рис. 3). Ее анализ позволяет выделить следующие особенности состава данного минерала: а) высокие (для крайних членов) и сильно переменные содержания  $Cr_2O_3$  и  $Fe_2O_3$ ; б) основная группа точек располагается в интервале содержаний  $Cr_2O_3$   $54-40$  мас. %; в) низкое, близкое к постоянному, содержание  $TiO_2$ ; г) низкое, слабо уменьшающееся с понижением хромистости, содержание  $Al_2O_3$ . Анализируемые хромшпинелиды представляют собой твердый раствор переменного состава со следующей схемой изоморфизма для трехвалентных катионов:  $Cr^{+3}(Al^{+3}) \rightleftharpoons Fe^{+3}$ , с близким к постоянному содержанием  $Ti^{+4}$ . Крайние члены этого ряда соответствуют хромитам и хроммагнетитам.

Между железистостью и хромистостью изученных минералов наблюдается достаточно четкая обратная зависимость (рис. 4). Можно выделить два линейных облака фигуративных точек, различающихся темпами сопряженного изменения хромистости и железистости хромшпинелидов. В хромитах первой группы (высокое значение  $Cr/(Cr + Al + Fe^{+3})$ ) возрастание железистости минералов сопровождается незначительным уменьшением их хромистости, тогда как в минералах второй группы при возрастании железистости наблюдается существенное уменьшение второго параметра. Такое явление, вероятно, связано с кинетикой твердофазовых реакций между сосуществующими хромшпинелидом и оливином.

Рассмотрим вариации составов хромшпинелидов в зависимости от типа дунитов и их местонахождения. Хромшпинелиды с максимальными содержаниями  $Cr_2O_3$  ( $\geq 54\%$ ) установлены в среднезернистых «порфириовидных» дунитах (ручей Коротыш и некоторые другие участки). Хромшпинелиды с наиболее низкими содержаниями  $Cr_2O_3$  (см. рис. 3, 4), т. е. хроммагнетиты, встречаются в дунитах-пегматитах из центральной части массива.

В центральной части тела встречаются дуниты, в которых хромшпинелиды содержат максимальные и минимальные концентрации  $Cr_2O_3$ , размах значений достигает  $40\%$ . В хромшпинелидах из дунитов юго-восточного и северного флангов, вблизи контакта с пироксенитом, интервал колебаний содержания  $Cr_2O_3$  составляет  $48,0-43,0$  мас. %. На западном участке, также вблизи контакта с пироксенитами, количество  $Cr_2O_3$  в хромшпинелидах колеблется от  $41,0$  до  $27,0$  мас. %.

Выше отмечалось, что в некоторых зернах оливина из дунитов краевых фаций были обнаружены микровключения хромшпинелидов. Состав этих минералов существенно отличается от состава аксессуарных хромитов из тех же об-

Составы хромшпинелидов, мас. %

Оксиды	Обр. К/157		Обр. К/302	
	1	2	3	4
TiO <sub>2</sub>	0,98	1,15	0,71	0,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,38	0,48	3,78	1,54
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	44,40	31,55	33,33	18,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	18,30	35,19	32,85	51,08
FeO	24,48	26,28	23,24	27,43
MnO	0,52	0,87	0,44	0,42
MgO	5,48	3,61	6,06	3,13
Σ	99,55	99,15	100,41	102,20

Примечание. 1, 3 — акцессорные хромшпинелиды; 2, 4 — минеральные включения.

разцов (табл. 2). Определенная взаимосвязь между ними, т. е. между акцессорным и включенным хромшпинелидами, подчеркивается сопряженным характером содержаний Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в тех и других разностях: 44,4—31,55 (обр. К/157) и 33,33—18,16 (обр. К/302) мас. %.

Акцессорные хромшпинелиды из дунитов щелочно-ультраосновных интрузий севера Сибирской платформы близки к изученным по содержанию многих окислов, отличаясь повышенными концентрациями TiO<sub>2</sub> [4, 10]. Интервал содержаний Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в хромшпинелидах дунитов платиноносного пояса Урала находится в пределах 39—55 мас. %, как и в основной группе хромшпинелидов Кондерского массива. Некоторые различия намечаются по содержанию Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, которое несколько выше в минералах уральских дунитов [6].

**Минеральные микровключения в оливинах.** Закономерно ориентированные микровключения рудной и силикатной фаз в оливинах дунитов Кондерского массива были впервые детально описаны П. Я. Ярошем [12], поэтому мы приводим лишь некоторую дополнительную информацию. Она касается их состава и распространенности в различных структурных типах дунитов. Подобные микровключения отсутствуют или их очень мало в оливинах краевых фаций; исключение составляют дуниты западного фланга. Наиболее богаты такими микровключениями оливины крупнозернистых разностей, особенно пегматоидных. Рассматриваемые микровключения имеют разнообразные формы: рудная фаза представлена дендритообразными, прямоугольными и игольчатыми выделениями. Для моноклинного пироксена дендритообразные выделения не характерны. Размеры микровключений составляют десятки микрон. Существуют однофазовые (Cr<sub>2</sub>Sr<sub>2</sub>, рудный минерал) и двухфазовые (Cr<sub>2</sub>Sr<sub>2</sub> + рудный минерал) выделения. В оливинах крупнозернистых дунитов микровключения располагаются по всей пло-

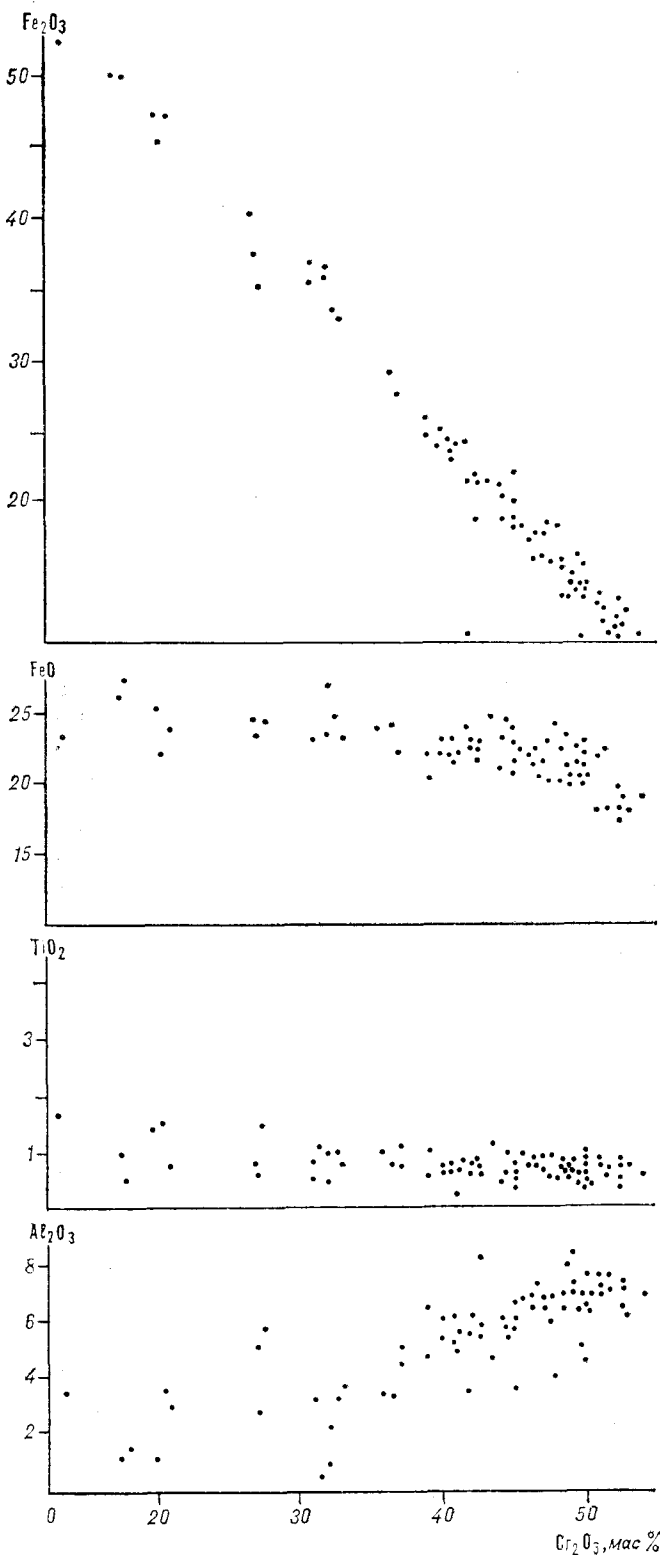


Рис. 3. Соотношения Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> с Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в хромшпинелидах дунитов Кондерского массива.

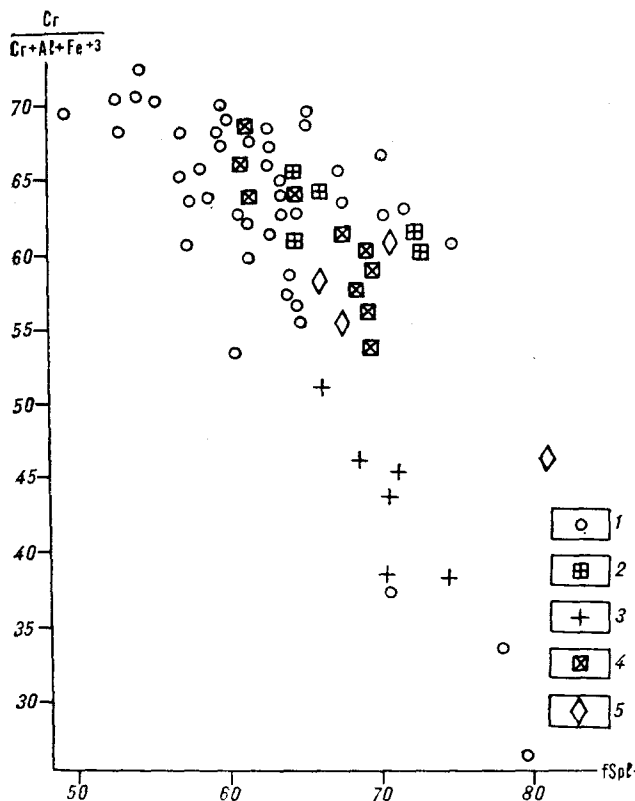


Рис. 4. Соотношение хромистости и железистости хромшпиннелидов.

1 — точки составов хромшпиннелидов из центральной зоны, 2 — из юго-восточного, 3 — западного, 4 — северного, 5 — южного флангов дунитового тела.

щади зерен. В неравномерно-зернистых породах микровключения располагаются преимущественно в центральных зонах крупных зерен оливина. Краевые части таких зерен и рядом располагающиеся более мелкие зерна оливина содержат крайне незначительное их количество. Данные микроразовых определений состава этих фаз приведены в табл. 3. По хими-

Таблица 3

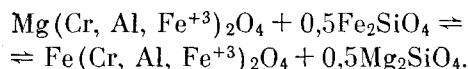
Составы магнетита и моноклинного пироксена из микровключений в оливине, мас. %

Оксиды	Обр. К/180	Обр. К/302	Обр. К/175
SiO <sub>2</sub>	4,30	0,00	53,97
TiO <sub>2</sub>	0,74	0,44	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,85	1,54	0,41
FeO <sub>общ</sub>	80,83	73,39	2,13
MnO	0,23	0,42	0,05
MgO	12,44	3,13	16,56
CaO	0,06	0,13	15,55
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,09	18,16	0,11
Σ	103,56	97,22	98,90

ческому составу клинопироксен отвечает мало-железистому диопсиду с соотношениями CaO и MgO, близкими к стехиометрическим. Рудная фаза соответствует магнетиту с низкими содержаниями MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

**Корреляция составов оливинов и хромшпиннелидов.** Структурные взаимоотношения оливина и хромита в дунитах Кондерского массива позволяют в большинстве случаев предполагать их совместную кристаллизацию. Имеющиеся данные о составах сосуществующих минеральных фаз дают возможность проследить особенности распределения элементов между названными минералами в различных типах дунитов.

Закономерность фазового соответствия для данной пары минералов может быть описана следующим уравнением:



Поскольку трехвалентные катионы являются неустойчивыми в структуре оливина, то речь пойдет об обмене двухвалентных катионов (Mg, Fe<sup>+2</sup>). Соотношение железистости сосуществующих фаз, отражающее характер распределения этих элементов между ними, показано на рис. 5. Здесь же нанесены кривые, отвечающие различным значениям константы равновесия ( $Kd = \text{Mg}_{\text{ol}} \cdot \text{Fe}_{\text{sp1}} / (\text{Fe}_{\text{ol}} \cdot \text{Mg}_{\text{sp1}})$ ). Общая закономерность для пары хромшпиннелид — оливин заключается в увеличении значения *Kd* при уменьшении температуры равновесия, т. е. в обогащении хромшпиннелида железом, а оливина — магнием. Изотермы равновесия данной пары располагаются параллельно кривым *Kd*. Для дунитов с акцессорным хромшпиннелидом смещение по изотерме вправо показывает возрастание общей железистости породы.

При переходе хромшпиннелидов из акцессорной формы в рудную происходит уменьшение железистости обоих минералов по мере увеличения концентрации данного окисла [5, 11].

На рис. 5 фигуративные точки рассматриваемых парагенезисов Кондерского массива образуют линейную полосу, которая пересекает кривые константы равновесия (от *Kd* = 10 до *Kd* = 20). Как показывает эта диаграмма, железистость оливина в определенной мере коррелируется с железистостью сосуществующего хромшпиннелида, т. е. с увеличением железистости оливина возрастает железистость сосуществующего хромшпиннелида. На этом рисунке разными условными знаками показаны две группы парагенезисов дунитов: из центральной части и краевых фаций (ширина зоны от контакта с пироксенами ~500 м). Среди последних выделены условным знаком образцы из северного, восточного, южного и юго-западного флангов дунитового тела. Фигуративные точки

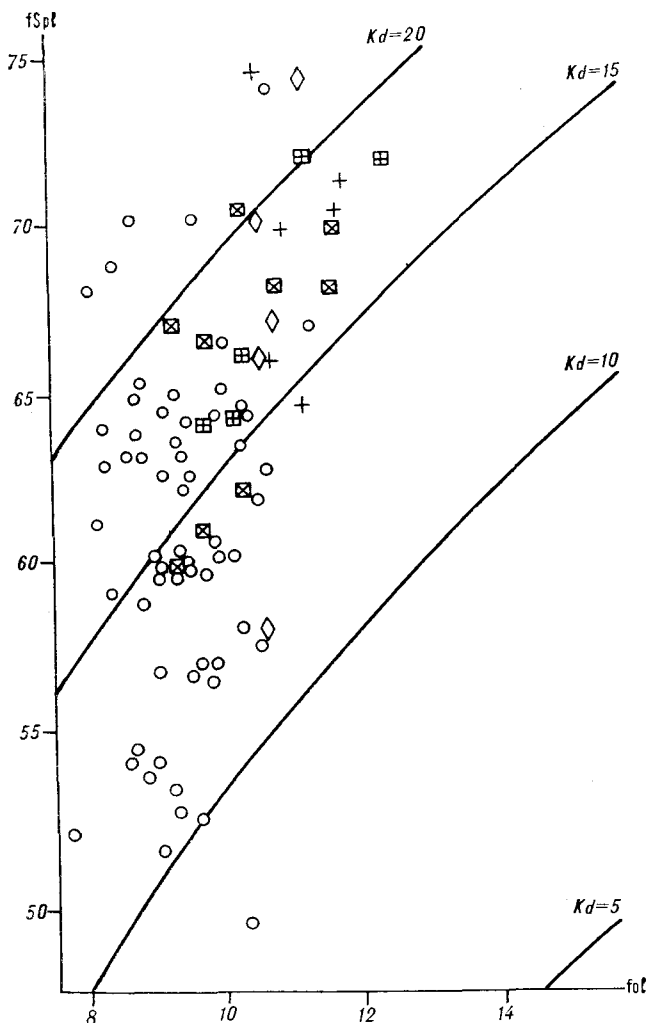


Рис. 5. Соотношение состава оливина и хромшпинелида из дунитов Кондерского массива. Усл. обозн. см. рис. 3.

составов двух основных групп образуют обособленные поля, смещенные друг относительно друга, причем в поле составов минералов дунитов центральной зоны железистость хромшпинелида практически не коррелируется с составом оливина. Парагенезисы дунитов из крайних фаций характеризуются более высокими значениями константы равновесия ( $K_d$ ) по сравнению с породами центральной зоны, т. е. последние имеют высокую температуру равновесия.

Возможность использования пары хромшпинелид — оливин для оценки температуры кристаллизации пород неоднократно обсуждалась в литературе. Из-за неточности исходных термохимических данных и других факторов существуют значительные расхождения в оценке температур по разным геотермометрам. В нашем случае важна качественная оценка, связанная с положением фигуративных точек

относительно кривых константы распределения. Поскольку в изученных хромшпинелидах существуют значительные вариации в содержании  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , то необходимо было выяснить, как связано  $K_d$  с хромистостью минералов. Эту зависимость иллюстрирует рис. 6, на который нанесены точки составов и изотерма  $1200^\circ\text{C}$ , рассчитанная на основе термохимических данных [7]. Как видно, фигуративные точки образуют линейную полосу, пересекающую под небольшим углом изотерму. Это свидетельствует, что изменение соотношения  $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$  при низком, близком к постоянному, содержании  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в хромшпинелидах не вызывает заметного смещения изотерм для пары оливин — хромшпинелид. Таким образом, возвращаясь к анализу рис. 5, можно сказать, что минимальные температуры равновесия близки для дунитов центральной и крайних частей тела, а мак-

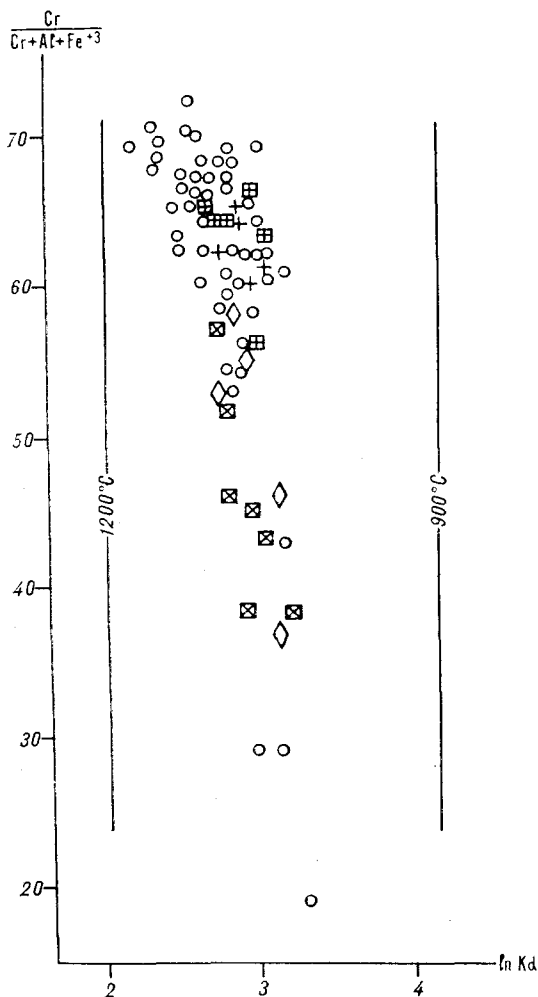


Рис. 6. Зависимость коэффициента распределения двухвалентных катионов между сосуществующими оливин и хромшпинелидом от  $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{+3})$  хромшпинелидов. Усл. обозн. см. рис. 3.

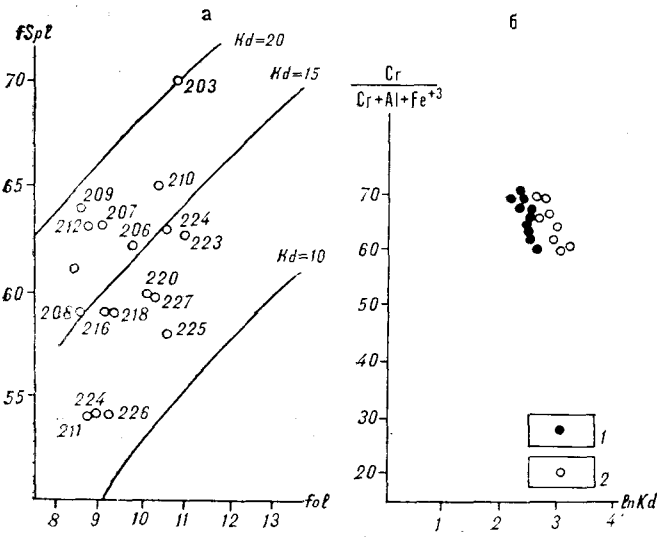


Рис. 7. Соотношение составов оливина и хромшпинелида из дунитов одного из участков (р. Коротыш) (а) и зависимость  $Kd$  от хромистости хромшпинелидов этого участка (б).

симильные — значительно выше у первых. Необходимо отметить, что в центральной зоне наиболее высокими значениями  $Kd$  характеризуется ассоциация оливина с хроммагнетитом (дунит-пегматиты). Фигуративные точки, лежащие между кривыми  $Kd = 20$  и  $Kd = 15$ , принадлежат в основном образцам, отобранным в участках, непосредственно примыкающих к краевой зоне дунитового тела.

Рассмотрим более подробно особенности распределения Mg и  $Fe^{+2}$  между оливинами и хромшпинелидом в дунитах одного из таких участков (руч. Коротыш). По профилю длиной ~400 м было отобрано 19 образцов; возрастание номеров направлено к центру массива. Наблюдается последовательное понижение значения константы равновесия между минералами по мере приближения к центру (рис. 7 а, б). Это свидетельствует о возрастании в том же направлении температуры равновесия. Подобная тенденция установлена и для других участков (восточный блок).

Теперь рассмотрим положение фигуративных точек двух основных групп вдоль изотерм или кривых константы равновесия. Облако точек, характеризующих краевые фации дунитов, смещено вправо относительно точек, соответствующих дунитам центральной зоны. Это указывает на более высокую общую железистость пород краевой фации по отношению к породам центральной части.

**Обсуждение результатов.** Качественная оценка температурного режима формирования дунитов Кондерского массива основывается на результатах анализа обобщенной диаграммы в координатах железистости сосуществующих

минералов (см. рис. 7). Наряду с нашими данными нанесены соответствующие значения для дунитов платиноносного пояса Урала [6] и меймечитов севера Сибирской платформы [10]. Наиболее низкими величинами  $Kd$  характеризуются парагенезисы оливина + хромшпинелида из меймечитов. Точки составов этих пород образуют рой, вытянутый вдоль линий  $Kd = 5-8$ . Температура кристаллизации данных парагенезисов, полученная расчетными и экспериментальными методами, превышает  $1450^\circ C$  [10]. Существуют геологические и петрологические данные, подтверждающие их кристаллизацию из ультраосновных расплавов.

Фигуративные точки составов минералов дунитов Урала и Кондерского массива образуют в целом близкие по форме и положению на диаграмме поля. Более широкий размах значений железистости оливина в дунитах Урала обусловлен тем обстоятельством, что в эту выборку объединены анализы минералов нескольких массивов. В дальнейшем, для упрощения, мы будем анализировать в основном поле составов Кондерского массива.

Поля составов минералов дунитов из этих двух районов располагаются на диаграмме (рис. 8) в области высоких значений f spl и являются секущими по отношению к изотермам. Лишь немногие из рассматриваемых парагенезисов имеют коэффициенты распределения, близкие к меймечитовым, тогда как их основная масса смещена в область значительно более низких температур равновесия. Ориентировочные расчеты температур, а также наблюдения над структурными соотношениями оливина и хромшпинелида показывают, что коэффициенты распределения железа и магния между этими минералами в дунитах Кондерского мас-

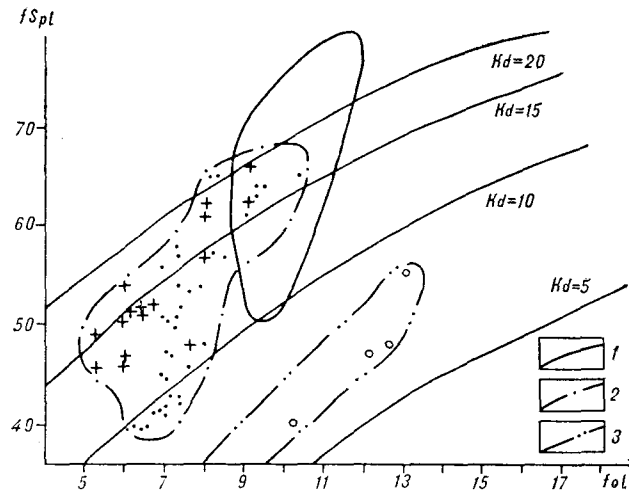


Рис. 8. Составы оливина и хромшпинелида. 1 — поле составов оливина и хромшпинелидов дунитов Кондерского массива; 2 — поле составов минералов дунитов платиноносного пояса Урала; 3 — поле составов оливина и хромшпинелида меймечитов севера Сибирской платформы.

сива в подавляющем большинстве случаев отражают не первичные температуры, а температуры твердофазового катионного обмена между ними. Как выше отмечалось, только немногие образцы из ядерной зоны дунитового тела Кондерского массива имеют коэффициенты распределения, показывающие «магматические» температуры. Как правило, это среднезернистые породы, в которых оливин представлен частично ограниченными кристаллами, образующими плотный упорядоченный агрегат. Микроструктурный анализ этих образцов выявил наличие отчетливой ориентировки кристаллов оливина. Сильные максимумы выходов оси  $Nr$  показывают планпараллельность уплощенных граней (010) оливина, а близкой интенсивности максимумы выходов оси  $Nm$  отражают линейный характер расположения зерен оливина.

Выявленная в образцах дунитов ориентировка кристаллов оливина по форме несомненно имеет магматическую природу. И наоборот, образцы дунитов краевых фаций с метаморфическими структурами характеризуются наиболее высокими коэффициентами распределения. Такая ситуация обусловлена тем, что существующие особенности распределения  $Mg$  и  $Fe^{+2}$  между оливином и хромшпинелидом определяются температурой катионного «замораживания», которая, в свою очередь, зависит от кинематических особенностей температурного режима становления дунитового тела. В работе [1] исследована кинетика процесса охлаждения, установлен широкий интервал блокирующих температур и скоростей охлаждения ( $T = 400-1250^\circ C$  и  $V = 10^{-6}-10^\circ C/год$ ). Минимальные скорости охлаждения установлены

для краевых фаций дунитов. В качестве источника длительного теплового воздействия можно предположить пироксениты, которые непрерывной полосой окружают дунитовое ядро массива. Судя по химическим составам оливинов и хромшпинелидов из дунитов массивов платинопояса Урала, в них наблюдается подобная ситуация, т. е. температуры равновесия возрастают от края к центру массивов. Вероятно, такое распределение температур равновесия между минералами является характерной особенностью зонально-концентрических плутонов.

**Заключение.** Проведенное изучение химического состава минералов дунитов Кондерского массива показало:

а) достаточно выдержанный состав оливинов (для основной группы  $f = 8,5-11\%$ ) при значительно более широких вариациях хромистости и железистости хромшпинелида;

б) взаимосвязь между составом минералов и структурными типами дунитов;

в) более высокую железистость пород краевых фаций по отношению к центральной части дунитового тела;

г) в некоторых образцах из ядерной части дунитового тела коэффициенты распределения магния и железа между минералами фиксируют первичные или близкие к ним температуры равновесия;

д) закономерное увеличение константы равновесия ( $Kd$ ) парагенезисов в направлении от центра тела к его краевым фациям что свидетельствует об уменьшении в том же направлении значения блокирующей температуры твердофазовых реакций между оливином и хромшпинелидом.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Авдонцев С. Н. Новые данные о генезисе ультрамафитов Кондерского массива // Докл. АН СССР.— 1986.— Т. 286, № 4.— С. 935—957.
2. Андреев Г. В. Кондерский массив ультраосновных и щелочных пород.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987.
3. Богомолов М. А. Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите // Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии.— М.: Наука, 1967.— С. 312—363.
4. Васильева Ю. Р. Природа оливинов в щелочно-ультраосновных интрузивных комплексах // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— С. 103—119.
5. Джексон Е. Д. Вариации химического состава существующих хромита и оливина в хромитовых зонах комплекса Стидуотер // Магматические рудные месторождения.— М.: Недра, 1973.— С. 43—66.
6. Иванов О. К., Рудашевский Н. С. Состав оливина и хромшпинелидов дунитов платинопояса Урала // Минералы месторождений Урала.— Свердловск, 1987.— С. 16—35.
7. Маракушев А. А., Безмен Н. И. Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования.— М.: Наука, 1972.
8. Орлова М. П., Соседко Р. А., Шаденков Е. М. Опыт использования минералогических критериев для оценки рудоносности и формационной принадлежности Кондерского массива // Минералогические критерии оценки рудоносности.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1981.— С. 140—149.
9. Рудашевский Н. С., Мочалов А. Г., Орлова М. П. Включения силикатов в природных железолатиновых сплавах Кондерского массива // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 286, № 4.— С. 977—981.
10. Соболев А. В. Фазовый состав меймечитов севера Сибири и некоторые проблемы их генезиса // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— С. 330—346.
11. Штейнберг Д. С. Соотношение магматизма и метасоматоза в эндогенном рудообразовании // Закономерности размещения полезных ископаемых.— Т. XII.— М.: Наука, 1978.— С. 185—194.
12. Ярош П. Я. О первоисточнике хрома в дунитах и природе акцессорного хромита // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва.— 1980.— Ч. СХ, вып. 1.— С. 98—105.

УДК 551.242.4 (571.65)

В. М. Кузнецов, Г. М. Сосунов

## ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ БАСЕЙНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ КОЛЫМЫ

В среднем течении Колымы выделяется ряд глубинных разломов, среди которых различаются внутригеосинклинальные граничные, межглыбовые и скрытые. Они объединяются в сложно построенную Среднеколымскую систему надвигового типа, составляющую

Разломы, играющие решающую роль в тектонике и контролирующие магматизм и размещение полезных ископаемых на Северо-Востоке СССР [9, 12, 16], изучены в настоящее время недостаточно. Известны описания как отдельных разломов, так и их групп по принадлежности к определенным крупным структурам, однако исследования разломов в целом по региону пока малочисленны, а их кинематическая природа не всегда расшифрована, что связано, в частности, с неравномерной площадью изучения.

Бассейн среднего течения Колымы до недавнего времени оставался малоизученным районом, разрывные нарушения, в том числе и крупнейшие, в его пределах специально не рассматривались. Вероятно, поэтому на существующих схемах размещения глубинных разломов [5, 14, 17] показаны лишь единичные, закономерно расположенные элементы. По результатам среднемасштабного геологического картирования и дешифрирования аэрокосмических материалов, выполненных при нашем участии, представляется возможным классифицировать и значительно полнее охарактеризовать разломы этой территории.

Среднему течению Колымы отвечает юго-восточное окончание Яно-Колымской системы мезозой, представленное Приколымским горст-антиклинорием и Сугойским синклинорием. Названный горст-антиклинорий — сложное складчато-глыбовое сооружение, он входит в единую цепь краевых антиклинориев, опоясывающих Колымский массив [1, 11] или Алазейско-Олойскую эвгеосинклинальную систему [18, 19]. Находящийся юго-восточнее Сугойский синклинорий представляет собой северо-восточную ветвь виргирующего окончания Яно-Индиго-Колымской синклинальной зоны [5, 7]. От-

своеобразную динамопару со сдвиговой Индиго-Колымской системой. Показано соотношение разломов системы, их изменяющееся во времени развитие и металлогеническое значение.

раничивающие и расчленяющие их разломы закономерно продолжают в северо-восточном направлении Индиго-Колымскую систему [4, 5] или Колымо-Индиго-Колымский [17] пояс разломов и также могут быть выделены в единую (Среднеколымскую) систему (рис. 1).

Крупнейшие разломы этой системы характеризуются большой протяженностью и, судя по выраженности в геофизических полях, большой глубиной заложения, а также длительностью развития и полностью отвечают понятию глубинного разлома [6, 15]. Они представляются, с одной стороны, мощными линейными телами, зонами, обладающими динамометаморфическим структурным парагенезисом, а с другой — крупными дизъюнктивами (разделами структур).

Среди глубинных разломов бассейна Колымы различаются продольные и поперечные по отношению к складчатым структурам элементы. В соответствии с классификацией В. Е. Хаина [15] они подразделяются на внутригеосинклинальные граничные, межглыбовые и скрытые (иногда сквозные) разломы. Основные из продольных (граничные) отделяют Приколымский горст-антиклинорий и Сугойский синклинорий друг от друга и от смежных структур. К ним относятся Колымский, Ярхондонский, Долинный, Кырчанский и Маратский разломы. Межглыбовые Оссалинский и Ветровской разломы делят на зоны соответственно Приколымский горст-антиклинорий и Сугойский синклинорий. Поперечные разломы расчленяют синклинорий на сегменты [7], выявляются по ряду косвенных признаков и относятся к категории скрытых.

Краевые разломы Среднеколымской системы уже описывались [5, 8], поэтому логично обратить основное внимание на элементы цент-



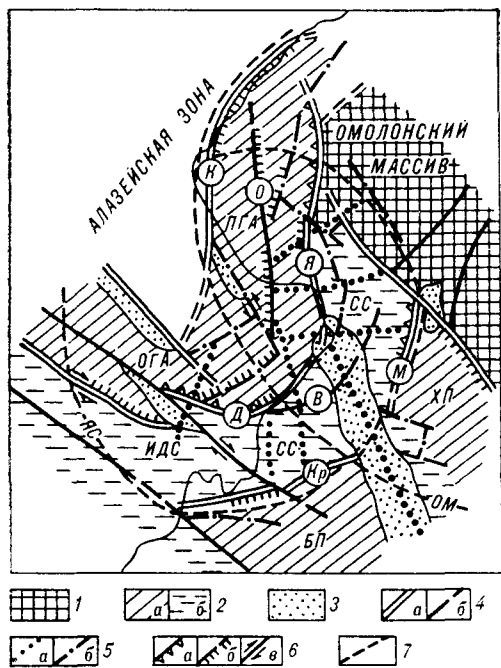


Рис. 1. Схема расположения разломов в бассейне среднего течения Колымы.

1, 2 — тектонические элементы Яно-Колымской системы: 1 — Омолонский массив, 2 — складчатые структуры (а — антиклинорные: Приколымский (ПГА) и Омупевский (ОГА) горст-антиклинории, Вальгычанское (БИ) и Хетарганское (ХП) поднятия; б — синклинорные: Сугойский (СС) и Ивля-Дебинский (ИДС) синклинории); 3 — орогенные прогибы, выполненные верхнеюрскими и меловыми вулканогенно-осадочными толщами; 4 — глубинные разломы (а — внутригеосинклинальные границные: К — Колымский, Я — Ярходонский, Д — Долинный, Кр — Кырчанский, М — Маратский; б — межглыбовые: О — Оссалинский, В — Ветровской); 5 — прочие глубинные разломы (а — скрытые разломы фундамента; б — крупные, в том числе оперяющие, разрывы); 6 — винематические типы разлома (а — надвиги; б — взбросы; в — сдвиги); 7 — внешние контуры кольцевых макроструктур: Ясаченской (ЯС) и Омолонской (ОМ).

рального звапа системы — Ярходонский, Долинный, Оссалинский и Ветровской разломы. Важно также проследить их историю и расшифровать кинематический тип.

**Ярходонский разлом** [1], по которому Приколымский горст-антиклинорий граничит с Сугойским синклинорием и Омолонским массивом, прослеживается в меридиональном направлении почти на 300 км (рис. 2). На земной поверхности на фоне среднегорья он выражен полосой сглаженного рельефа, цепочкой мелких депрессий, участками долин рек Колыма и Бол. Ярходон. С разломом совпадает зона раздела нормального спокойного магнитного поля Приколымья и знакопеременного, преимущественно положительного поля синклинория. В поле силы тяжести наличие глубинной разрывной структуры узнается по локальным зонам градиентов и смещению осей аномалий.

Южный фланг разлома совпадает с меридиональным отрезком долины Колымы. На правом борту долины между устьями рек Сугой и Коркодон верхнепалеозойские отложе-

ния восточного крыла разлома в зоне шириной около 5 км разбиты серией субпараллельных сбросов и взбросов с амплитудой в 0,5—1 км. Породы вблизи нарушений превращены в филлитовые сланцы, плейчаты и кливажированы. Кливажные поверхности, не совпадая со слоистостью, круто (70—80°) наклонены к западу.

Севернее, в бассейне р. Бол. Ярходон, на протяжении более 100 км разлом представлен большим числом параллельных взбросов север-северо-восточного простирания. Расстояние между нарушениями изменяется от 200—300 м до 1—2 км, плоскости сместителей наклонены к западу под углами 60—70°, амплитуда перемещения крыльев оценивается в 300—500 м. В клино- и линзовидных блоках, ограниченных разрывами, палеозойские толщи смяты в крутые, нередко асимметричные складки. На их крыльях наблюдаются флексуобразные изгибы слоев и мелкоамплитудные затухающие надвиги, сопровождающиеся зонами развальцевания и интенсивного дробления пород мощностью от 2 до 30 м.

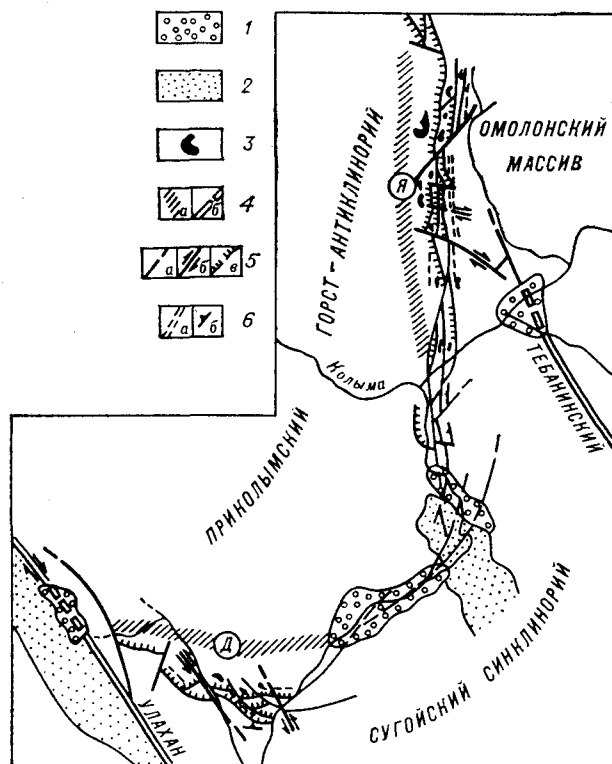


Рис. 2. Схема строения зон Ярходонского и Долинного разломов.

1 — неотектонические впадины; 2 — верхнеюрские и меловые наложенные прогибы; 3 — интрузивные тела пермских — раннетриасовых диабазов и габбро-диабазов; 4 — положение зон глубинных разломов (а — разломов Среднеколымской системы: Ярходонского (Я) и Долинного (Д) в доскладчатые этапы; б — сопряженных разломов); 5 — нарушения зон глубинных разломов (а — сбросы; б — сдвиги; в — взбросы и надвиги); 6 — элементы приразломных дислокаций (а — зоны расланцевания; б — поверхности кливажа с указанием наклона).

На северном фланге длиной 100 км, в бассейне р. Алы-Юрях, структуры Приколымского горст-антиклинория по разлому надвинуты на край Омолонского массива и слагают мощную пластину, перемещенную в восточном направлении. Горизонтальная амплитуда смещения, отвечающая расстоянию от фронта надвига до предполагаемого западнее глубинного разлома (осевой линии положительной гравитационной аномалии), составляет 10—20 км. Зона разлома, охватывающая аллохтон и близрасположенную область автохтона, достигает в ширину 10 км. Аллохтон включает серию извилистых в плане, вытянутых в северо-восточном направлении нарушений длиной 5—20 км, отстоящих друг от друга на расстояние в 0,5—2 км. Их крайние восточные члены являются типичными надвигами и имеют пологий (20—40°) наклон поверхностей сместителей к западу. Расположенные западнее разрывы отличаются более крутым (50—70°) наклоном сместителей.

Линзовидные блоки мощностью 300—500 м, зажатые между нарушениями, заключают фрагменты изоклиналильных и открытых асимметричных складок, в которые собраны палеозойские толщи. Слои пород и осевые плоскости складок наклонены к западу под углами 30—50°. Породы по краям блоков обычно превращены в слюдисто-хлоритовые сланцы и вмещают кварцевые, кварц-эпидотовые и кварц-хлоритовые жилы с золотой и полиметаллической минерализацией.

Зона разлома трассируется многочисленными силлами, штоками и дайками диабазов и габбро-диабазов, реже перидотитов позднепермского — раннетриасового, по данным Е. А. Кораго, возраста. Эти образования почти не выражаются в геофизических полях; они, вероятно, сорваны и перемещены от своей корневой системы. Иногда в основании аллохтона обнаруживаются сорванные и дислоцированные, но слабо перемещенные пакеты (10—40 м) осадочных пород, представляющие собой элементы параавтохтона.

Автохтон чешуйчатой структуры сложен в основном песчано-глинистыми толщами среднего возраста. Перед фронтом надвигов в зоне шириной 3—4 км они собраны в меридиональные складки с размахом крыльев в 1—1,5 км. Углы наклона слоев пород колеблются от 15—30 до 60—70°. Характерны согласные нарушения сбросового типа, сопровождающиеся зонами расщепления пород протяженностью 1,5—2 км при ширине 30—500 м.

Зона разлома в бассейне р. Алы-Юрях расчленена северо-западными разрывами длиной 10—60 км. Они интерпретируются как правосторонние сбрососдвиги с амплитудами горизонтального смещения в 1—3 км и, по-види-

мому, связаны с поздними подвижками по более древнему Тебанинскому разлому. Одно из крупных нарушений этого типа приурочено к долине р. Балыктах и имеет, вероятно, древнее заложение, так как разделяет разнофациальные девонские отложения. Вблизи него слои пород собраны в мелкие наклонные и изоклиналильные складки, гофрированы и будинированы.

Долинный разлом [7] субширотного — северо-восточного простирания на протяжении 250 км отделяет Приколымский и частично Омудевский горст-антиклинорий от Сугойского синклинория. Его след на поверхности отмечен седловинами в рельефе водоразделов и рядом неотектонических депрессий, а также участками долин рек Колыма и Сеймчан. С положением разлома совмещаются граница магнитных полей разной интенсивности и согласные с его простиранием положительные магнитные аномалии [13]. В поле силы тяжести глубинная разрывная структура устанавливается по зоне градиентов, гравитационной ступени.

Северо-восточный фланг разлома длиной до 150 км приходится на резко расширяющуюся здесь (до 5—6 км) долину Колымы. Концентрированная серия взбросов имеет, вероятно, в этом месте наибольшую вертикальную амплитуду, так как участками разделяет среднепалеозойские и позднемезозойские толщи.

Юго-западный фланг на протяжении около 100 км имеет субширотное простирание и определенно надвиговый характер. Разлом в целом образует чешуйчатую структуру шириной 8—10 км, причленяющуюся к глубинному разлому Улахан. Амплитуда смещений по разломам составляет 1 км, общая амплитуда движения чешуйчатой структуры оценивается в 8—10 км. Зоны сместителей выполнены миоцитизированным материалом боковых пород, иногда сцементированным кварц-кальцитовым агрегатом.

Палеозойские и мезозойские осадочные толщи аллохтона обособляются в виде линзовидных блоков длиной 5—9 км и шириной 0,5—3 км и дислоцированы в линейные складки субширотного или северо-западного простирания. Складки остроугольные, реже изоклиналильные и веерообразные, шириной 200—400 м, их осевые плоскости запрокинуты к югу и юго-западу. Они сложены более мелкими асимметричными и изоклиналильными наклонными складками, иногда наблюдаются мелкие складки волочения, а также разрывы складок вдоль осевых плоскостей и многочисленные срывы по напластованию пород. Углы наклона крыльев складок 60—80°. Породы интенсивно кливажированы, поверхности кливажных трещин круто наклонены к северу. Прослеживаются

зоны расщепления и дробления пород шириной 30—50 м, вмещающие кварцевые жилы с полиметаллической минерализацией.

На левобережье Колымы докембрийские и палеозойские толщи аллохтона вмещают дайки, силлы и штоки диабазов условно пермского — раннетриасового возраста. В участках влияния нарушений они, как правило, преобразованы в метадиабазы. Чешуйчатая структура разлома рассечена здесь разрывами северо-западного простирания, являющимися левосторонними сбрососдвигами. Амплитуда горизонтального смещения по ним обычно не превышает 1 км и лишь в одном случае достигает 5 км.

Как ясно из описания, Ярхондонский и Долинный разломы во многом сходны, в районе устья р. Сугой они смыкаются и составляют симметричную, практически единую зону разломов [7]. Заложение их относится, вероятно, к среднему палеозою, что объясняет различие в фациях девонских отложений на Приколымском горст-антиклинории и Омолонском массиве. В позднем палеозое они разграничивали области с геоантиклинальным (Омулевское и Приколымское поднятия [10, 18]) и геосинклинальным (Сугойский прогиб [7]) режимами развития. В позднем мезозое в процессе орогенеза крутопадающие разломы, разделявшие структурно-фациальные зоны, вследствие действия горизонтального давления [2] подверглись выполаживанию и на дистальных окончаниях приобрели чешуйчатое строение.

Крайними членами Среднеколымской системы разломов представляются Колымский разлом на северо-западе, Кырчанский и Маратский разломы — на юго-востоке территории.

**Колымский** разлом, дугообразной в плане формы, служит северо-западной границей Приколымского горст-антиклинория и выступает в качестве раздела Приколымской и Алазейской структурно-фациальных зон. Он трассируется палеозойскими дайками и силлами основных пород, штоками гранитоидов и покровами юрских эффузивов. На большом протяжении разлом совпадает с долиной р. Колыма и часто скрыт под рыхлыми осадками Колымской низменности, но отчетливо дешифрируется на космоснимках. На него приходится резкая смена общего рисунка магнитного поля и уровня поля силы тяжести. В обнаженных фрагментах разлом представлен мощными зонами дробления в позднелюрских вулканитах или зонами расщепления в палеозойских толщах. В береговых обрывах Колымы наблюдались многочисленные взбросы, сместители которых наклонены к востоку, в этом же направлении падают и плоскости кливажа [4].

**Кырчанский и Маратский** разломы ограничивают Сугойский синклинорий с юго-востока

и, по существу, образуют единую зону разломов [7], в современном плане плавно причленяющуюся к Тебанинскому разлому. Наличие такой дизъюнктивной границы устанавливается по изменениям в структуре геофизических полей и в стиле складчатости, а на протяжении позднелюрской и мезозойской истории — по различию в направленности развития структурно-фациальных зон [8]. Кырчанский разлом состоит из серии кулисообразно и фестоночато расположенных нарушений. Маратский разлом, наиболее четко выраженный на своем северо-восточном фланге, представлен концентрированной серией субпараллельных и ветвящихся взбросов и надвигов, наклоненных к северо-западу под углами 30—80°.

Приколымский горст-антиклинорий и Сугойский синклинорий неоднородны, в составе того и другого установлены по две крупные крайние подзоны, отличающиеся особенностями строения и разделенные соответственно Оссалинским и Ветровским разломами.

**Оссалинский** разлом субмеридионального простирания примерно совпадает с осью горст-антиклинория, разделяя его на западную и восточную части и отвечающие им структурно-фациальные подзоны в палеозое. С активной жизнью разлома связывается внедрение тел и даек юдомского орогенеза и раннелюрского (?) чилистяхского комплексов. Разлом четко проявлен в приуроченности к нему метаморфического комплекса и подтверждается вариациями геофизических полей [13, 20].

В современной структуре разлом выражен зоной (шириной 15—20 км) концентрации разрывных нарушений, которые по типу смещения относятся к взбросам, переходящим в надвиги, реже сбросам с амплитудой смещения 1—2, иногда до 4—5 км. Нарушения сопровождаются интенсивным катаклизмом и бластезом, зонами (до 200 м) плейчатости и слащеватости рифейских и палеозойских пород.

На южном фланге разлома поверхности сместителей взбросов и взбросонадвигов наклонены преимущественно к западу, на северном фланге наряду со взбросами и надвигами развиты сбросы, а плоскости сместителей обычно падают к востоку. Во внутреннем строении центрального звена разлома, расширяющегося здесь до 40 км, интерпретируются додевонский и позднемезозойский структурные планы [20]. Первый, древний план представлен множеством вытянутых блоков, ограниченных взбросами, сместители которых наклонены к востоку под углами 50—80°. С нарушениями сопряжены зоны (50—100 м) смятия и расщепления пород, а также дайки метадиабазов чилистяхского комплекса. Второй, более молодой план сформирован в связи с переработкой древней структуры позднемезозойскими движе-

ниями. Это проявилось в развитии блоков-чешуй, заключенных между взбросами и надвигами, сместители которых наклонены в западных румбах с углами падения от 10—15 до 45—60° и сопровождаются зонами (до 20 м) тектонических брекчий.

Вдоль разрывов Оссалинского разлома породы участками гидротермально изменены и сульфидизированы, вмещают кварцевые жилы с медным и медно-полиметаллическим оруденением. С телами юдомских риолитов и трахиролитов, контролируемых разломами, связывается золоторудная минерализация [20].

**Ветровской** разлом протягивается в северо-восточном направлении на 180 км, разделяя в пределах Сугойского синклинория зоны верхоянского комплекса с различным характером складчатости и глубиной основания [7]. К его положению приурочены и, видимо, предопределены его влиянием долины рек Суксуکان и Нижняя. Юго-западный фланг разлома отмечен ясно выраженной зоной градиентов поля силы тяжести, северо-восточный узнается в изгибах изоаномал. Заложение разлома, по-видимому, относится к карнийскому веку, так как с этого момента улавливается различие в формационном составе толщ на его крыльях.

Разлом выражен узкой (до 500 м) полосой резкого сгущения субпараллельных протяженных сбросов, сопровождающихся зонами (20—50 м) дробления и милонитизации пород с глиной трения и зеркалами скольжения на притертых плоскостях. Поверхности сместителей обычно круто (60—80°) наклонены к северо-западу. В узких (50—100 м) блоках, зажатых между зонами дробления, породы также сильно нарушены и перемяты. Среднеюрские толщи северо-западного крыла разлома дислоцированы в узкие сжатые складки с наклонном крыльях в 70—80°.

В междуречье Мал. Суксуکان — Бургали к зоне разлома приурочена изометричная в плане вулканотектоническая депрессия, выполненная верхнеюрскими туфогенно-осадочными толщами и насыщенная меловыми субвулканическими телами и дайками риолитов. На юго-западе разлом трассируется малыми телами и дайками поздне меловых диоритов и гранодиоритов, с которыми ассоциируются кварцевые, кварц-хлоритовые и кварц-сульфидные жилы с сурьмяной, золотой и полиметаллической минерализацией.

Кроме рассмотренных разломов, которые могут быть отнесены к категории глубинных, при геолого-съемочных работах выявлен ряд менее значительных нарушений, играющих существенную роль в структуре территории. В отдельные эпохи они разделяли разнофациальные осадки и в большинстве случаев выступали как оперяющие элементы более круп-

ных (глубинных) разломов, обнаруживая подобное им строение. Протяженность этих нарушений измеряется десятками километров, ширина зон влияния 0,2—2 км. По типу смещений среди них преобладают взбросы, имеющие сдвиги и сбросы с вертикальной амплитудой до 0,5—1 км.

Особую группу представляют разломы, поперечные к простиранию складчатых структур. Они характеризуются длительностью развития, достаточно отчетливо фиксируются в геофизических полях [13] и в современном плане выражаются различными, преимущественно косвенными, признаками [7]. Они относятся к скрытым разломам фундамента, при этом некоторые из них, и прежде всего Суксуқанский, продолжающийся Оссалинским, могут быть причислены к сквозным.

По глубине проникновения граничные разломы можно отнести к категории подкоровых, межглыбовые — к категории коровых. По-видимому, значительной (подкоровой) глубиной заложения отличаются и некоторые из скрытых разломов, такие как Суксуқанский и Балыгычанский, отчетливо выраженные в поле силы тяжести.

Граничные и межглыбовые разломы в большинстве случаев имеют древний возраст и сложную историю развития. Различия в фациальном составе и мощности отложений разделяемых разломами структурно-фациальных зон свидетельствуют об их проявлении еще в рифее и раннем палеозое. Существенная перестройка структурного плана территории, видимо, произошла на границе раннего и среднего палеозоя, что отмечено несогласием разной продолжительности в основании девонских отложений. К девонскому периоду вдоль разломов проявились складчатые деформации и метаморфизм толщ, наиболее заметные в зоне Оссалинского разлома [20]. В среднем палеозое разломы разделяли области формирования вулканогенных и терригенных образований разной мощности, в позднем палеозое и мезозое они выступали как конседиментационные сбросы. Это происходило, вероятно, в условиях общего растяжения [5], отчетливо проявилось резкое обособление Сугойского прогиба.

Интенсивной переработке структуры подверглись в результате поздне мезозойских движений, что особенно четко проявилось на примере Ярхондонского и Долинного разломов. В условиях горизонтального сжатия разломы видоизменились, по форме выхода на поверхность и соотношению крыльев они являются глубинными взбросами и надвигами. В сумме они составляют своеобразную паллиговую зону, образующую динамопару с Индигиро-Колымской системой разломов, продольные элементы (правобоквые сдвиги [4]) которой мо-

гут быть объединены в сдвиговую зону [3].

В развитии разломов выявляется чередование этапов растяжения и сжатия. Сжатие и соответственно надвигание в раннем палеозое происходило в северо-западном направлении, сопровождаясь левосторонними подвигами по Индигиро-Колымской системе разломов, и обусловило формирование древнего (додевонского [20]) структурного плана на Приколымском горст-антиклинории. В позднем мезозое надвигание следовало в юго-восточном направлении, а сдвиговые перемещения сменились на правосторонние, что вполне допустимо на примере разлома Улахан [7, 16]. Одновременно, вероятно, подновлялись и сформированные в додевонский этап взбросы и надвиги Колымского и Оссалинского разломов.

Векторы сжатия в бассейне среднего течения Колымы в позднемезозойский этап были ориентированы в субширотном — северо-западном направлении, на Индигиро-Колымском междуречье — в юго-западном направлении [5]. Большой (свыше 90°) угол расхождения векторов сжатия этих сопряженных систем разломов обусловил возникновение присдвиговых раздвиговых зон северо-западного простирания, выполненных юрскими и меловыми вулканогенно-осадочными толщами [4].

Следует отметить также то, что краевые и многие внутренние разломы Среднеколымской системы выступают как дуговые и радиальные элементы дешифрирующихся на мелкомас-

штабных космоснимках Ясаченской и Омолонской кольцевых макроструктур, вероятно древнего (докембрийского) заложения (см. рис. 1). Неодинаковой активностью проявления элементов этих взаимодействующих радиально-концентрических структур в разные этапы геологической истории, возможно, во многом предопределено сложное складчато-блоковое строение территории.

Все изложенное позволяет точнее представить структуру юго-восточного окончания Яно-Колымской складчатой системы и надежнее оценивать ее металлогенические особенности. Показанное расположение разломов согласуется с северо-восточной виргацией складчатых структур и, по-видимому, с направлением консолидационных поднятий и прогибов. Выявление кинематического типа разломов, а также направления и знака движений по ним помогает правильно расшифровать историю развития региона. Определение внутреннего устройства зон разломов дает возможность уточнить особенности и оценить параметры областей их динамического влияния. При металлогеническом анализе необходимо учитывать, что разломы данной территории, играющие важную роль в распределении рудоносных образований, с одной стороны, являются граничными для зон разной рудной специализации [19], а с другой — выступают в качестве глубинных длительно развивавшихся рудораспределяющих структур.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аникеев П. П., Васьяковский А. П., Дробикин И. Е. и др. Тектоника // Геология СССР. Т. XXX, кн. 2.— М.: Недра, 1970.— С. 247—423.
2. Белостоцкий И. И. Шарьяжи как закономерный результат совместного действия нескольких взаимосвязанных механизмов // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.— 1985.— Т. 60, вып. 2.— С. 3—18.
3. Воронов П. С. Сдвиги и планетарная трещиноватость // Зап. Ленингр. горн. ин-та.— 1969.— Т. 53, вып. 2.— С. 16—27.
4. Гусев Г. С., Третьяков Ф. Ф. Верхояно-Чукотская область // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР.— М.: Наука, 1977.— С. 58—69.
5. Гусев Г. С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозой.— М.: Наука, 1979.
6. Косыгин Ю. А., Забродин В. Ю., Коповаленко А. А. и др. Понятие «глубинный разлом» и проблемы систематики глубинных разломов // Геотектоника.— 1977.— № 3.— С. 106—112.
7. Кузнецов В. М. Особенности строения Сугойского синклинория и его положение в мезозойдах Северо-Востока СССР // Тихоокеан. геология.— 1983.— № 2.— С. 105—109.
8. Кузнецов В. М. Строение и история развития Балыгычанского поднятия // Там же.— 1986.— № 1.— С. 62—70.
9. Матвеевко В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1.— М.: Изд-во АН СССР, 1958.— С. 169—240.
10. Мерзляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омурского поднятия (Северо-Восток СССР).— М.: Наука, 1971.
11. Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С. и др. Тектоника Якутии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.
12. Николаевский А. А. Глубинные разломы Северо-Востока СССР и их металлогеническая характеристика // Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР.— Магадан, 1964.— С. 29—52.
13. Озерцова В. А., Радзивилл А. Я. Новые данные о тектоническом строении верховьев р. Колымы по материалам аэромагнитных работ // Материалы по

- геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 17.— Магадан: Кн. изд-во, 1964.— С. 3—17.
14. *Серда Л. И.* Системы глубинных разломов на Северо-Востоке СССР // Геотектоника.— 1980.— № 2.— С. 107—123.
15. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника.— М.: Недра, 1973.
16. *Чехов А. Д.* Глубинные разломы Инъяли-Дебинского синклинория и некоторые особенности размещения магматических образований и оруденения // Новые данные по геологии Северо-Востока СССР.— Магадан, 1973.— С. 34—48.
17. *Чиков Б. М.* Зоны глубинных разломов складчатых областей Северо-Восточной Азии // Геология и геофизика.— 1972.— № 5.— С. 38—48.
18. *Шарковский М. Б.* Тектоника Колымо-Индибирского междуречья // Геотектоника.— 1975.— № 6.— С. 44—60.
19. *Шило Н. А., Бабкин П. В., Белый Б. Ф. и др.* Новая схема тектонической и металлогенической зональности Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР.— Т. 223, № 4.— С. 961—964.
20. *Шишкин В. А.* Метаморфический комплекс Приколымского поднятия.— М.: Наука, 1979.

*ПГО Севвостгеология  
Магадан*

*Поступила в редакцию  
14 ноября 1988 г.*

УДК 550.84 : 533.26

С. В. Соколов

## СТРУКТУРЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ РАЗНОУРОВНЕВЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ СИСТЕМ И ИХ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Основой геохимической модели является представление о строении геохимического поля как многоуровневой функциональной системы. Рассмотренные в статье ореолы золоторудного тела, зоны, поля, узла единой геохимической системы характеризуются принципиально общими зональными радиально-ядерными структурами. На всех изученных уровнях организации вещества зональность геохимического поля является более устойчивым, а следовательно, надежным и объективным признаком оруденения по сравнению с традиционным — продуктивностью. С его использованием выделены аномалии, перспективные на обнаружение промышленного оруденения; произведена пере-

Широкое применение на Северо-Востоке СССР геохимических методов поисков полезных ископаемых по вторичным ореолам и потокам рассеяния привело к открытию большого количества аномалий. Существующая методика их оценки преимущественно основана на использовании такого параметра, как продуктивность геохимического поля. Практика свидетельствует, что на основе этой методики уверенная идентификация аномалий, связанных с промышленным оруденением, на фоне многочисленных ореолов зон рассеянной рудной минерализации возможна далеко не всегда.

Принципиально иной способ оценки геохимических аномалий основан на выявлении их внутреннего строения, отражаемого в понятии «структура геохимического поля». Опыт использования этого способа свидетельствует о его значительно большей надежности и объективности по сравнению с традиционной методикой геохимического прогноза оруденения [1, 2].

В нашей статье на примере одного из золоторудных объектов Северо-Востока СССР рассмотрены структуры геохимических систем на различных иерархических уровнях (рудное тело, зона, поле, узел), предложен количественный способ оценки прогнозных ресурсов этих систем.

Изученный рудный узел расположен в юго-восточной части Аян-Юрхского антиклинория Яно-Колымской складчатой системы. В пределах узла выявлены одно месторождение и ряд рудоправлений золотокварцевой формации.

оценка ряда известных рудных объектов; даны конкретные рекомендации для дальнейших поисков. Практическая реализация некоторых из них подтвердила геологическую эффективность методики оценки площадей на основе анализа структур геохимических аномалий.

Надежность и простота предлагаемого способа выделения зональных структур геохимических полей и количественного прогноза ресурсов аномалий с использованием ореолов коэффициента интенсивности позволяют рекомендовать этот способ в качестве одного из методов разбраковки и оценки территорий, участков на всех стадиях геохимических работ.

Рудное поле месторождения сложено осадочными отложениями пермской системы, смятыми в пологую антиклинальную складку III порядка. К осевой части этой складки приурочен Бургагынский шток гранитоидного состава. Гидротермальная деятельность на месторождении выразилась в метасоматической переработке интрузивных и осадочных пород и образовании кварцевых жил и прожилков. Промышленные концентрации золота отмечаются в кварцевых жилах, реже — в околожилных метасоматитах. Рудные тела локализуются преимущественно в пределах штока, в единичных случаях — в его ближайшем экзоконтакте.

Поля развития метасоматически измененных пород фиксируются относительно контрастными геохимическими ореолами Au и As, слабоконтрастными — Ag, W, Mo. В процессе рудообразования на всех изученных уровнях концентрации минерального вещества образуются комплексные геохимические ореолы упорядоченного зонального строения.

Состав и строение ореолов рудных тел изучались на основе пунктирно-бороздового опробования канав и керн скважин по серии опорных разрезов секциями 0,5—5 м. Обработка данных геохимического опробования показала, что золоторудная минерализация на месторождении сопровождается устойчивыми и контрастными первичными ореолами Au, As, Ag, W. Первичные ореолы других элементов — спутников оруденения локализуются эпизодически. Так, верхние части рудных тел сопровождаются контрастными ореолами Sb, Pb, Cu

и менее четкими, иногда с размазанными очертаниями, Sn, V, Ba, Cr, Bi. Для нижних горизонтов месторождения характерны первичные ореолы Mo, Co, Ni, Bi средней интенсивности. Сводный ряд геохимической осевой зональности положительных первичных ореолов имеет следующий вид (сверху вниз): Cr — Ba — V — Sn — As<sup>1</sup> — Sb — Hg — Bi<sup>1</sup> — Pb — Ag — Cu — Au — Ni — As<sup>2</sup> — W — Mo — Bi<sup>2</sup> — Co. Приведенный ряд зональности является геохимическим отображением существующей на месторождении минеральной зональности.

По всем изученным пересечениям рудных тел наряду с положительными ореолами элементов с различной четкостью установлены области пониженных относительно фона концентраций Cr, Ti, Mn, V, Y, Co, Ni, Zn, Pb, Ba (отрицательные ореолы). Для них, так же как и для положительных первичных ореолов, характерна отчетливая геохимическая дифференциация, выражающаяся в относительном обеднении верхних горизонтов рудных тел такими элементами, как Ni, Co, V, Mn. Их более глубокие горизонты отличаются относительным выносом Pb, Ti, Cr, Zn. Установленная осевая зональность отрицательных ореолов характеризуется следующим рядом (сверху вниз): Ni — Co — Mn — V — Ba — Y — Ti — Cr — Pb — Zn.

Как видно из приведенных рядов зональности, для Cr, Ba, V, Ni, Co, Pb наблюдаются закономерные переходы от выноса к зонам привноса. Так, Cr, Ba, V, Pb образуют отчетливые положительные ореолы в верхнерудных — надрудных частях рудных тел, тогда как ниже по их падению положительные аномалии сменяются отрицательными. Обратная тенденция установлена для первичных ореолов Ni и Co.

Наряду с рассмотренной выше осевой зональностью на уровне рудных тел отчетливо проявлена объемная геохимическая зональность. Эта зональность выражается в закономерном сочетании двух качественно различных геохимических зон. Первая из них фактически совпадает с контурами вышеописанных комплексных первичных ореолов рудных тел. Вторая зона обрамляет первую и характеризуется относительно рудных тел «обратным» элементным составом, т. е. аномально высокими концентрациями V, Mn, Cr, Ni, Co, Ti. Важно отметить, что на месторождении такая зональность наблюдается только для ореольных систем рудных тел, тогда как в строении ореолов зон рассеянной рудной минерализации вторая зона отсутствует.

Выделение таких зональных геохимических полей производилось на основе использования мультипликативных ореолов так называемых

коэффициентов интенсивности  $K_n$  [3], представляющих собой отношения произведений содержаний элементов рудного комплекса (золота и элементов — спутников оруденения) и элементов литофильной и сидерофильной групп, образующих ореолы выноса в рудном и близрудном пространстве и ореолы привноса на флангах рудных тел. Наиболее работоспособным индикатором структуры геохимического поля является коэффициент интенсивности ( $K_n$ ) вида  $\frac{Au \cdot As \cdot Ag \cdot W}{Cr \cdot V \cdot Co \cdot Mn}$ . Положительные поля этого коэффициента надежно локализируют первую зону, а в ее контурах — как рудные тела, так и зоны рассеянной рудной минерализации. Фланговые зоны концентрации литофильных и сидерофильных элементов фиксируются, как правило, лоскутными отрицательными ореолами  $K_n$ . Такое кажущееся слабозональное строение аномалий на этом уровне обусловлено пространственной сближенностью отдельных рудных тел с другими телами и с локальными зонами непромышленной минерализации, ореолы которых, совмещаясь и накладываясь друг на друга, маскируют структурные особенности их геохимических полей.

Более контрастно зональное строение геохимических аномалий проявляется на уровне рудных зон, поскольку последние, как правило, пространственно обособлены друг от друга. Детальное изучение на этом уровне первичных и вторичных ореолов различных элементов в их взаимосвязи позволяет четко выделить три генеральные совокупности элементных ассоциаций, закономерно локализованных в пространстве и образующих ярко выраженные геохимические системы трехзонного строения.

Первая зона пространственно совпадает с собственно рудными телами и сопутствующими локальными жильными и прожилковыми образованиями, несущими непромышленные концентрации золота. Ее мы называем ядерной зоной по аналогии с обозначением центральных зон метасоматических структур, предложенным Г. Л. Пospelовым [5]. Типоморфной особенностью этой зоны является широкое развитие высококонтрастных положительных ореолов Au, As, Ag и W. В то же время ядерная зона обладает и элементами неоднородности, обусловленными проявлением в ее пределах зональных систем более высокого иерархического уровня — рудных тел. С одной стороны, это фрагменты локальных зон концентрации литофильных и сидерофильных элементов по периферии рудных тел, с другой — векторное зональное строение первичных ореолов собственно рудных тел, выражающееся в закономерной смене элементных ассоциаций по опре-



деленным направлениям (осевая, поперечная зональность).

В общем виде ядерную зону геохимической системы можно рассматривать как область максимальной концентрации элементов рудного комплекса, т. е. элементов, тесно ассоциирующих с золотом на определенных уровнях среза, и минимальных содержаний элементов литофильной и сидерофильной групп, связанных с золотом отрицательной корреляционной связью.

Вторая зона — зона обмена, обрамляет ядерную зону и оконтуривает зональную геохимическую систему. Эта зона представляет собой область пространственного совмещения положительных ореолов сидерофильной и литофильной групп элементов Ni, V, Co, Mn, Ti, Cr, Cu, Y. В то же время она характеризуется резко пониженными относительно фона концентрациями некоторых элементов рудного комплекса (Ba, Mo, Pb, Hg). Содержания Au, As, W, Sb и Bi находятся на уровне порога чувствительности анализа, который для них выше их фоновых концентраций. Логично предположить, что концентрации этих главных элементов рудного комплекса, так же как и Ba, Mo, Pb, Hg, в зоне обмена могут достигать аномально низких уровней. Геохимическая неоднородность рассматриваемой зоны проявилась в локализации высококонтрастных комплексных ореолов на фоне аномалий слабой и средней интенсивности. Под микроскопом породы зоны обмена представляют собой метасоматически измененные градопириты и диориты (карбонатизации, хлоритизации, серпитизации) с тонкой рассеянной вкрапленностью рудных минералов (шльменит, пирит, халькопирит).

Таким образом, зона обмена геохимической системы характеризуется диаметрально противоположными по отношению к ядерной зоне свойствами: аномально высокими концентрациями элементов литофильной и сидерофильной групп и аномально низкими или субфоновыми концентрациями элементов рудного комплекса.

Третья зона — зона рассеянной рудной минерализации — примыкает к зоне обмена и представляет собой область развития локальных геохимических аномалий на фоне нормального (относительно золотого оруденения) геохимического поля. Эти комплексные аномалии характеризуются повышенными концентрациями элементов рудного комплекса при субфоновых содержаниях элементов литофильной и сидерофильной групп.

Зональное строение геохимических систем рудных зон, так же как и рудных тел, наиболее контрастно проявляется в резко дифференцированных ореолах значений коэффици-

ента интенсивности вида  $\frac{Au \cdot As \cdot Ag \cdot W}{Cr \cdot V \cdot Co \cdot Mn}$ . С их использованием установлено, что геохимические аномалии, соответствующие всем известным рудным зонам, имеют отчетливое зональное радиально-ядерное строение, в отличие от ореолов зон рассеянной минерализации. В качестве примера на рис. 1 приведены аномалии известных рудных зон и зоны рассеянной рудной минерализации. Как видно из рисунка, вторичные ореолы золота слабоэродированной рудной зоны Южная по линейным параметрам и уровню содержаний уступают не только ореолу умеренно эродированной рудной зоны Центральная, но и ореолу зоны рассеянной минерализации Северная. В то же время анализ структур геохимических полей этих разномасштабных проявлений с использованием ореолов  $K_n$  позволяет идентифицировать рудные зоны однозначно. Помимо известных рудных зон зональное строение на месторождении имеет ряд ореолов, соответствующих геологически слабоизученным участкам. В их пределах нами прогнозируется промышленное оруденение, тогда как некоторые контрастные, но не зональные ореолы нами отнесены к ряду неперспективных.

Обобщая исследования зональности рудных тел и рудных зон, можно представить геохимическую модель формирования месторождения следующим образом. Становление рудно-гидротермальной системы на месторождении происходило в течение значительного промежутка времени и сопровождалось стадийной эволюцией вещества. Формирование этой системы начиналось с привноса преимущественно As и Au флюидами, фильтрующимися по порам и микротрещинам в процессе метасоматоза. Вследствие последующих тектонических подвижек образовались макрополости, ориентированные в основном в восток-северо-восточных румбах, и оперяющие их локальные трещины субширотного простирания. Эти трещины служили каналами для восходящих пульсирующих гидротермальных растворов, каждая порция которых локализовалась в определенных термодинамических условиях и на определенном расстоянии от их очага с образованием золоторудных тел зонального строения (рис. 2). Эти растворы в стабильно высоких концентрациях содержали Au, Ag, As и W, их отдельные порции были обогащены Bi и Co (золототетрадимит-кварцевая ассоциация), Mo, Ni и Pb (золотоарсенопирит-кварцевая), Cu, Bi, Hg, Pb и Sb (золотофрейбергит-кварцевая), Ba, Ag и Cr (кварц-карбонатная ассоциация). Мощные потоки горячих флюидов, являясь своего рода термогенераторами, вызвали значительный разогрев вмещающих толщ с нарушением равновесного состояния ранее образо-

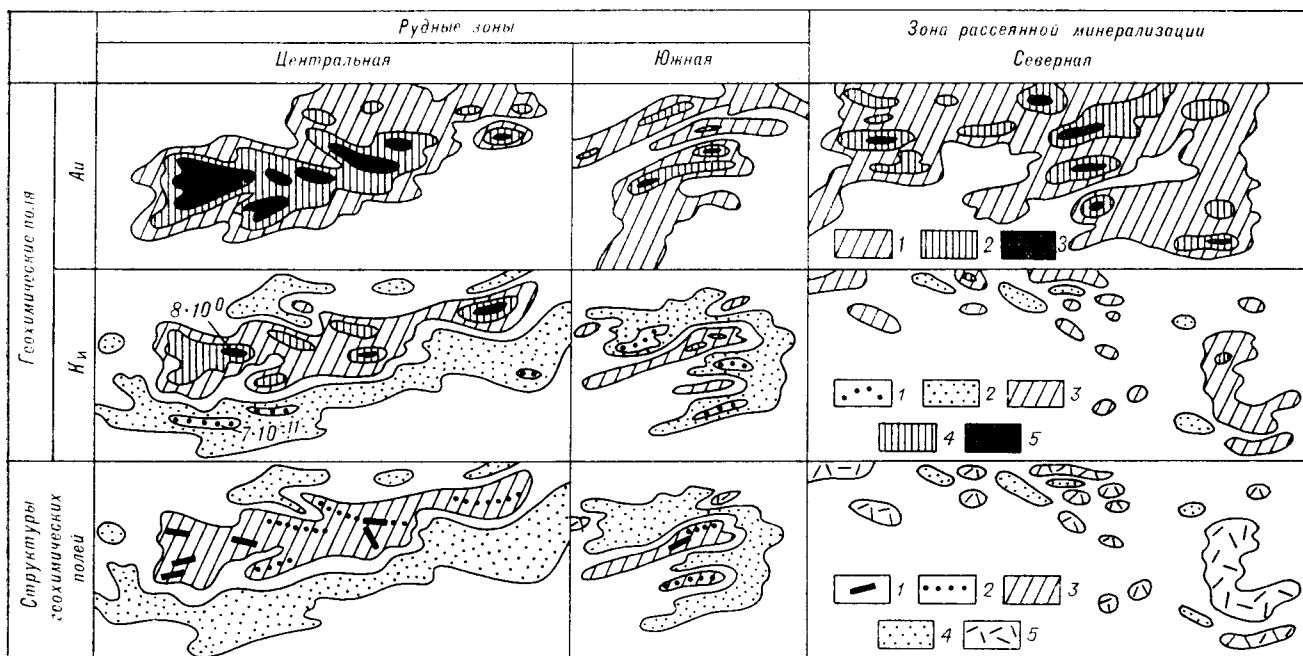


Рис. 1. Геохимические системы рудных зон.

Аи: 1—3 — изолинии ореолов золота (1—3—10 у. е., 2—10—30 у. е., 3—более 30 у. е.). Кп: 1—5 — изолинии ореолов коэффициента интенсивности  $\frac{Au \ As \ Ag \ W}{Cr \ V \ Co \ Mn}$  (1 — менее  $1 \times 10^{-9}$  в гранодиоритах (менее  $5 \times 10^{-11}$  в алевролитах), 2 —  $1 \times 10^{-9} - 1 \times 10^{-7}$  ( $5 \times 10^{-11} - 5 \times 10^{-9}$ ), 3 —  $4 \times 10^{-5} - 4 \times 10^{-3}$  ( $2 \times 10^{-6} - 2 \times 10^{-4}$ ), 4 —  $4 \times 10^{-3} - 4 \times 10^{-1}$  ( $2 \times 10^{-4} - 2 \times 10^{-2}$ ), 5 — более  $4 \times 10^{-1}$  (более  $2 \times 10^{-2}$ )). Структуры геохимических полей: 1, 2 — рудные тела месторождения (1 — известные, 2 — прогнозируемые); 3—5 — зоны геохимических систем (3 — ядерная, 4 — обмена, 5 — рассеянной минерализации).

вавшейся дорудной метасоматической системы. Нарушение термодинамического равновесия, в свою очередь, активизировало процессы миграции химических элементов в околорудном пространстве, преимущественно в форме диффузии и пленочной фильтрации продавливанием [5]. Подтверждением этого положения является ярко выраженный антагонистический характер геохимического состава ядерной зоны, в том числе и рудных тел, и материала фланговой зоны обмена. Логично предположить, что образование подобных относительно сближенных в пространстве диаметрально противоположных по геохимическим свойствам областей происходит в результате встречного взаимообмена конкретных элементных составляющих. Тогда «стягивающиеся» к ядру геохимических систем коллективы микроаутолитов золота и элементов рудного комплекса из ореолов дорудной стадии минерализации (из метасоматитов) могут служить дополнительными источниками концентрации этих элементов в рудных телах. Косвенным подтверждением возможности такого механизма концентрации рудных элементов могут служить экспериментальные данные Г. Л. Пospelova, которым была получена мономинеральная жила йодистой ртути во влажном песке при встречной диффузии реагентов, производящая впечатление

сформированной путем выполнения трещины [5].

Одновременно от центра к периферии образующейся зональной системы происходила диффузия и фильтрация микроаутолитов элементов сидерофильной и литофильной групп, завершающаяся закономерным их отложением на определенных расстояниях от ядра в соответствии с их миграционной способностью. Эти элементы образовывали пространственно совмещенные ореольные зоны, макроскопически проявляющиеся в виде диффузионно-вкрапленной, преимущественно пиритовой минерализации во вмещающих оруденение породах, которые мы и называем зонами обмена.

Из всего вышеизложенного следует, что формирование зонального геохимического поля рудносной системы имеет сложный комбинационный характер, выражающийся во взаимоналожении трех главных процессов эволюции химического состава: дорудного привноса ряда элементов рудного комплекса, фильтрации гидротермальных растворов по трещинам и интенсивной обменной миграции элементов в околорудном пространстве (см. рис. 2).

Эти процессы тесно взаимосвязаны и взаимобусловлены. Так, интенсивность процессов метасоматических изменений предопределяет уровень концентрации рудных элементов в об-

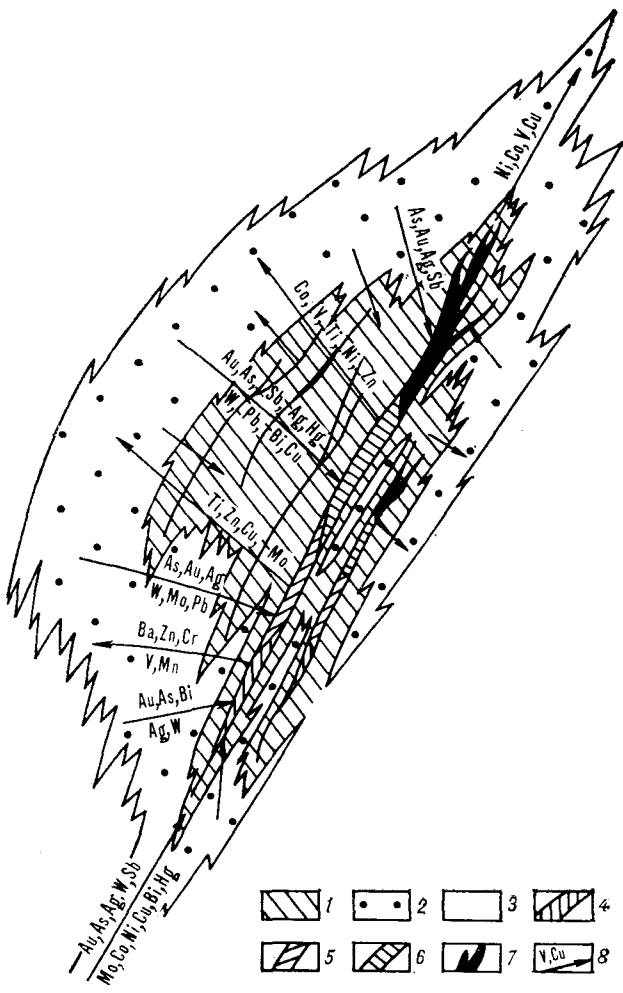


Рис. 2. Реконструкция минералого-геохимической модели золоторудной зоны (вертикальный разрез).  
 1—3 — зоны геохимической системы (1 — ядерная, 2 — обмена, 3 — рассеянной минерализации); 4—7 — минеральные ассоциации (4 — золототетрадимит-кварцевая, 5 — золотоарсениопирит-кварцевая, 6 — золотофрейбергит-кварцевая, 7 — кварц-карбонатная); 8 — направления миграции химических элементов.

разовавшихся гидротермально-метасоматических породах, т. е. геохимический фон, на котором развиваются рудные стадии геохимической эволюции вещества. Масштабность последующей активизации рудоносных флюидов определяет силу температурного их воздействия на околотрещинное пространство, а следовательно, и интенсивность диффузионного массообмена между образующимися ядерной зоной и зоной обмена. Таким образом, интенсивность диффузионно-фильтрационной миграции элементов должна находиться в функциональной зависимости от масштабности и концентрированности рудной минерализации. В таком случае открывается возможность оценки прогнозных ресурсов геохимических аномалий на основе определения интенсивности процессов ми-

грации элементов в рудном и околорудном пространстве.

Для оценки интенсивности миграции элементов в геохимической системе нами предлагается использовать параметры положительных и отрицательных ореолов  $K_n$ . Как указывалось выше, ядерная зона геохимической системы выделяется аномально высокими значениями этого коэффициента, а зоне обмена соответствуют его отрицательные ореолы. Тогда отношение продуктивностей положительного ореола  $K_n$  ядерной зоны ( $P_{K_n}^+$ ) и отрицательного ореола  $K_n$  зоны обмена ( $P_{K_n}^-$ ) и будет характеризовать интенсивность процессов диффузионной взаимообменной миграции химических элементов ( $\lambda_n$ ), величина которой теоретически должна быть прямо пропорциональна масштабности рудной минерализации:

$$Q_n \simeq \lambda_n = P_{K_n}^+ / P_{K_n}^-, \quad (1)$$

где  $Q_n$  — прогнозные ресурсы оруденения. В основу оценки  $P_{K_n}^+$  и  $P_{K_n}^-$  положен следующий принцип: чем больше среднегеометрическое значение  $K_n$  положительного ореола  $K_n$  и больше его площадь, тем выше значение продуктивности этого ореола. И наоборот, чем меньше среднегеометрическое значение  $K_n$  отрицательного ореола  $K_n$  и больше его площадь, тем ниже значение продуктивности этого ореола. Математическое отражение этого принципа реализуется в формулах

$$P_{K_n}^+ = \bar{K}_n^+ \cdot S^+, \quad (2)$$

$$P_{K_n}^- = \bar{K}_n^- / S^-, \quad (3)$$

где  $\bar{K}_n^+$  и  $\bar{K}_n^-$  — среднегеометрические значения коэффициента интенсивности соответственно положительного и отрицательного ореолов;  $S^+$  и  $S^-$  — соответствующие площади ореолов.

Параллельно оценке геохимических систем предложенным способом проводилось определение прогнозных ресурсов золота по известной методике А. П. Соловова [6]. При этом использовались установленные автором зависимости уровня эрозионного среза прогнозируемых рудных зон от структурных особенностей и контрастности согласных с ними геохимических полей; значений коэффициентов остаточной продуктивности золота ( $K$ ) от геологическо-ландшафтной обстановки локализации ореолов; коэффициента забалансовых руд ( $\alpha$ ) от средних содержаний золота во вторичных ореолах рассеяния.

Результаты параллельных расчетов значений  $\lambda_n$  и  $Q_{1m}$  (продуктивность метрового слоя ореола золота) полностью подтверждают теоретический вывод о прямой корреляционной зависимости интенсивности диффузионно-фильтра-

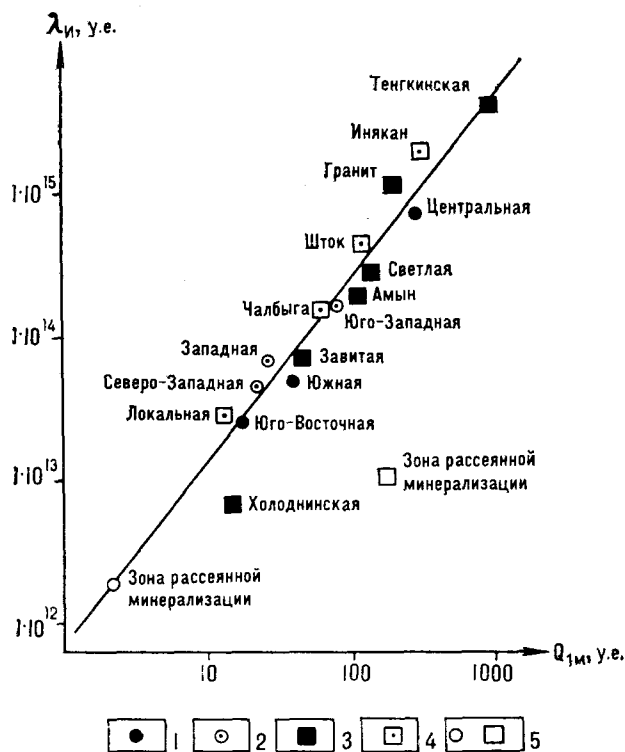


Рис. 3. График зависимости интенсивности миграции химических элементов  $\lambda_{и}$  в процессе рудообразования от масштабности оруденения  $Q_{1м}$ .

1, 2 — геохимические системы рудных зон месторождения (1 — известных, 2 — прогнозируемых); 3, 4 — геохимические системы рудных полей, узлов (3 — известных, 4 — прогнозируемых); 5 — геохимические поля зон рассеянной рудной минерализации.

ционной миграции элементов в процессе рудообразования и масштабности золотого оруденения (рис. 3).

Практическая реализация методики оценки геохимических полей на основе определения интенсивности миграции химических элементов осуществлялась в четыре этапа.

1. Выделение зональных геохимических полей с использованием ореолов коэффициента интенсивности.

2. Оценка интенсивности диффузионно-фильтрационной миграции элементов ( $\lambda_{и}$ ) по формулам (1) — (3).

3. Определение продуктивности ореолов золота для мергрового слоя ( $Q_{1м}$ ) на основе графика зависимости  $\lambda_{и} - Q_{1м}$  (см. рис. 3).

4. Расчет прогнозных ресурсов золота ( $Q_{п}$ ) геохимических систем по следующей формуле:

$$Q_{п} = \frac{1}{K} \cdot Q_{1м} \cdot \alpha \cdot \frac{0,8 - Z}{0,6} \cdot H_{полн}, \quad (4)$$

где  $\alpha$  — коэффициент забалансовых руд, зависящий от ранга крупности, концентрированности минерализации и иерархического уровня оцениваемого объекта [8];  $Z$  — уровень эрозивного среза оруденения;  $H_{полн}$  — протяженность оруденения на глубину;  $K$  — коэффици-

ент остаточной продуктивности, значения которого определяются ландшафтными условиями локализации ореолов и сульфидностью их источников [8].

Предлагаемая методика прогнозной оценки геохимических аномалий позволила уверенно выделить среди многочисленных, нередко контрастных ореолов зон рассеянной минерализации аномалии, связанные с промышленным оруденением. Использование в ее основе в качестве исходных параметров мультипликативных показателей ( $K_{и}^{+}$ ,  $K_{и}^{-}$ ) вместо содержаний одного элемента ( $Au$ ) является эффективным способом подавления технического и природного «шума», т. е. позволяет повысить точность и надежность количественного прогноза оруденения. Это свойство мультипликативных показателей ощутимо снижает влияние лабораторных ошибок, высокой природной дисперсии элементов, ландшафтных условий формирования гипергенных ореолов при оценке различных геохимических параметров убедительно доказано на многочисленных примерах С. В. Григоряном [3, 4].

Строение геохимических аномалий на уровнях рудных полей, узлов изучено с использованием результатов литохимической съемки по потокам рассеяния масштаба 1:200 000. Для этого применяется метод графического отражения потоков рассеяния в виде карт геохимического поля в изолиниях, предложенный Г. И. Хориным [7]. При их построении принимались во внимание только точки опробования водотоков I порядка с равными площадями водосбора (около 3 км<sup>2</sup>). Таким образом были выделены аномалии коэффициента интенсивности, на основе которых установлено зональное строение геохимических полей, соответствующих как всем известным, так и прогнозируемым рудным полям и узлам (рис. 4).

Геохимические системы на этом уровне характеризуются значительными площадными параметрами ( $n \cdot 10^2 \cdot \text{км}^2$ ) и соответственно выделяются даже при редкой сети опробования по потокам рассеяния масштаба 1:200 000 (1 проба на 1 км<sup>2</sup>) десятками литохимических проб. Цифры прогнозных ресурсов рудных полей, узлов при стандартной оценке по потокам рассеяния в основном определяются концентрациями полезного компонента в водотоках, дренирующих локальные участки развития собственно промышленного оруденения. Естественно, вероятность пропуска площадных зональных геохимических систем во много раз ниже, чем этих небольших участков. Этим объясняется, что зональность геохимического поля является более устойчивым признаком концентрированной (рудной) минерализации по сравнению с широко используемым критерием рудоносности — продуктивностью аномалий.

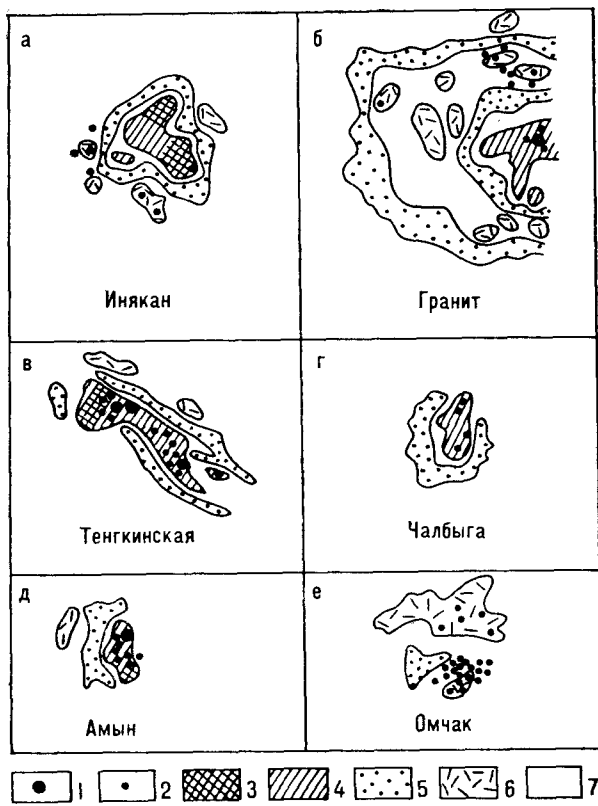


Рис. 4. Геохимические системы рудных полей, узлов. а, в — д — рудные поля; б — рудный узел; е — зона рассеянной рудной минерализации. 1, 2 — проявления золота (1 — месторождения, 2 — рудопроявления); 3 — прогнозируемые золоторудные участки; 4—6 — зоны геохимических систем (4 — ядерная, 5 — обменная, 6 — рассеянной минерализации); 7 — нормальное геохимическое поле (по отношению к золотому оруденению).

Геохимические системы рудных полей, узлов, так же как и рудных зон, характеризуются устойчивой связью интенсивности диффузионно-фильтрационной миграции химических элементов в процессе их становления и масштабности соответствующих им рудных систем (см. рис. 3), что позволило использовать единую схему оценки их прогнозных ресурсов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Григоров С. А., Куклин А. А., Куклин А. П., Розенблюм И. С. Функциональная система геохимической зональности как основа интерпретации геохимической информации для целей прогнозирования и оценки эндогенного золотого оруденения // Повышение эффективности геохимических методов поисков в таежных районах: Тез. докл. VIII сессии Сибирского отделения СГПМ/СО АН СССР.— Иркутск, 1986.— С. 61—62.
2. Григоров С. А., Куклин А. А., Куклин А. П., Розенблюм И. С. Разбавка литохимических ореольных систем различных иерархических уровней: Тез. докл. III сессии Дальневосточной секции СГПМ // Геохимия рудных районов.— Благовещенск, 1986.
3. Григорян С. В. Рудогенные геохимические аномалии.— М.: Недра, 1982.
4. Леонтьев С. И., Шестаков М. Ю. Поисковая оценка золотого оруденения по элементам-спутникам // Тез. докл. XI конференции молодых научных сотрудни-

СВКНИИ ДВО АН СССР  
Магадан

На основе изложенной выше методики прогноза оруденения на территории площадью 6 тыс. км<sup>2</sup> с использованием результатов литохимической съемки по потокам рассеяния впервые выделены две геохимические системы трехзонного строения, соответствующие прогнозируемым золоторудным полям; существенно расширены перспективы двух известных рудных узлов; признаны неперспективными на обнаружение промышленных проявлений коренного золота два россыпных узла, фиксируемые контрастными, но не зональными комплексными аномалиями.

Таким образом, процессы рудообразования на уровнях рудного тела, зоны, поля, узла характеризуются единой направленностью дифференциации химического вещества с образованием зональных радиально-ядерных геохимических систем в отличие от зон рассеянной минерализации, отражаемых ореолами неупорядоченного строения. Зональность геохимического поля является более устойчивым, а следовательно, надежным и объективным признаком оруденения по сравнению с традиционным — продуктивностью. С его использованием выделены аномалии, перспективные на обнаружение промышленного оруденения на всех изученных уровнях организации рудного вещества; произведена переоценка ряда известных рудных систем; даны конкретные рекомендации для дальнейших поисков. Практическая реализация некоторых из них подтвердила геологическую эффективность методики оценки площадей на основе анализа структур геохимических полей.

Надежность и простота предлагаемого способа выделения зональных структур геохимических полей и количественного прогноза ресурсов аномалий с использованием ореолов коэффициента интенсивности позволяют рекомендовать этот способ в качестве одного из методов разбавки и оценки территорий, участков на всех стадиях геохимических работ.

ков по геологии и геофизике Восточной Сибири.— Иркутск, 1984.

5. Поспелов Г. Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизм метасоматоза.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973.
6. Соловов А. П., Матвеев А. А. Геохимические методы поисков рудных месторождений.— М.: Изд-во МГУ, 1985.
7. Хорин Г. И., Бровчук И. Ф., Бородин В. П. Карты геохимических аномалий и полей и геохимическая основа карт прогноза по данным региональных литохимических съемок по потокам рассеяния // Принципы и методы составления геохимических карт/ДВНИЦ АН СССР.— Владивосток, 1981.— С. 96—105.
8. Хорин Г. И., Соколов С. В. Прогнозная оценка ресурсов полезных ископаемых по данным литохимической съемки // Геохимические методы при геологическом картировании/ИМГРЭ.— М., 1985.

Поступила в редакцию  
1 апреля 1988 г.

УДК 550.312/831

Ю. А. Тараканов, Н. Ш. Камбаров, Р. К. Клиге, В. А. Приходько

**ПЛОТНОСТНЫЕ ЗОНЫ НИЖНЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ ПО СПУТНИКОВЫМ НАБЛЮДЕНИЯМ**

Плотностные неоднородности нижней мантии Земли получены по модели GEM-10B после разделения взаимных влияний источников. Глубины источников находятся в слое 420—1910 км и соответствуют аномалиям скорости. Знаки аномалий плотности и скорости совпадают. Источники на границе ядро — ман-

тия получены после двукратного разделения их взаимных влияний и после однократного разделения взаимных влияний масс, полученных по древнему гравитационному полю до таяния ледников. Возможно, что океаны представляют гидростатическую реакцию всей мантии на выпуклости ядра.

**Введение.** В обширной литературе, описанной в работах [5, 6], измеренные гравитационные аномалии объясняются плотностными неоднородностями коры и всей мантии вплоть до ее границы с ядром. Эту неустойчивость решения обратной задачи гравиметрии удалось уменьшить в новом методе интерпретации в дискретных пунктах трех компонентов поля изолированных аномалий [5—7]. Оказалось, что 16 крупнейших аномалий высот геоида, силы притяжения и отклонений отвеса вызываются неоднородностями нижней мантии, порождающих избыточное сжатие и трехосность геодезического эллипсоида по сравнению с двухосным гидростатическим сфероидом. Разность измеренного поля и влияния неоднородностей нижней мантии представляет собой гравитационное поле неоднородностей верхней мантии [9].

Для усовершенствования методов разделения полей верхней и нижней мантий в настоящей работе выполнено двукратное разделение взаимных влияний неоднородностей нижней мантии. Эффективность разделения полей иллюстрируется на модели пяти источников в шести приближениях. В обоих случаях поле источников подсчитывалось по 36 гармоникам с помощью нормированных коэффициентов  $\bar{C}_{lm}$ ,  $\bar{S}_{lm}$  степени  $l$  и порядка  $m$ .

**Модель пяти точечных масс на границе верхней и нижней мантий.** Модель гравитационного поля приблизительно соответствует пяти крупнейшим аномалиям Земли, вычисленным относительно поля гидростатического сфероида со сжатием 1/299,67. Модель поля определена пятью точечными массами на глубине 700 км, т. е. на границе верхней и нижней мантии. Вблизи обоих полюсов на широтах

$\pm 80^\circ$  и долготе  $180^\circ$  размещены отрицательные массы, среди которых в единицах  $10^{22}г$  одна масса на севере равна  $-1$ , а другая на юге равна  $-2$ . Избыточные массы на долготах  $0^\circ$ ,  $120^\circ$ ,  $240^\circ$  располагаются вдоль экватора и равны  $+1$ . Сумма масс равна нулю, что соответствует условию разложения поля по сферическим функциям и определению уровенной поверхности потенциала силы тяжести — геоида.

Для всех источников вычислялись суммы 36 гармоник высот геоида  $\zeta$ , вертикальной  $\Delta V_R$  и горизонтальной  $\Delta V_S$  проекций силы притяжения. Координаты аномальных масс и амплитуды  $\zeta$ ,  $\Delta V_R$ ,  $\Delta V_S$  (северная проекция) приведены в табл. 1. По этим трем компонентам суммарного поля вычислены глубины центра масс  $h_Q$ , динамические сжатия  $\psi$  и массы  $\mu$  каждого из пяти источников суммарных аномалий. Величины  $\mu$  приведены в единицах массы  $M$  Земли и составляют несколько единиц  $10^{-6}$ , что соответствует величинам нормированных гармонических коэффициентов  $\bar{C}_{lm}$ ,  $\bar{S}_{lm}$ . По оценкам  $h_Q$  и  $\psi$  [5, 6] вычислялись поправки глубин  $\Delta h$  на смещение центра масс  $Q$  в точку  $O$  вследствие размазывания точечных масс в сферические шапки радиусом  $\Theta$ , порождаемого взаимным влиянием исходных точечных масс. Из табл. 1 видно, что из-за влияния четырех масс на поле интерпретируемой аномалии глубина ее источника оказывается существенно заниженной — на 32—27%. Массы источников также занижаются, но на меньшую величину — от 23% до 30%. Вследствие взаимных влияний масс точечные источники приобретают угловой радиус  $\Theta = 3,6-4,1^\circ$ .

В табл. 2 приведены результаты интерпрета-

Параметры пяти модельных источников, интерпретация суммарного поля

Номер аномалии	$\varphi_Q$ , град	$\lambda_Q$ , град	$\zeta$ , м	$\Delta V_R$ , мГал	$\Delta V_S$ , мГал	$h_Q$ , км	$\psi$	$h_O$ , км	$\Theta$ , град	$\mu/M, \times 10^{-6}$
<i>Модельное поле суммы пяти точечных масс</i>										
1	-80	180	-194	-258	101	700	0	700	0	-2,35
2	80	180	-97	-129	51	700	0	700	0	-1,67
3	0	0	97	129	51	700	0	700	0	1,67
4	0	120	97	129	51	700	0	700	0	1,67
5	0	240	97	129	51	700	0	700	0	1,67
<i>Интерпретация модельного поля без разделения взаимных влияний источников</i>										
1	-80	180	-175	-256	101	519	0,002	513	3,6	-2,57
2	80	180	-84	-128	50	480	0,002	473	4,1	-1,17
3	0	0	88	128	51	516	0,002	510	3,7	1,28
4	0	120	85	128	51	484	0,002	477	4,1	1,28
5	0	240	85	128	51	484	0,002	477	4,1	1,28

ции двух изолированных аномалий модельного поля, наиболее возмущенных влиянием четырех других масс. В первых строках приведены параметры источников, вычисленные по суммарному полю, а затем шесть приближений разделения взаимных влияний источников. В первую очередь обращает на себя внимание сохранение координат эпицентров (экстремумов, проекций центров масс  $Q$  на поверхность сферы) аномалий  $\zeta$ . В третьем приближении достигается максимальное сближение оценок глубин  $h_Q$  и глубин  $h_O = h_Q + \Delta h$  геометрических центров с глубиной модели. Последующие приближения не могут устранить систематическое занижение глубин  $h_Q$  (7,7—8,2%) и масс (2,9—3,6%). Однако ошибка оценок вклада

плотностных неоднородностей в нормированные стоксовы постоянные  $\delta\bar{C}_{20}$ ,  $\delta\bar{C}_{40}$ ,  $\delta\bar{C}_{22}$ ,  $\delta\bar{S}_{22}$  модели поля оказалась меньше 1%. В этом сказались устойчивость определения инвариантов плотностных неоднородностей — стоксовых постоянных. После учета взаимных влияний источников их горизонтальные радиусы  $\Theta$  уменьшились до 2°, т. е. вдвое, а систематическая ошибка глубин снизилась в четыре раза.

Для точечных источников занижение глубин на 8% после применения нового метода интерпретации в двух-трех приближениях соответствует недобору интенсивности аномалий вследствие ограничения поля 36 гармониками.

Гравитационное поле пяти модельных масс создает «сверхгидростатическое сжатие» и

Таблица 2

Влияние разделения взаимных влияний источников при интерпретации модели суммарного поля пяти масс на границе верхней и нижней мантий

Номер приближения	$\varphi_Q$ , град	$\lambda_Q$ , град	$\zeta$ , м	$\Delta V_R$ , мГал	$\Delta V_S$ , мГал	$h_Q$ , км	$\psi$	$h_O$ , км	$\Theta$ , град	$\mu/M$	$\delta\bar{C}_{20}$	$\delta\bar{C}_{40}$	$\delta\bar{C}_{22}$	$\delta\bar{S}_{22}$
0	-80	180	-175	-256	101	519	0,002	513	3,6	-2,57	-0,92	-0,52	-0,03	0,00
1	-80	180	-188	-257	101	613	0,001	611	2,4	-3,07	-1,07	-0,58	-0,03	0,00
2	-80	180	-192	-257	101	639	0,001	637	2,1	-3,21	-1,11	-0,60	-0,03	0,00
3	-80	180	-192	-258	101	642	0,001	640	2,2	-3,23	-1,12	-0,60	-0,03	0,00
4	-80	180	-193	-258	101	645	0,001	643	2,1	-3,25	-1,12	-0,60	-0,03	0,00
5	-80	180	-193	-258	101	644	0,001	642	2,1	-3,24	-1,12	-0,60	-0,03	0,00
6	-80	180	-193	-258	101	646	0,001	644	2,1	-3,25	-1,12	-0,60	-0,03	0,00
Модель	-80	180	-194	-258	101	700	0	700	0	-3,35	-1,13	-0,60	-0,03	0,00
0	0	240	85	128	51	484	0,002	477	4,1	1,18	-0,23	0,11	-0,20	0,34
1	0	240	94	128	50	603	0,001	600	2,5	1,51	-0,28	0,13	-0,24	0,41
2	0	240	95	128	50	629	0,001	627	2,2	1,58	-0,29	0,13	-0,25	0,43
3	0	240	96	129	50	642	0,001	640	2,2	1,61	-0,29	0,13	-0,25	0,44
4	0	240	96	129	50	641	0,001	639	2,2	1,61	-0,29	0,13	-0,25	0,44
5	0	240	96	129	50	645	0,001	643	2,1	1,62	-0,29	0,13	-0,25	0,44
6	0	240	96	129	50	642	0,001	640	2,2	1,61	-0,29	0,13	-0,25	0,44
Модель	0	240	97	129	51	700	0	700	0	1,67	-0,30	0,13	-0,26	0,44

Уравнивание стоксовых постоянных моделей поля и сумм их возмущений плотностными неоднородностями (в единицах  $10^{-6}$ )

Вариант интерпретации	$\Sigma \delta \bar{C}_{20}$	$\Sigma \delta \bar{C}_{40}$	$\Sigma \delta \bar{C}_{22}$	$\Sigma \delta \bar{S}_{22}$	$\Sigma \mu/M$
<i>Модель пяти точечных масс на глубине 700 км, содержащая 36 гармоник</i>					
Исходное поле (сумма 5 масс)	-2,59	-0,50	-0,05	0,00	0
После интерпретации исходного поля	-2,05	-0,43	-0,01	0,00	-0,10
Разделение взаимных влияний масс	-2,04	-0,47	-0,01	0,00	0,04
Двукратное разделение взаимных влияний масс	-2,53	-0,51	-0,05	0,00	-0,03
Трехкратное разделение взаимных влияний масс	-2,54	-0,51	-0,04	0,00	0,02
Четырехкратное разделение взаимных влияний масс	-2,55	-0,51	-0,04	0,00	-0,03
Пятикратное разделение взаимных влияний масс	-2,55	-0,51	-0,04	0,00	0,02
Шестикратное разделение взаимных влияний масс	-2,56	-0,51	-0,04	0,00	-0,03
<i>Модель GEM-10B, содержащая 36 гармоник</i>					
Исходное поле модели	-4,71	-0,43	2,43	-1,40	0
После интерпретации исходного поля	-4,72	-0,43	2,79	-2,34	3,27
Разделение взаимных влияний масс	-3,65	-0,67	2,22	-1,01	-16,22

«трехосность» нормальной фигуры, так как величины  $\Sigma \delta \bar{C}_{20}$ ,  $\Sigma \delta \bar{C}_{40}$  и  $\Sigma \delta \bar{C}_{22}$  не равны нулю [9]. В результате интерпретации модельного поля были определены параметры пяти неоднородностей, вклад которых в  $\Delta \bar{C}_{20}$  и  $\Delta \bar{C}_{40}$  составил 79 % и 56 %, а в  $\bar{C}_{22}$  — всего 20 %. Однако после двукратного разделения взаимных влияний источников эти же возмущения достигли 98 %, 102 % и 100 %, т. е. полностью определили «сверхгидростатическое сжатие» и «трехосность» эквивалентной нормальной фигуры.

Разделение влияний до шестого приближения дает суммы возмущений стоксовых постоянных модельного поля, которые колеблются вокруг приведенных цифр в пределах точности интерпретации (табл. 3).

**Плотностные неоднородности нижней мантии.** Метод уравнивания стоксовых постоянных показал, что лучшие результаты количественной интерпретации достигаются при использовании измеренных аномалий без введения поправок на изостатическую компенсацию топографических масс [5—7, 9]. Это означает, что наружный рельеф, по-видимому, полностью компенсируется изменениями мощности коры, литосферы, астеносферы, а также совокупностью изолированных плотностных неоднородностей [3, 7, 9]. При этом, вероятнее всего, происходит такое механическое уравнивание знакопеременных масс в вертикальных столбцах, при котором осуществляется наилучшая компенсация возмущений стоксовых постоянных  $\delta \bar{C}_{lm}^{\text{топ}}$ ,  $\delta \bar{S}_{lm}^{\text{топ}}$ , порожденных топографией, суммой возмущений этих же гармонических коэффициентов  $\delta \bar{C}_{lm}^{\text{верх.ман}}$ ,  $\delta \bar{S}_{lm}^{\text{верх.ман}}$ , вызван-

ных бесконечным числом  $i$ -х плотностных неоднородностей верхней мантии до глубины 670 км [9]:

$$\delta \bar{C}_{lm}^{\text{топ}} + \sum_{i=1}^{\infty} \delta \bar{C}_{lm i}^{\text{верх.ман}} = 0, \delta \bar{S}_{lm}^{\text{топ}} + \sum_{i=1}^{\infty} \delta \bar{S}_{lm i}^{\text{верх.ман}} = 0. \quad (1)$$

Вклад топографических масс в высоты геоида при условиях (1) компенсируется плотностными неоднородностями полностью. Измеренные высоты геоида составляют лишь 8 % от суммарного влияния топографических масс [20] и в работах [5—7, 9] и в настоящей статье интерпретируются плотностными неоднородностями нижней мантии вплоть до ее границы с ядром.

В табл. 4 и 5 приводятся результаты интерпретации сверхгидростатических гравитационных аномалий по модели GEM-10B. В табл. 3 выписаны сверхгидростатические значения коэффициентов  $\bar{C}_{20}$  и  $\bar{C}_{40}$ , а также полные значения нормированных  $\bar{C}_{22}$ ,  $\bar{S}_{22}$ . Ненормированные величины  $C_{22}$  и  $S_{22}$  определяют две горизонтальные оси геодезического уровенного трехосного эллипсоида [1, 4]:

$$a = R \left( 1 + 3 \sqrt{C_{22}^2 + S_{22}^2} \right), \\ b = R \left( 1 - 3 \sqrt{C_{22}^2 + S_{22}^2} \right), c = R \left( 1 - f^{\text{геодез}} \right), \quad (2)$$

где  $R$  — средний радиус Земли;  $c$  — полярная полуось эллипсоида;  $f^{\text{геодез}}$  — полярное сжатие геодезического трехосного эллипсоида.



Координаты экстремумов и амплитуды аномалий

Аномалии	Модель GEM-10B					После разделения взаимных влияний источников				
	$\varphi_Q$ , град	$\lambda_Q$ , град	$\zeta$ , м	$\Delta V_R$ , мГал	$\Delta V_S$ , мГал	$\varphi_Q$ , град	$\lambda_Q$ , град	$\zeta$ , м	$\Delta V_R$ , мГал	$\Delta V_S$ , мГал
Антарктическая	-77	163	-126	-94	32	-76	163	-179	-98	30
Канадская	64	267	-92	-77	30	62	271	-93	-72	37
Карибская	34	289	-40	-46	19	29	302	-60	-44	17
Калифорнийская	38	233	-37	-30	9	26	239	-44	-28	14
Индийская	4	80	-66	-65	20	4	81	-102	-73	22
Сибирская	63	97	-79	-61	15	59	92	-84	-48	17
Восточно-Сибирская	77	141	-73	-66	33	76	150	-60	-57	27
Австралийская	-4	144	116	89	33	-6	146	48	56	21
Индонезийская	1	133	117	97	38	8	122	75	76	30
Новые Гебриды	-16	171	92	80	32	-17	172	45	69	30
Полинезийская	2	199	58	44	20	4	202	41	46	16
Чилийская	-18	292	66	90	26	-18	292	57	88	25
Атлантическая										
центральная	9	355	58	42	15	8	355	34	34	19
северо-восточная	32	354	62	63	23	34	356	40	53	24
северо-западная	40	334	55	52	20	48	333	35	44	16
юго-восточная	-37	47	35	36	16	-38	48	24	34	15

Координаты экстремумов  $Q$  высот геоида 16 крупнейших аномалий до и после разделения взаимных влияний источников меняются мало, за исключением Калифорнийской и Индонезийской аномалий. Принципиальных изменений в амплитудах аномалий также нет [7]. В то же время при интерпретации изостатических аномалий в работе [7] из 16 аномалий после разделения взаимных влияний их источников проявились лишь 10. Небольшое расхождение параметров источников измеренных аномалий в табл. 5 и в работе [7] обусловлено погрешностями автоматической программы, которая определяет экстремумы высот геоида,

проводит меридиональные профили и выполняет интерпретацию  $\zeta$ ,  $\Delta V_R$  и  $\Delta V_S$  в дискретных пунктах.

Разделение взаимных влияний источников измеренных аномалий (см. табл. 5) позволяет выявить все 16 основных аномалий и вычислить параметры их источников даже при учете поля на расстоянии  $\Delta = \pm 15^\circ$  от экстремума  $Q$  аномалии геоида. При этом экстремум аномалии отождествляется с проекцией центра масс  $Q$  неоднородности на поверхность сферы.

Главный результат разделения взаимных влияний неоднородностей — резкое возрастание масс разуплотнений при аналогичном умень-

Таблица 5

Параметры плотностных неоднородностей нижней мантии

Аномалии	Модель GEM-10B					После разделения взаимных влияний источников				
	$\mu/M$ , $\times 10^{-6}$	$h_Q$ , км	$\psi$	$h_O$ , км	$\theta$ , град	$\mu/M$ , $10^{-6}$	$h_Q$ , км	$\psi$	$h_O$ , км	$\theta$ , град
Антарктическая	-3,89	1148	0,010	1110	10	-8,06	1757	0,012	1700	12
Канадская	-2,42	911	0,011	870	10	-2,33	850	0,005	830	6
Карибская	-0,72	612	0,014	560	11	-2,10	1175	0,034	1040	18
Калифорнийская	-1,40	1288	0,021	1200	15	-1,47	1135	0,008	1100	9
Индийская	-1,69	880	0,015	830	11	-3,77	1328	0,010	1290	10
Сибирская	-3,01	1298	0,025	1200	16	-4,96	1812	0,033	1660	20
Восточно-Сибирская	-2,93	1522	0,036	1370	20	-2,95	2069	0,034	1910	22
Австралийская	3,63	1124	0,013	1070	16	1,19	906	0,017	840	12
Индонезийская	3,41	1038	0,014	990	11	1,77	813	0,013	770	11
Новые Гебриды	2,12	884	0,021	800	14	0,63	474	0,015	420	11
Полинезийская	1,69	1040	0,005	1020	7	0,92	891	0,020	820	13
Чилийская	1,19	603	0,021	530	13	0,91	542	0,024	460	14
Атлантическая										
центральная	2,75	1861	0,015	1790	14	1,45	1379	0,026	1270	17
северо-западная	1,15	706	0,016	650	11	0,90	750	0,022	670	14
северо-восточная	-2,67	1556	0,031	1420	19	1,30	1216	0,021	1130	15
юго-восточная	0,72	744	0,013	800	10	0,35	477	0,016	420	11

Предварительная оценка положения и параметров плотностных неоднородностей на границе ядро — мантия

Географическое положение неоднородностей	$\sigma$ , г·см <sup>-3</sup>	$\lambda^{\circ}Q$ , град	$\lambda_Q$ , град	$\mu/M$ , $\times 10^{-6}$	$h_Q$ , км	$\theta$ , град	$\delta\bar{C}_{20}$ , $\times 10^{-6}$	Исходное поле для определения неоднородностей
Атлантический океан	0,04	9	355	8,8	2710	24,7	-0,55	Древнее, до таяния ледников То же » »
	0,06	47	336	9,6	2950	19,5	0,35	
	0,07	69	338	10,1	2790	19,0	1,09	
Северный Ледовитый океан	0,50	82	50	9,3	2630	6,9	1,38	} Двукратное разделение взаимных влияний источников, GEM-10B
Тихий океан	0,03	-1	232	5,7	3070	22,0	-0,32	
	2,24	-11	154	13,1	3220	3,9	-0,64	
Индийский океан	0,31	4	197	8,2	3150	8,2	-0,65	
	0,09	-40	53	11,1	3130	17,6	0,15	

шении масс переуплотнений. При этом обнаруживается невязка масс  $\sum_{i=1}^{16} \mu_i/M = -16,22 \cdot 10^{-6}$ .

Новое распределение масс уменьшает трехосность геодезического эллипсоида, но порождает невязки избыточного сжатия, выражающиеся в отклонении величин  $\Delta\bar{C}_{20}$  и  $\Delta\bar{C}_{40}$  от сверхгидростатических значений -4,71 и -0,43 (см. табл. 3). По параметрам неоднородностей после разделения их взаимных влияний вычислялись смещения центра масс  $C$  Земли относительно центра масс нормальной фигуры — гидростатического сфероида [7]:

$$\delta X_C = R \sum_{i=1}^{16} \frac{\mu_i}{M} \left(1 - \frac{h_i}{R}\right) \cos \varphi_i \cos \lambda_i = 12 \text{ м,}$$

$$\delta Y_C = R \sum_{i=1}^{16} \frac{\mu_i}{M} \left(1 - \frac{h_i}{R}\right) \cos \varphi_i \sin \lambda_i = -10 \text{ м,}$$

$$\delta Z_C = R \sum_{i=1}^{16} \frac{\mu_i}{M} \left(1 - \frac{h_i}{R}\right) \sin \varphi_i = -12 \text{ м.}$$

Модуль смещения центра масс Земли относительно центра масс сфероида равен 20 м.

До разделения взаимных влияний сумма аномальных масс в 4 раза меньше (см. табл. 3), а смещение центра масс находится на том же уровне и равно 29 м (8, 14 и -24 м).

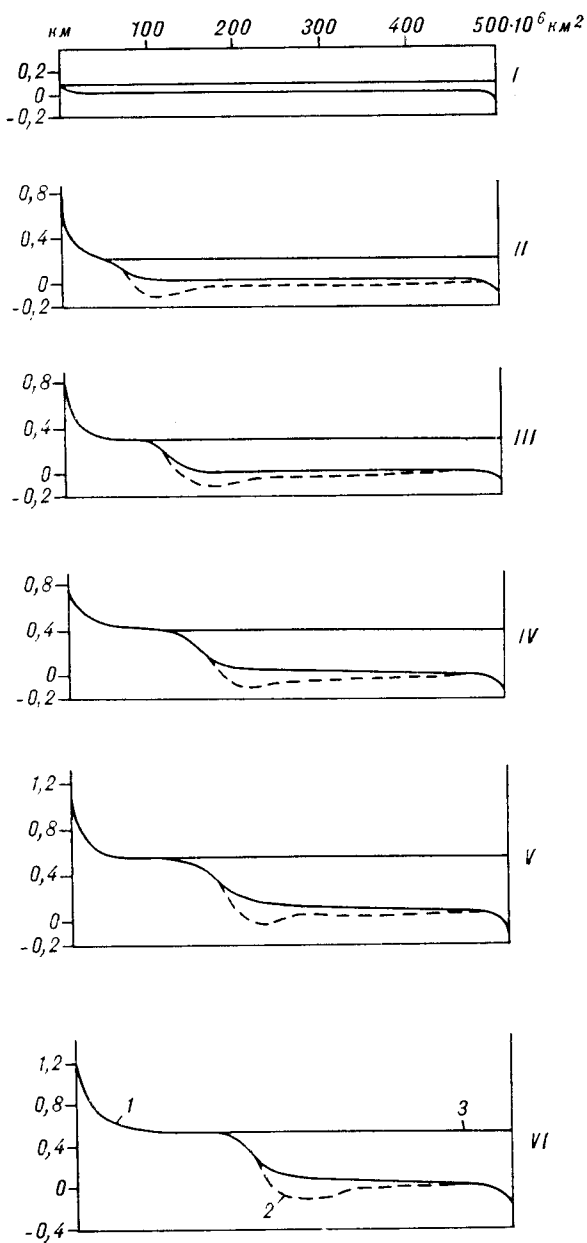
После разделения взаимных влияний источников 13 неоднородностей располагаются в нижней мантии, а 3 — в зоне фазовых переходов. Самая глубокая неоднородность находится на глубине 1900 км.

Общий анализ интерпретации аномалий до и после разделения взаимных влияний их источников показывает, что в динамичной Земле сумма аномальных масс не равна нулю, а центры масс реальной планеты и нормальной фигуры не совпадают. Введение дополнительных масс региональных аномалий для уменьшения невязок  $\Delta\bar{C}_{20}$  и  $\Delta\bar{C}_{40}$  лишь подчеркивает сделанный вывод.

**Граница ядро — мантия.** Плотностные неоднородности на границе ядро — мантия обнаруживаются после повторного разделения взаимных влияний источников нижней мантии по табл. 5. В табл. 6 этим методом обнаружены три источника повышенной плотности в экваториальной полосе Тихого и юго-западной части Индийского океанов.

Другим методом разделения взаимных влияний источников в первом приближении может стать интерпретация древнего поля Земли, т. е. до таяния ледников. Древнее поле можно получить, либо добавляя массы растаявших ледников, либо исключая из модели GEM-10B поле изостатических компенсационных масс пониженной плотности под растаявшими ледниками. Количественная интерпретация выполнялась по разностному полю модели GEM-10B и разуплотнений под Лаврентьевским, Карско-Таймырским и Скандинавским ледниками, под аномалиями Баренцево море и Новосибирские острова [8]. На границе ядро — мантия после однократного разделения взаимных влияний источников обнаружены также положительные массы в северной части Атлантического, в юго-западной части Северного Ледовитого и в экваториальной полосе Тихого океанов. Все массы  $\mu/M$  источников имеют порядок  $10^{-5}$  и в пределах точности двукратного разделения взаимных влияний источников не вносят вклада в сжатие Земли.

Плотности  $\sigma$  неоднородностей на границе ядро — мантия вычислены при условии, что мощность источника равна толщине слоя  $D''$ , т. е. 200 км (2700—2900 км). Величина  $\sigma$  укладывается в пределы 0,03—0,50 г·см<sup>-3</sup> с одним выбросом 2,24 г·см<sup>-3</sup> (см. табл. 6), который, по всей вероятности, можно объяснить ошибками разделения взаимных влияний источников. Источники на ядре могут быть также обусловлены вариациями границы ядро — мантия со скачком плотности 4,5 г·см<sup>-3</sup>, ибо при толщине неоднородности 20 км изменения  $\sigma$  составляют 0,3—5 г·см<sup>-3</sup>.



Эволюция гипсографической кривой (1), накопление осадков в океане (2) и его уровень (3) в раннем архее (I), начале рифея (II), палеозое (III), мезозое (IV), кайнозое (V) и в настоящее время (VI) по Н. П. Васильковскому [1].

При небольшой мощности источников их расположение под океанами можно связать с гипотезой происхождения океанов. Другими словами, океанические впадины могут быть гидростатической реакцией всей мантии на выпуклости ядра под океанами. В таком случае прогибание верхней мантии может вызвать «распираание» вещества, образование зон Бенъ-оффа, наклоненных под континенты, и подъем континентов. В пользу такого предположения

свидетельствуют данные о росте площади континентов. На рисунке приведены графики Н. П. Васильковского от раннего архея до настоящего времени, по которым шел систематический рост площади континентов за счет соответствующего сокращения океанических областей [1, 2]. При этом средняя высота континентов увеличивалась, а глубина и емкость океанов росли. В результате увеличивалась контрастность рельефа, несмотря на отложение осадков в океанах [2].

**Обсуждение результатов.** Интерпретация гравитационного поля при условиях (1) дает распределение плотностных неоднородностей в нижней мантии и частично в слое фазовых переходов (420—670 км). Можно сказать, что верхняя мантия очень сильно реагирует на наружный рельеф Земли, а распределение аномалий плотности верхней мантии в значительной степени зависит от компенсационного механизма — реакции на топографические массы.

Распределение неоднородностей в нижней мантии может в большей степени зависеть от динамики границы ядро — мантия и слоя  $D''$  [11—17, 19, 21]. При этом следует иметь в виду, что знаки аномалий скорости [12] и плотности на границе ядро — мантия совпадают.

Связь строения и динамики верхней и нижней мантии может осуществляться через реакцию слоя 0—2900 км на выпуклости ядра под океанами. Для проверки этой гипотезы нужно повысить точность модели гравитационного поля и метода его интерпретации.

Распределение аномалий скорости сейсмических волн на границе ядро — мантия и в слое 2700—2900 км характеризуется сменой знака по горизонтальным координатам, а аномалии плотности только положительные. Аномалии скорости сильно зависят от многих физических процессов в слое  $D''$ , на границе ядро — мантия и непосредственно под этой границей [11—17, 19—21]. Согласование соотношений между вариациями плотности, скорости и электропроводности в интересующих нас слоях возможно лишь в будущих теоретических и экспериментальных исследованиях.

Сравнение аномалий плотности по табл. 5 и скоростей сейсмических волн по работе А. Дзевонского и Дж. Вудхауза [12] в слое 670—1900 км приведено в табл. 7. В этой таблице выписаны ближайшие к плотностным неоднородностям аномалии скорости, ибо совпадение сравниваемых величин в пространстве и по знаку наблюдается как в верхней мантии [9], так и на границе ядро — мантия. Глубины аномалий скорости ближе к глубинам плотностных неоднородностей после разделения взаимных влияний источников в 9 случаях из 16, а в 7 случаях разделение влияний отдаляет плотности и скорости. Расхождение глубин

Таблица 7

Сравнение глубин и знаков аномалий масс (по табл. 5) и аномалий скорости  $\Delta v$  сейсмических волн (по А. Дзевонскому и Дж. Вудхаузу [12]) в нижней мантии

Аномалии	Измеренное поле		После разделения взаимного влияния		Знак $\Delta v$	Глубина аномалии скорости, км
	$\mu/M$ , $\times 10^{-6}$	$h_0$ , км	$\mu/M$ , $\times 10^{-6}$	$h_0$ , км		
Антарктическая	-3,89	1110	-8,06	1700	-	1200
Канадская	-2,42	870	-2,33	830	-	670
Карибская	-0,72	560	-2,10	1040	-	670
Калифорнийская	-1,40	1200	-1,47	1100	-	670
Индийская	-1,69	830	-3,77	1290	-	670
Сибирская	-3,01	1200	-4,96	1660	-	670
Восточно-Сибирская	-2,93	1370	-2,95	1910	-	670
Австралийская	3,63	1070	1,19	840	+	670
Индонезийская	3,41	990	1,77	770	+	670
Новые Гебриды	2,12	800	0,63	420	+	670
Полинезийская	1,69	1020	0,92	820	+	670
Чилийская	1,19	530	0,91	460	+	150—670
Атлантическая центральная	2,75	1790	1,45	1270	+	670
северо-западная	1,15	650	0,90	670	+	670
северо-восточная	2,67	1420	1,30	1130	+	670
юго-восточная	0,72	800	0,35	420	+	670

в последнем случае характерно для трех аномалий — Антарктической, Сибирской, Восточно-Сибирской, которые определяются моделью GEM-10B с невысокой точностью.

**Новые задачи гравиметрии.** Обнаруженное смещение центра масс реальной Земли относительно центра масс гидростатического сфероида, неравенство нулю суммы аномальных масс побуждают ввести новое понятие о нормальной фигуре Земли. Такой фигурой может стать двухосный геометрический эллипсоид с возрастающей к центру плотностью. Главные требования к нормальной фигуре Земли следующие.

1. В аномальное поле не должен входить остаточный эллипсоидальный слой из-за неточ-

ного подбора сжатия эллипсоида. Подобная распределенная аномалия плотности плохо учитывается совокупностью изолированных гравитационных аномалий.

2. Нормальная Земля не должна вносить вклад в гармонические коэффициенты  $C_{22}$ ,  $S_{22}$ , определяющие трехосность эллипсоида.

3. Массы нормальной и реальной Земли могут быть не равны, а координаты центров обеих масс не совпадать.

4. Большая полуось геометрического эллипсоида может быть меньше полуоси геодезического эллипсоида на величину расхождения радиусов геометрической и уровенной поверхностей, т. е. на 2,4 км [18].

5. Сжатие геометрического эллипсоида может существенно отличаться от сжатий геодезического эллипсоида и гидростатического сфероида.

Последние два условия позволяют включить в аномалии плотности крайне неоднородный слой вода — суша со скачком плотности  $1,64 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ , уменьшить очень большие положительные аномалии Буге в океанических областях. При новой нормальной фигуре аномальная масса океанов ниже уровня  $-2,4 \text{ км}$  уменьшится до  $-68 \cdot 10^{22} \text{ г}$  и будет соизмерима с массой выпуклостей ядра под океанами, которая равна  $+47 \cdot 10^{22} \text{ г}$ .

Использование новой нормальной фигуры Земли должно сопровождаться введением нового понятия о гравитационной аномалии. В этом случае гравитационная аномалия будет представлять разность измеренного поля и поля геометрического эллипсоида в пункте измерения, абсолютные координаты которого измеряются универсальной спутниковой навигационной системой. К числу таких систем относятся Global Position System (США) и ей аналогичные.

Обнаруженное в настоящей работе смещение центра масс планеты принуждает учитывать первую гармонику в разложении аномалий, которая достигает 20 м и 6 мГал для высот геоида и силы притяжения. Эта гармоника может оказаться существенно большей величиной [8].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Васильковский Н. П. Непостоянство уровня Мирового океана в геологическом прошлом // Океанология.— 1973.— Т. 13, № 6.
2. Клизе Р. К. Уровень океана в геологическом прошлом.— М.: Наука, 1980.
3. Маслов Л. А. Механика литосферы/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.
4. Мецераков Г. А. О фигуре Марса // Астрон. журн.— 1975.— Т. 52, № 2.— С. 374—379.
5. Тараканов Ю. А. Отражение внутреннего строения Земли в рельефе водной поверхности океана // Коллебания уровней морей и океанов за 15 000 лет.— М.: Наука, 1982.— С. 23—51.
6. Тараканов Ю. А., Черевко Т. Н. Интерпретация крупнейших гравитационных аномалий Земли // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1979.— № 4.— С. 25—42.
7. Тараканов Ю. А., Камбаров Н. Ш., Трубицын В. П. и др. Отклонение от гидростатического равновесия Земли и Луны // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1985.— № 8.— С. 3—27.
8. Тараканов Ю. А., Гросвальд М. Г., Камбаров Н. Ш., Приходько В. А. Новые данные о связи фигуры Земли с древними оледенениями // Докл. АН СССР.— 1987.— Т. 295, № 5.— С. 1084—1089.
9. Тараканов Ю. А., Камбаров Н. Ш., Клизе Р. К.,

- Приходько В. А.* Гравитационный эффект плотностных неоднородностей верхней мантии Земли и его интерпретация // Тихоокеан. геология.—1989.— № 5.— С. 69—76.
10. *Aldridge K. D., Lumb L. I.* Inertial waves identified in the Earth's fluid outer core // Nature.—1987.— V. 325, N 6103.— P. 421—423.
  11. *Bloxham J., Gubbins D.* Thermal core-mantle interactions // Ibid.—1987.— V. 325, N 6104.— P. 511—513.
  12. *Dziewonski A. M., Woodhouse J. H.* Global images of the Earth's interior // Science.—1987.— V. 236, N 4797.— P. 37—48.
  13. *Gubbins D.* Mapping the mantle and core // Nature.—1987.— V. 325, N 6103.— P. 392—393.
  14. *Gubbins D., Bloxham J.* Morphology of the geomagnetic field and implications for the geodynamo // Ibid.—1987.— V. 325, N 6104.— P. 509—511.
  15. *Loper D. E.* Structure of the core and lower mantle // Adv. Geophys.—1984.— V. 26.— P. 1—34.
  16. *Morelli A., Dziewonski A. M.* Topography of the core-mantle boundary and lateral homogeneity of the liquid core // Nature.—1987.— V. 325, N 6106.— P. 678—683.
  17. *Olson P., Schubert G., Anderson C.* Plume formation in the D<sup>1</sup>-layer and the roughness of the core-mantle boundary // Ibid.—1987.— V. 327, N 6121.— P. 409—413.
  18. *Shevchenko V. V., Rodionova Zh. F., Dekhtyareva K. I., Ikobeleva T. P.* The surfaces of Venus, Mars, Mercury and the Moon: Some regularities // Lunar and Planet. Sci.—V. 16: Abstr. Pap. 16th Conf., March 11—15, 1985.— Pt. 2.— Houston, Tex., s. a.— P. 773—774.
  19. *Stevenson D. J.* Limits on lateral density and velocity variations in the Earth's outer core // Geophys. J. R. Astr. Soc.—1987.— V. 88, N 1.— P. 311—319.
  20. *Turcotte D. L.* A fractal interpretation of topography and geoid spectra on the Earth, Moon, Venus and Mars // J. Geophys. Res.—1987.— V. 92, N B4.— P. E597—E601.
  21. *Young C. J., Lay T.* The core-mantle boundary // Ann. Rev. Earth Planet. Sci.—1987.— V. 15.— P. 25—46.

*Институт физики земли АН СССР  
Институт водных проблем АН СССР  
ВМНУЦ ВТИ ГРВТИ СССР  
Москва*

*Поступила в редакцию  
18 ноября 1988 г.*

УДК 552.1 : 553.45/6 : 241.6

П. Г. Недашковский

## ПЕТРОЛОГИЯ ЛАТИТОВ И ГЕНЕЗИС СЛЮДИСТО-АЛЬБИТОВЫХ ГРЕЙЗЕНОВ

Многофазный среднепалеозойский интрузив приурочен в субширотному приразломному прогибу, сформировавшемуся на стыке докембрийской платформы и рифейского срединного массива в зоне перехода их к океану, и сложен комагматичными гранитоидами субщелочного латит-риолитового ряда, геохимически специализированными на редкие элементы. Локализуясь в интрузиве прожилково-грейзеновые шток-

В последнее десятилетие работами академика Л. В. Таусона и его учеников в Сибири и на Дальнем Востоке доказано важное металлогеническое значение мезозойского субщелочного магматизма пошонит-латитовой серии. Выяснено, что геохимической особенностью этих магм является обогащенность летучими и «некогерентными» для базальтоидов редкими элементами, что и предопределяет их потенциальную рудоносность в отношении меди, молибдена, олова, вольфрама, золота, серебра и цинка. Установлено также, что калиевый пошонит-латитовый магматизм проявляется в двух геодинамических обстановках — в зонах перехода от континентов к океану и во внутриконтинентальных подвижных зонах [4, 21—23].

Ниже приводится петролого-геохимическая характеристика субщелочных гранитоидов латит-риолитового ряда, с которыми пространственно связаны своеобразные щелочные грейзены слюдисто-альбитового состава с акцессорным бериллом. Эти грейзены описаны в ряде публикаций [7, 11, 17], однако из-за недостаточной изученности вмещающих материнских гранитоидов происхождение их парагенетически связывалось с известково-щелочным магматизмом.

Изученные интрузивы латитов размерами от 0,2 до 0,8 км<sup>2</sup> локализованы в приразломном прогибе субширотного простирания (азимут 65—60°), сформировавшемся на стыке двух материковых плит в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану в раннепалеозойский этап активизации, т. е. в геодинамической обстановке, типичной для проявления пошонит-латитового магматизма. Самый крупный интрузив вмещает зоны грейзенизации и

верки также характеризуются повышенной щелочностью состава и представляют собой слюдисто-альбитовую фацию щелочных грейзенов.

По геологическим условиям локализации и петролого-геохимическим данным обосновывается генетическая связь слюдисто-альбитовых грейзенов с субщелочным латит-риолитовым магматизмом.

Сложен порфировидными латитами с фацией среднезернистых кварцевых латитов и шпирами пегматитов. Латиты пересекаются жилами биотитовых гранитов, лейкогранитов, граносиенитов и риолитов, дайками диабазовых порфиритов и спессартитов. В других интрузивах латитов жильные тела представлены граносиенитами и лейкогранитами. Определение абсолютного возраста гранитоидов калий-аргоновым методом дало следующие результаты (в млн лет): латиты — 379—310, граносиениты — 360, пегматиты — 326—288, биотитовые граниты — 298 и слюдисто-альбитовые грейзены — 305—278. Судя по этим цифрам, формирование интрузивов завершилось в среднедевонское время.

Ранее латиты по минералогическому составу относили к гранодиоритам [11] или монцогранодиоритам [17], однако новые петро- и геохимические данные (табл. 1, 2) указывают на их принадлежность к субщелочной латитовой серии. Сложены они слабозональным андезитом № 37 (табл. 3, обр. Д-1) — 40—60 %, магнезиально-известковистыми пироксенами (энстатитом:  $-2V = 90^\circ$ ,  $cNg = 0^\circ$  и эгирин-диопсидом:  $-2V = 70^\circ$ ,  $cNg = 80^\circ$ ) — до 3 %, магнезиальной роговой обманкой ( $f_{\text{обц}} = 43 \%$ , табл. 3, обр. Д-1) — 1 %, маложелезистым, умеренно фтористым биотитом ( $f_{\text{обц}} = 47-79 \%$ ,  $F = 0,31-0,68$  формульных единиц, табл. 4) — до 25 %, микроклин-пертитом — 6—9 %; кварцем — 10—20 % и акцессорными минералами: апатитом, ортитом, цирконом, ильменитом, магнетитом.

В апикальной части интрузивов латиты имеют такситовый облик, обусловленный пятнистым распределением темноцветных минералов,

Химический состав гранитоидов и грейзенов, мас. %

Оксиды	1(19)	2(3)	3(3)	4(3)	5(8)	6(3)	7(4)	8(2)	9(5)	10(4)	11(2)	12(1)
SiO <sub>2</sub>	57,86	66,84	63,81	66,29	73,34	69,02	74,64	46,75	45,16	50,83	46,92	42,40
TiO <sub>2</sub>	0,88	0,31	0,46	0,62	0,10	0,08	0,04	2,72	2,80	0,86	0,48	0,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,73	15,95	17,28	15,95	13,20	15,31	14,62	14,23	12,46	20,10	25,29	21,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,05	0,66	1,40	0,96	0,96	0,37	0,42	4,59	2,94	1,66	1,53	2,24
FeO	5,47	2,08	2,96	4,56	1,60	1,53	0,63	7,98	9,42	4,82	4,98	2,88
MnO	0,12	0,02	0,04	0,06	0,03	Сл.	0,01	0,15	0,16	0,10	0,09	0,08
MgO	3,46	0,80	1,04	0,79	0,46	0,10	0,14	6,22	9,41	3,25	2,21	2,87
CaO	4,76	2,93	2,12	2,29	0,98	0,92	0,57	8,42	8,40	5,20	2,26	7,68
Na <sub>2</sub> O	2,70	2,82	4,77	2,67	2,58	3,12	6,18	3,36	2,82	3,18	0,48	2,59
K <sub>2</sub> O	4,18	5,87	3,26	5,42	5,12	7,55	1,91	1,79	1,74	6,00	9,24	6,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	0,16	0,26	0,19	0,05	0,45	0,05	0,05	0,58	0,27	0,08	0,27
H <sub>2</sub> O	0,82	0,72	0,88	0,06	0,40	0,14	Не опр.	0,23	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,30
F	0,34	0,45	0,64	0,10	0,26	0,35	0,35	Не опр.	Не опр.	3,60	5,07	16,00
П. п. п.	0,96	0,27	0,86	Не обн.	0,68	0,78	0,33	3,43	3,70	2,48	3,92	0,92
Сумма	99,53	99,70	99,52	100,02	99,55	99,58	99,75	99,92	99,59	100,88	99,82	100,52
K/Na	1,72	2,34	0,77	2,27	2,22	2,70	0,35	0,60	0,69	2,2	20,7	2,7
Ac	0,93	1,15	1,05	1,25	1,40	1,30	1,60	0,68	0,60	0,70	0,70	0,72
Na + K/Ca	2,2	4,8	3,4	5,0	12,0	16,3	29,0	0,86	0,80	2,50	6,66	4,0

Примечание. 1 — латиты; 2 — кварцевые латиты; 3 — биотитовые граниты; 4 — граносиениты; 5 — лейкограниты; 6 — пегматиты; 7 — риолиты; 8 — спессартиты; 9 — порфириты; 10—12 — грейзены: столбисто-альбитовые, слоистые и флюорит-альбит-слодяные. Аналитики: А. А. Матвеева, и Э. С. Натарева, Здесь и в табл. 2 в скобках указано число проанализированных проб.

развитием порфировых выделений плагиоклаза и порфиробласт микроклин-пертита, присутствием гомогенных включений и ксенолитов слюдястых сланцев. Глубже 200 м минералогический состав породы постепенно изменяется до равномерно-зернистых кварцевых латитов за счет резкого сокращения темноцветных минералов и возрастания содержания микроклина и кварца.

Шлиры пегматитов сложены олигоклазом состава  $An_{23}Alb_{66}Or_{11}$  — 25—30 %, яснорешетчатым микроклином —  $Or_{56}Alb_{34}An_{10}$  — 38—45 % (см. табл. 3, обр. П-6), кварцем — 30—35 % и умеренно железистым ( $f_{общ} = 67$  %), высокофтористым ( $F = 0,76$  формульных единиц, см. табл. 4, обр. 2501) биотитом. Ведущим акцессорным минералом пегматитов является ортит с повышенным содержанием

Таблица 2

Средние содержания микроэлементов в латитах, г/т

Элемент	1(20)	2(7)	3(14)	4(27)	5(14)	6(19)	7(5)	8	9
F	1100	960	1000	1720	900	460	550	1160	850
B	26	22	104	29	19	10	15	41	51
Li	16	26	30	86	30	21	30	28	27
Rb	100	180	420	200	154	160	240	94	116
Be	6,4	2,8	16	3,9	4,0	3,0	3,0	3,2	3,2
Sr	540	600	640	480	640	620	310	930	610
Ba	1560	1400	1200	800	1760	1310	520	1500	1290
Sn	6,6	2,6	4,1	5,0	4,3	4,0	21	3,2	3,3
Mo	1,9	1,0	1,8	0,9	1,5	1,3	0,5	1,4	1,6
W	2,0	2,2	2,2	2,3	1,6	1,8	Не опр.	1,8	1,6
Pb	24	46	95	24	28	36	13	18	24
Zn	75	60	26	56	46	66	17	104	85
Nb	20	22	21	35	20	21	6,5	13,4	10,6
Ta	1,8	1,5	2,0	3,5	1,8	1,1	1,5	1,0	1,1
Zr	382	210	150	260	520	Не опр.	278	381	362
V	120	86	9	140	22	30	14	111	78
Cr	284	220	6	6	38	4	13	193	117
Ni	34	30	6	10	18	5	6,0	64	57
Co	19	16	1	8	16	3	1,5	29	15
Cu	43	32	19	10	10	6	34	62	44
K : Rb	346	256	150	136	275	280	66	294	259
Ba : Ca	0,005	0,007	0,019	0,005	0,025	0,008	0,018	Не опр.	Не опр.
Sr : Ca	0,002	0,003	0,010	0,003	0,092	0,004	0,008	Не опр.	Не опр.

Примечание. 1 — латиты; 2 — кварцевые латиты; 3 — пегматиты; 4 — биотитовые граниты; 5 — лейкограниты; 6 — граносиениты; 7 — риолиты; 8, 9 — латиты и кварцевые латиты Забайкалья (по [4]). Аналитики: Т. В. Сверкунова, Л. И. Широкова и М. В. Войтышина.

Химический состав породообразующих минералов, мас. %

Оксид	Ортит	Амфибол	Плагиоклаз			Микроклин	
	П-6	Д-1	Д-1	П-6	3467	П-4	П-6
SiO <sub>2</sub>	31,52	46,42	62,04	66,04	66,16	66,26	64,81
TiO <sub>2</sub>	1,30	1,33	—	—	0,09	—	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,50	7,10	23,40	17,82	20,36	18,08	18,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,58	2,60	0,10	0,35	0,26	—	0,26
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,30	—	—	—	—	—	—
FeO	8,62	13,10	—	—	1,53	—	—
MnO	0,48	0,40	—	—	0,03	—	—
MgO	1,58	11,51	—	—	0,44	—	—
CaO	10,38	11,22	6,86	4,80	1,03	1,45	2,04
Na <sub>2</sub> O	0,97	2,04	4,65	7,52	9,24	3,46	3,81
K <sub>2</sub> O	—	1,30	2,80	2,00	0,65	10,05	9,43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,10	—	—	—	—	—
(Ta, Nb) <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,20	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O	2,47	2,08	0,20	1,07	—	0,40	0,60
F	—	1,20	—	—	—	—	—
Сумма	100,03	99,91	100,05	99,60	99,79	99,70	99,50
f <sub>общ</sub>	78,00	43,00	—	—	—	—	—
Анортит	Нет	Нет	37,1	23,00	6,00	8,00	10,00
Альбит	Нет	Нет	45,7	66,0	90,0	32,0	34,0
Ортоклаз	Нет	Нет	17,2	11,0	4,0	60,0	56,0

Примечание. Д-1 — латит; П-6 — кварцевый латит; П-4 — биотитовый гранит; 3467 — слюдясто-альбитовый грейзен. Аналитики: Е. А. Лаговская, Н. И. Минаева, Ж. А. Шека, А. А. Матвеева. Прочерки — не определены.

редких земель цериевой группы (см. табл. 3, обр. П-6).

В одном из интрузивов латиты прорываются и микроклинизируются граносиенитами, для которых характерен порфиновый облик, когда мелкозернистая амфибол-биотит-полевошпатовая основная масса цементирует мелкие и крупные (до 10 см<sup>3</sup>) кристаллы и блоки голубоватого микроклина, составляющие до 50 % объема породы. Полевые шпаты в основной массе граносиенита представлены олигоклазом № 20—28 и яснорешетчатым микроклином (P<sub>001</sub>Nm = 14—18°, -2V = 76—80°), амфи-

бол — зеленовато-синим арфведсонитом (-2V = 88°, Ng = 1,696, Nr = 1,692, cNr = 14—16° и f<sub>общ</sub> = 76 %), а слюда — маложелезистым (f<sub>общ</sub> = 45,5 %), умеренно фтористым (F = 0,51 формульных единиц; см. табл. 4, обр. 193) биотитом. Кварц составляет до 15 %, среди акцессорных минералов преобладают сфен, апатит, ильменит, турмалин, циркон. В порфиробластах развит тот же решетчатый микроклин, что и в основной массе.

Лейкограниты в форме жил встречаются как среди латитов, так и в граносиенитах. Одна из них, мощностью до 5 м, локализована вдоль

Таблица 4

Химический состав биотитов из гранитоидов и грейзенов, мас. %

Оксид	П-3	194	2294	2424	193	2501	2486	3218	3467
SiO <sub>2</sub>	39,60	36,80	36,75	37,36	37,16	36,58	35,52	36,60	35,80
TiO <sub>2</sub>	3,20	2,86	2,46	2,92	4,28	0,44	0,15	1,42	0,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,66	18,29	14,61	14,72	14,10	16,64	16,49	16,70	18,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,93	0,91	4,83	0,34	3,24	2,79	4,80	1,82	2,66
FeO	15,28	17,64	15,57	18,00	14,62	21,54	24,08	20,30	19,60
MnO	0,21	0,12	0,25	0,26	0,28	0,32	0,40	0,10	0,25
MgO	10,86	10,14	10,86	10,65	11,58	6,00	5,52	7,62	8,26
CaO	1,53	1,58	1,84	1,15	1,46	0,54	0,16	0,24	0,07
Na <sub>2</sub> O	0,39	0,26	0,52	0,40	0,80	0,56	0,30	0,50	0,30
K <sub>2</sub> O	8,64	8,59	8,61	8,77	8,55	8,70	8,00	10,56	10,30
Li <sub>2</sub> O	—	0,16	0,02	0,10	—	0,20	0,30	0,24	0,39
Rb <sub>2</sub> O	—	0,20	—	0,20	—	0,20	—	0,06	0,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	0,23	0,19	0,18	0,34	0,09	—	0,14	—
H <sub>2</sub> O	3,28	0,30	2,40	3,00	1,98	3,13	2,54	2,00	0,68
F	1,34	2,45	1,40	2,80	2,16	3,50	3,10	3,00	3,64
Сумма	99,95	100,25	99,74	99,70	99,66	99,80	100,09	100,05	100,44
f <sub>общ</sub>	48,0	49,2	47,8	48,3	45,5	67,0	78,0	44,3	59,6

Примечание. П-3, 194 — латиты; 2294 — кварцевые латиты; 2424 — биотитовый гранит; 193 — граносиенит; 2501 — пегматит; 2486, 3218 и 3467 — грейзены. Аналитики: А. А. Матвеева, Н. И. Минаева. Прочерки — не определены.



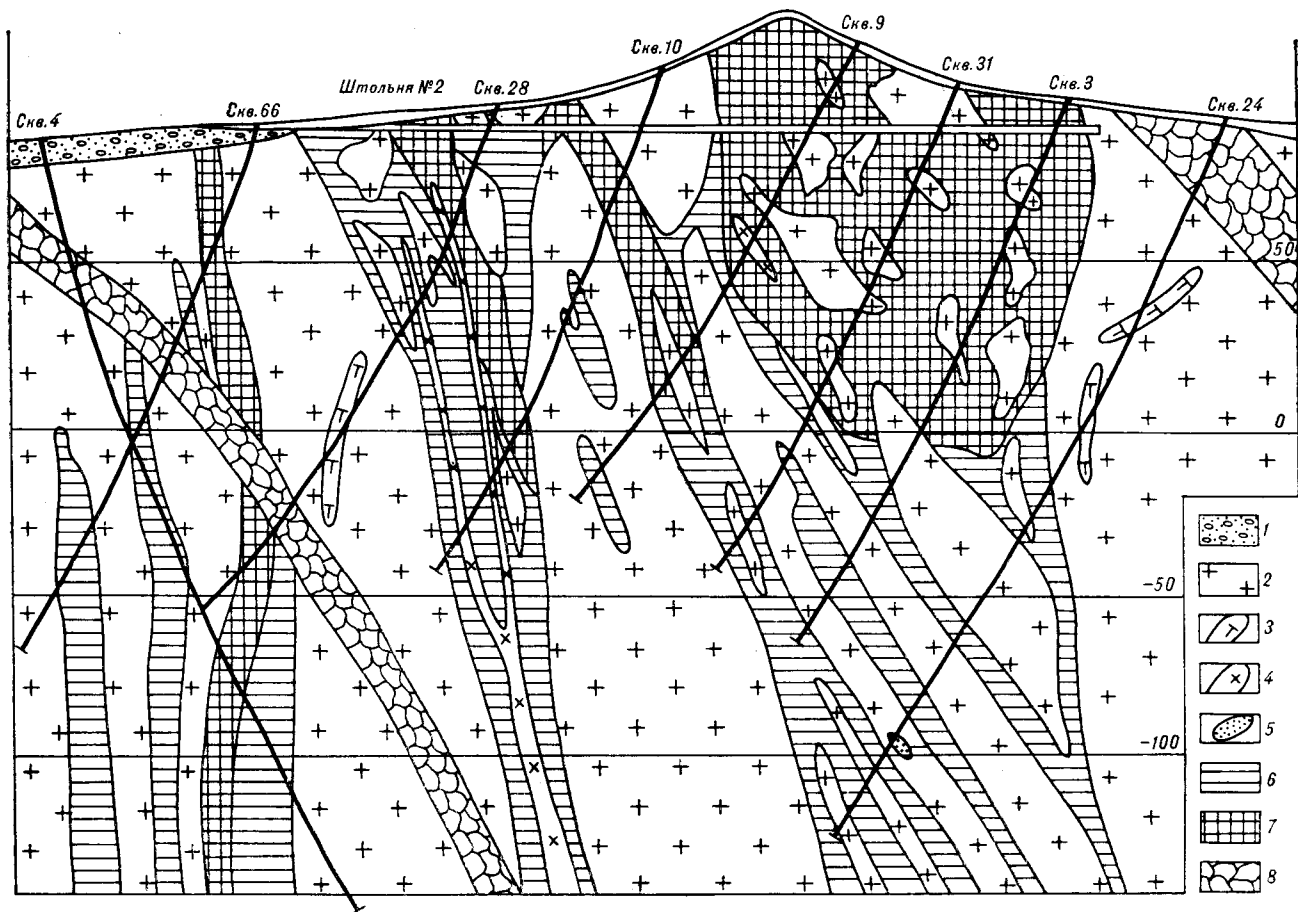


Рис. 1. Поперечный разрез зоны грейзенизации в латитовом интрузиве.

1 — аллювиально-делювиальные отложения; 2 — латиты, 3 — шпильи пегматитов; 4 — жилы биотитовых гранитов; 5 — ксенолиты ороговикованных сланцев; 6 — зоны грейзенизации; 7 — штоковрки гнездово-прожилковых выделений; 8 — послерудные разломы с брекчиями.

контакта граносиенитов с латитами. При этом обе породы в контакте с лейкогранитами перекристаллизованы, интенсивно окварцованы и гематитизированы. Мелко- и среднезернистые лейкограниты имеют белую или желтовато-белую окраску и сложены альбитом № 8—12—32 %, решетчатым микроклином — 31 %, кварцем — 32 % и умеренно железистым ( $f_{\text{общ}} = 65-74\%$ ) биотитом — до 4 %. Среди акцессорных минералов — магнетит, апатит, циркон, ксенотим, флюорит.

Меланократовые тонко- и мелкозернистые биотитовые граниты в форме жил мощностью до 15 м размещаются среди латитов вдоль зон дробления (рис. 1). Внешне это мелкозернистые темно-серые породы с высоким содержанием зеленовато-бурого биотита. Вмещающие латиты на контакте с ними интенсивно альбитизированы и биотитизированы. Сложены андезиты олигоклазом № 28, замещаемым альбитом № 8—10—50—70 %, реликтовым ортоклазом ( $P_{001}Nm = 4^\circ$ ,  $-2V = 68^\circ$ ), корродируемым решетчатым микроклином ( $P_{001}Nm = 18^\circ$ ,

$-2V = 81^\circ$ ) и маложелезистым ( $f_{\text{общ}} = 48,3\%$ ), умеренно фтористым ( $F = 0,68$  формульных единиц; табл. 4, обр. 2424) биотитом, часто мусковитизированным. Из акцессорных минералов преобладают сфен и магнетит. Апикальные участки андезитовых тел альбитизированы вплоть до альбититов.

К догрейзеновым образованиям относятся и жилы риолитов, пересекающие латиты и пегматиты. Внешне это белая плотная порода с редкой вкрапленностью лимонитизированного гематита. Особенностью их минералогического состава является преобладание альбита над микроклином, высокое (до 45 %) содержание кварца и полное замещение биотита гематитом.

Послегрейзеновые дайки представлены диабазовыми порфиридами и спессартитами, локализующимися в поздних разрывных нарушениях, пересекающих зоны грейзенизации (см. рис. 1).

В целом для латитов главной интрузивной фазы характерны монцититоидность состава (т. е. развитие биотита и ортоклаза в ассоциации с пироксенами и средним плагиоклазом) и

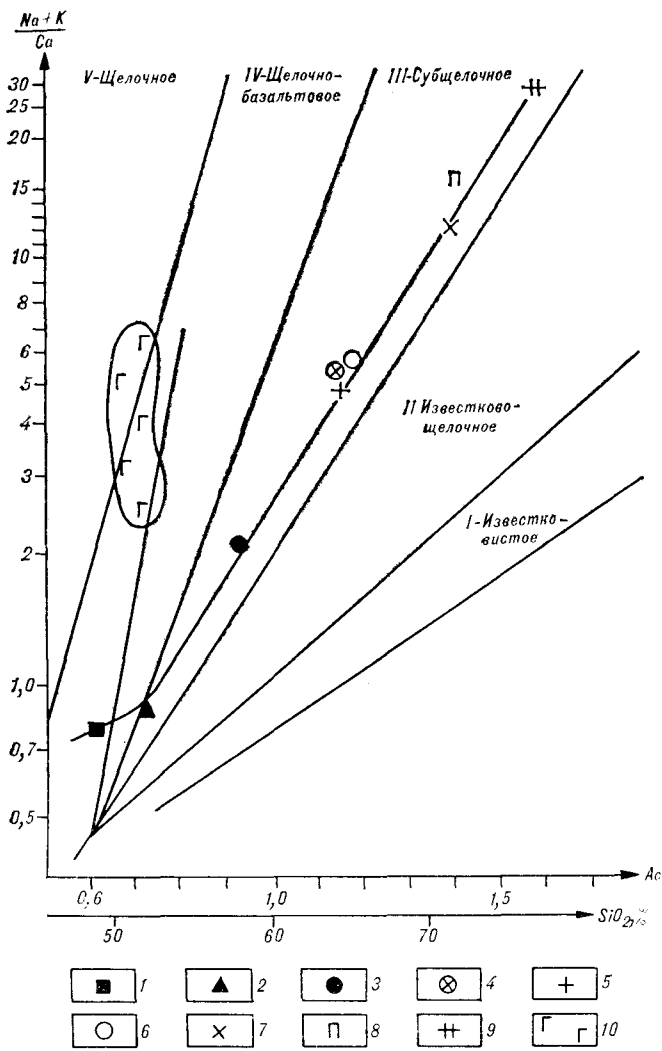


Рис. 2. Петрохимический тренд латит-кератофировых гранитоидов (по [3]).

Средние химические составы взяты из табл. 1: 1 — диабазовые порфириды; 2 — спессартиты; 3 — латиты; 4 — кварцевые латиты; 5 — биотитовые граниты; 6 — граносиениты; 7 — лейкограниты; 8 — пегматиты; 9 — риолиты; 10 — грейзены.

структуры, высокие содержания фтора в биотитах и роговых обманках (см. табл. 3, 4) при низкой их железистости, что отражает повышенную активность калия и фтора в исходной трахиандезитовой магме.

Петрохимические особенности изученных гранитоидов вытекают из анализа данных о средних химических составах пород (см. табл. 1) и диаграммы их эволюции (рис. 2), построенной по методу Л. С. Бородина [2, 3] в координатах  $Na + K/Ca - A_c$  (где  $A_c$  — параметр общей кислотности пород, отражающий соотношение кремнезема и остальных катионов и различия в их основности по потенциалам ионизации).

Из табл. 1 и графика (см. рис. 2) видно, что точки средних составов анализируемых пород

укладываются в единый латит-риолитовый петрохимический тренд эволюции исходной субщелочной магмы.

Установленная направленность петрохимической эволюции исходного магматического очага совпадает (кроме биотитовых гранитов и поздних базитовых даек) с возрастной последовательностью формирования пород: латиты → кварцевые латиты → граносиениты → лейкограниты → пегматиты → биотитовые граниты → риолиты → спессартиты и порфириды. При этом точки состава поздних базитов занимают на диаграмме место внизу, в начале эволюционного тренда. Так как подобные жильные породы считаются нерасщепленными дайками магматического очага, то в данном случае они закономерно занимают место исходной магмы. В этом эволюционном ряду отношение  $K/Na$  (в а. к.) закономерно возрастало от 0,60—0,69 в базальтоидах до 1,73 в латитах и 2,7 в пегматитах и затем снижалось до 0,70 в биотитовых гранитах и 0,35 в риолитах. Это типичный тренд эволюции магматитов шшонит-латитовой серии [23], подтверждающий комагматичность всей ассоциации изученных пород.

Средние содержания элементов-примесей в породах приведены в табл. 2. В сравнении с хорошо изученными латитами Забайкалья [4] в описанных латитах выявлены такие же высокие содержания фтора, бария, бериллия, лития, рубидия, олова, молибдена, вольфрама, тантала, ниобия, циркония, цинка, свинца, стронция, хрома и ванадия при близких отношениях  $K:Rb$  и  $Ba: Sr$ . Несколько обеднены они бором, медью, никелем и кобальтом. Очень характерно изменение концентраций элементов в кварцевых латитах, являющихся глубинной фацией латитового интрузива; в сравнении с латитами нерудоносных интрузивов в них резко снижаются содержания бериллия (с 6,4 до 2,8 г/т), олова (с 6,6 до 4,2 г/т), молибдена (с 1,9 до 1,0 г/т) и циркония (с 382 до 210 г/т) и возрастают концентрации лития, рубидия и свинца. Так как основными минералами — носителями названных элементов являются плагиоклаз и биотит, то снижение их концентрации при переходе латитов в кварцевые латиты, несомненно, обусловлено процессами микроклинизации и окварцевания.

В конечных дифференциатах магматического очага отмечается закономерное накопление в пегматитах и риолитах гранитофильных элементов: бора, бериллия, рубидия, лития, свинца, олова — и снижение содержаний фтора, бария, цинка, скандия, стронция и элементов группы железа. Такое поведение элементов-примесей типично для раскристаллизации комагматичных пород.

Потенциальную рудоносность гранитных интрузивов обычно определяют по величинам ко-

Коэффициенты дифференциации ( $K_D$ ) и геохимической специализации ( $K_{сп}$ ) субщелочных латитов

Породы	Количество проб	K:Rb	$K_D$	Коэффициенты специализации									
				F	B	Rb	Li	Be	Sn	W	Ta	Nb	Zn
Латиты	18	346	0,47	1,29	1,44	0,46	0,67	1,88	1,00	0,83	1,50	1,44	0,92
Кварцевые латиты	5	256	0,62	0,80	0,79	1,24	0,93	0,59	0,84	0,92	0,88	0,79	1,30
Граносиениты	19	280	0,57	1,14	1,43	1,23	1,31	1,40	1,00	1,50	0,60	1,27	0,92
Лейкограниты	12	275	0,53	1,01	0,95	0,51	1,07	0,91	1,18	0,80	1,38	1,38	0,64
Пегматиты	14	150	1,08	0,93	2,30	1,35	0,53	3,20	0,26	0,69	0,57	1,38	0,80
Бiotитовые граниты	17	136	1,18	1,02	0,97	0,74	1,53	0,66	0,91	0,77	2,20	1,88	1,01
Риолиты	5	66	2,43	1,01	0,86	0,41	0,56	0,75	1,13	—	1,53	1,01	0,61
Кларки элементов в стандартном граните (г/т), по [1]		160	1,00	970	20,4	230	47	4,6	5,5	2,7	2,6	18,2	38

Примечание. Положительной специализация считается при  $K_{сп} > 1,51$ , а отрицательной — при  $K_{сп} < 0,66$ . Подчеркнуты значимые величины  $K_{сп}$ .

коэффициентов распределения элементов ( $K_p$ ) между породообразующими минералами в ходе кристаллизации расплавов [19] или коэффициентов специализации ( $K_{сп}$ ), рассчитываемых по уравнениям зависимости содержания рудных элементов в граните от калий-рубидиевого отношения [1]. В последнем случае сопоставлением калий-рубидиевых отношений в изучаемом и «стандартном» гранитах определяется коэффициент дифференцированности ( $K_D$ ) гранитного расплава, характеризующий степень «вызревания» рудно-магматической системы.

По предложенной И. В. Александровым методике нами были рассчитаны величины  $K_D$  для всех разностей пород и  $K_{сп}$  их на 10 элементов: фтор, бор, литий, рубидий, бериллий, олово, вольфрам, тантал, ниобий и цинк (табл. 5). Из таблицы видно, что коэффициенты дифференциации пород закономерно возрастают в полном соответствии с последовательностью их образования, что еще раз свидетельствует в пользу их комагматичности. Анализ величин  $K_{сп}$  показывает, что латиты главной интрузивной фазы положительно специализированы только в отношении акцессорного бериллия, дальнейшее накопление которого характерно и для пегматитов. Отмеченное выше снижение содержания бериллия в кварцевых латитах фиксируется отрицательным значением  $K_{сп}$ . Незначительное накопление тантала и ниобия отмечается в альбитизированных биотитовых гранитах, а на бор положительно специализированы только пегматиты. В других породах ассоциации  $K_{сп}$  перечисленных 10 элементов близки к единице и не фиксируют их специализацию. Весьма характерно отсутствие положительной специализации всех пород латитового интрузива на фтор. Из этого факта следует, что источником фтора в грейзенизирующих растворах являлся глубинный флюид.

Анализ геохимических данных выявил зональное распределение бериллия в латитах грейзеноносного интрузива — обогащенность им верхних горизонтов, сложенных латитами такситовой текстуры, и обедненность нижних горизонтов интрузива, сложенных кварцевыми латитами. Это свидетельствует о том, что источником бериллия в грейзенизирующих растворах могли служить латиты, глубинные горизонты которых подверглись процессам послемагматической микроклинизации и последующей грейзенизации.

Таким образом, анализ петрохимических и геохимических особенностей изученных гранитоидов приводит нас к выводу о их комагматичности и принадлежности к субщелочному латит-риолитовому ряду. Отсутствие специализации гранитоидов на фтор и другие летучие компоненты, сыгравшие ведущую роль в грейзенизации пород, подчеркивает, что они привносились глубинными флюидами, обусловившими послемагматическое изменение вмещающих грейзены латитов.

Грейзенизация проявлена в латитовом интрузиве в пределах мощной зоны дробления протяженностью до 2 км при ширине до 500 м, пересекающей латиты, кварцевые латиты, аплит-пегматиты, лейкограниты, биотитовые граниты и риолиты, т. е. формирование грейзенов отделено от становления материнских латитов этапом катаклаза и внедрения жильных пород первого этапа. В свою очередь, зона грейзенизации разбита на блоки поздними разломами, в которых локализовались дайки диабазов и спессартитов.

Установлено, что процессы послемагматического минералообразования протекали в четыре этапа: 1) ранней высокотемпературной микроклинизации (650—600 °C), 2) альбитизации (500—450 °C), 3) развития бериллоносных слюдино-альбитовых грейзенов и гнездово-прожил-

ковых выделений (400—280 °С) и 4) образования поздних флюорит-кварцевых, флюорит-карбонатных и сульфидных прожилков без берилла (250—100 °С).

В пневматолитово-гидротермальных образованиях выявлены 52 минеральных вида, среди которых преобладают альбит № 4—8 (см. табл. 3, обр. 3467), фтористые калиевые слюды (биотит, мусковит, цинвальдит, пренит), кварц и флюорит, слагающие альбититы, грейзены, гнездово-прожилковые обособления в грейзенах. Подчиненное значение имеют калишпат, топаз, апатит, триплит, селлаит, ильменит и аксессуарные берилл, берtrandит и сульфиды.

Своеобразие внутреннего строения грейзеновых тел заключается в чередовании участков слабогрейзенизированных, альбитизированных и микроклинизированных вмещающих пород с участками слюдисто-альбитовых грейзенов, развитых по тектоническим и эруптивным брекчиям и вдоль контактов с догрейзеновыми жильными телами. В грейзенах и в разной степени грейзенизированных породах находится большое количество прожилков, линзовидных и гнездообразных обособлений главных грейзеновых минералов: альбита, кварца, флюорита, биотита и аксессуарного берилла. Такое распределение минеральных выделений указывает на щелочной характер метасоматоза, когда осаждение компонентов резко преобладает над их выщелачиванием. При этом реакции замещения протекают вблизи трещин и они заполняются гнездово-прожилковыми выделениями минералов, сингенетичными метасоматическим породам.

Минерализация грейзенового этапа характеризуется проявлением вертикальной метасоматической зональности, при которой кварцево-слюдяные грейзены со штокерком берилл-кварцевых, берилл-кварц-флюоритовых гнезд и прожилков преобладают в верхних горизонтах метасоматической зоны, а бескварцевые слюдисто-альбитовые грейзены с альбит-берилловыми и берилл-биотитовыми прожилками — в нижних горизонтах. Эта зональность отражает изменение кислотно-щелочных свойств минералообразующих растворов.

Приуроченность грейзеновых образований к зонам дробления внутри интрузива латитов, закономерную зональность состава грейзеновых метасоматитов и гнездово-прожилковых выделений при устойчивом температурном режиме их формирования можно объяснить исходя из представлений о существовании термостатированных структур в земной коре [10, 14]. С этих позиций внедрившиеся штоки латитов служили тепловыми флюидопроводниками, вокруг которых формировались стационарные тепловые поля и осуществлялось конвективное движение флюидов, способствующее зарождению рудных

гидротермальных систем. Конвективные потоки флюидов создавали концентрационные потоки вещества, приводившие к перемещению первоначально равномерно распределенного рудного вещества в объеме магматического тела и концентрированию его в пределах рудных гидротермальных систем.

По данным изучения газово-жидких включений в грейзеновых минералах и расчета фазовых диаграмм [5, 8], грейзенизирующий флюид имел слабощелочной характер. Принято считать, что процесс движения флюида по породе при температуре выше 400 °С представляет собой движение газа в пористой среде [16]. Очевидно, такая газовая «продувка» нижних горизонтов латитового интрузива обусловила метасоматическую перекристаллизацию такситовых латитов в кварцевые латиты. При этом замещаемые альбитом, калиевым полевым шпатом и слюдами плагиоклазы и темноцветные минералы высвобождали из своих решеток рудные и редкие элементы-примеси с образованием в высокотемпературном фтористом флюиде подвижных комплексных соединений (например, установлено, что бериллий входил в состав фторбериллатных и карбонатбериллатных комплексов [9]). При нейтрализации грейзенизирующих растворов в зонах трещиноватости и брекчирования (верхний горизонт латитового интрузива) комплексные соединения разрушались и рудные компоненты отлагались в составе собственных минералов в слюдисто-альбитовых грейзеновых образованиях (нижняя часть метасоматической колонки). Длительность процесса нейтрализации растворов и полнота осаждения рудных элементов определялись высоким содержанием биотита в латитах, мусковитизация которого замедляла падение щелочности растворов. При дальнейшем движении растворов вверх они охлаждались и становились слабокислыми (рН = 5), и при нейтрализации из них формировались кварцево-слюдяные грейзены с бериллсодержащими мусковит-кварцевыми и флюорит-кварцевыми гнездово-прожилковыми обособлениями (верхняя часть метасоматической колонки).

Преобладание осаждения компонентов над выщелачиванием при доминирующем развитии альбита, калиевых слюд и флюорита над кварцем и топазом (замещение альбитом плагиоклаза экспериментально осуществлено только в сильнощелочной среде) и характер вертикальной зональности грейзеновых образований позволили выделить их в особый (щелочной) слюдисто-альбитовый тип [7]. В последующем они были включены в систематику грейзенов как щелочная слюдисто-альбитовая фация [18]. Широкое развитие умеренно железистого биотита (см. табл. 4) приближает эти грейзены к железосиликатным циттерам [12, 13, 15].

Таким образом, повышенная щелочность исходной трахиандезитовой магмы, давшей при раскристаллизации субщелочные латит-риолитовые гранитоиды и послегрейзеновые дайки комагматичных порфиритов и спессартитов, обусловила щелочной характер послемагматических процессов альбитизации и грейзенизации, т. е. щелочные слюдисто-альбитовые грейзены имеют прямую генетическую связь с исходной субщелочной магмой и парагенетическую — с латитами главной интрузивной фазы. Геохимические данные по барий-кальциевому и стронций-кальциевому отношениям (см. табл. 2) по-

казывают, что составы изученных латит-риолитовых пород на классификационной диаграмме Sr/Ca—Ba/Ca [6] располагаются по обе стороны главного тренда дифференциации щелочно-кальевых магм, генерирующихся за счет плавления мантийных калиевых метаперидотитов.

В практическом отношении интересен факт установления генетической связи бериллоносных слюдисто-альбитовых грейзенов с субщелочными латитами, на что следует обращать особое внимание при поисково-съемочных работах.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Александров И. В. К геохимии редких и рудных элементов в гранитоидах.— М.: Наука, 1980.
2. Бородин Л. С. Геохимия главных серий изверженных пород.— М.: Недра, 1981.
3. Бородин Л. С. Петрохимические тренды магматических серий как основа генетической типизации гранитоидов // Проблемы геохимической типизации магматических пород.— Иркутск, 1987.— С. 29—48.
4. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.
5. Говоров И. Н. Термодинамика грейзенового процесса на примере дальневосточных месторождений // I Междунар. геохим. конгресс. СССР, М., 20—25 июля 1971 г. Т. 2.— М., 1973.— С. 413—428.
6. Говоров И. Н., Говоров Г. И., Симаненко В. П., Бадрединов З. Г. Геохимические корреляции вулканитов активных окраин Азии и Тихого океана // Геохимическая типизация магматических пород и их геодинамика (оперативные информационные материалы).— Иркутск, 1987.— С. 56—76.
7. Говоров И. Н., Недашковский П. Г., Матвеева А. А., Тарарин И. А. Особенности петрографии, минералогии и генезиса бериллоносных грейзенов слюдисто-альбитового типа // Тезисы докладов ДВФ СО АН СССР.— Владивосток: Примиздат, 1960.— С. 19—21.
8. Говоров И. Н., Самарина Н. Г. О режиме кислотности-щелочности растворов при образовании слюдисто-альбитовых грейзенов // Геохимия и минералогия магматогенных образований/ДВФ СО АН СССР.— Владивосток, 1966.— С. 91—95.
9. Говоров И. Н., Стунжас А. А. Формы переноса бериллия и зональность его месторождений при щелочном метасоматозе // Труды конференции «Проблемы постмагматического рудообразования».— Т. I.— Прага, 1963.— С. 396—401.
10. Дударев А. Н., Согиников В. И. Формирование тепловых флюидопроводников в зонах грейзенизации // Физика и физикохимия рудообразующих процессов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1971.— С. 207—221.
11. Заболотная П. П., Новикова М. И. Бериллоносные зоны в гранодиоритах // Геология месторождений редких элементов. Вып. 4.— М.: Госгеолтехиздат, 1959.— С. 37—51.
12. Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.
13. Левицкий О. Д. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья // Месторождения редких и малых металлов СССР. Т. 11.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939.— С. 3—28.
14. Летников Ф. А., Нарсеев В. А. Термостатирование природных систем и его роль в геологических структурах // Физико-химическая динамика процессов магматизма и рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1971.— С. 38—43.
15. Матвиенко В. Г. Геологическое строение и металлогенность Суксуганского рудного узла // Тр. ВНИИ-1.— 1956.— Т. I, вып. 15.— С. 72.
16. Медведев В. Я., Иванова Л. И. Кинетические аспекты взаимодействия флюидов сложного состава с минералами // Петрология флюидно-силикатных систем.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987.— С. 22—31.
17. Недашковский П. Г. Петрогеохимические типы и рудоносность гранитоидов Дальнего Востока.— М.: Наука, 1980.
18. Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова П. Г. Грейзеновые месторождения.— М.: Недра, 1971.
19. Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм.— М.: Наука, 1975.
20. Смирнов В. И. Энергетические основы постмагматического рудообразования // Геология рудн. месторождений.— 1981.— № 1.— С. 5—18.
21. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1977.
22. Таусон Л. В. Магматизм и рудообразование.— М.: Наука, 1979.
23. Таусон Л. В., Захаров М. И., Зубков В. С. Геохимия редкоземельных элементов в породах юрской латитовой серии Восточного и Центрального Забайкалья // Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— С. 50—66.

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.3/4(571.6 + 892)

В. Ф. Белый, А. А. Сидоров

## К ПРОБЛЕМЕ ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

Предлагается схема тектонического районирования Тихоокеанского тектонического пояса, которая наряду с известными орто- и миогеосинклинальными зонами предусматривает выделение разновозрастных андезитовых геосинклиналей, окраинно-континентальных вулканогенных поясов и рифтогенных вулканических зон.

Прошло более 40 лет после выхода широко известной работы С. С. Смирнова «О Тихоокеанском рудном поясе» [8]. Поставленные в ней проблемы широко обсуждались и продолжают привлекать внимание как советских, так и зарубежных геологов. Из публикаций последних 10—15 лет особого внимания заслуживают работы Е. А. Радкевич [3, 6] и М. И. Ициксона [2], в которых систематизирован обширный материал о рудных месторождениях Тихоокеанского региона и анализируются глобальные особенности его металлогении. Они не утратили своего значения и в настоящее время, однако наметившееся новое понимание особенностей вулканизма и структурообразования в Тихоокеанском тектоническом поясе и развитие представлений о рудно-формационных рядах позволяют несколько по-иному, чем это делалось в упомянутых работах, подойти к проблеме Тихоокеанского рудного пояса.

Как было показано ранее, важнейшими структурно-формационными комплексами, определяющими специфику Тихоокеанского тектонического пояса (ТПП), являются андезитовые геосинклинали (или эвлинаны) и окраинно-континентальные (краевые) вулканогенные пояса [1]. Они находятся в сложных пространственно-временных отношениях с орто- и миогеосинклинальными тектоническими зонами, обычными для фанерозойского этапа развития Земли в целом. С названными структурами связаны многочисленные, в том числе и крупнейшие, месторождения цветных и благородных металлов. Схема тектонического районирования и важнейшие особенности эндогенной минерализации фанерозойского этапа развития ТПП показаны на рисунке и в таблице.

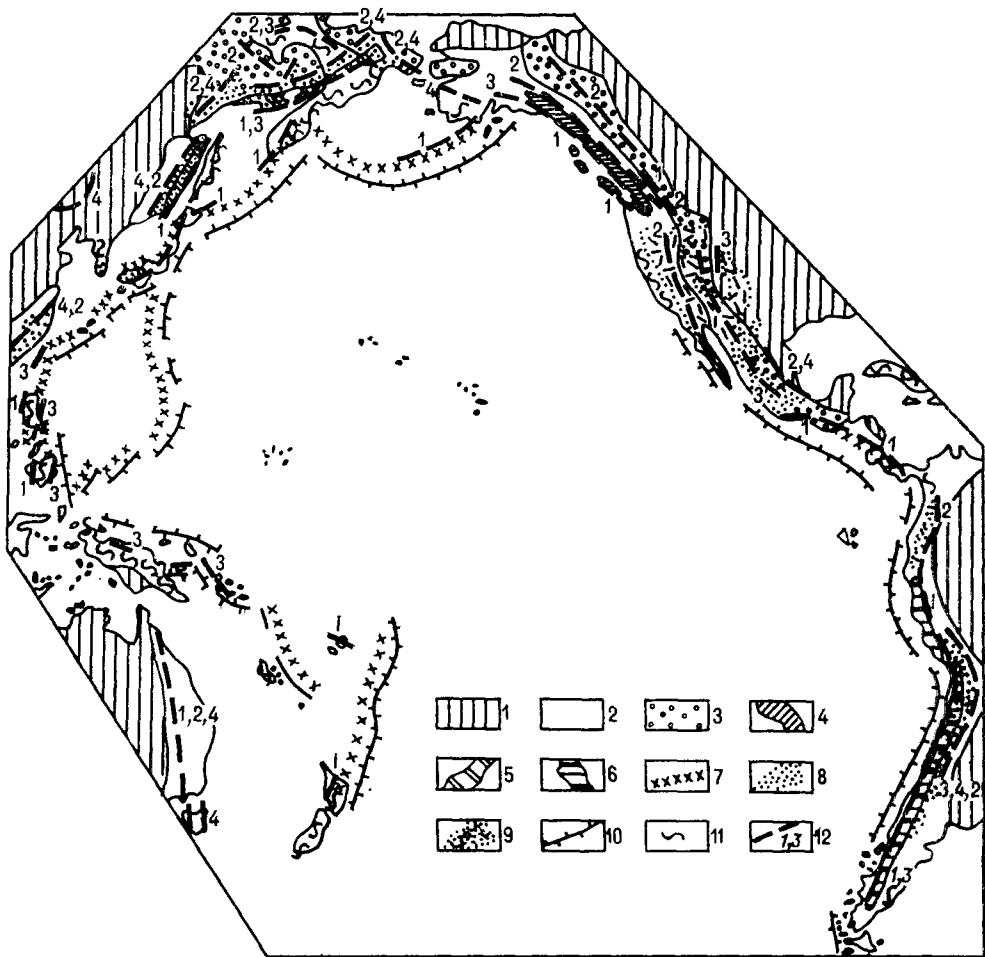
Среди орто- и миогеосинклинальных зон ТПП

Показана специфика эндогенной минерализации андезитовых геосинклиналей и окраинно-континентальных вулканогенных поясов, обращается внимание на некоторые пространственно-временные закономерности ее развития, на основании чего предлагается конкретизация понятия «Тихоокеанский рудный пояс».

различаются структуры каледонской, герцинской, мезозойской и кайнозойской складчатости. В Южной Америке и Антарктиде, в Юго-Восточной Азии и Австралии широко распространены главным образом ортогеосинклинальные структуры каледонского и герцинского циклов. В Северной Америке и на северо-востоке Азии развиты преимущественно мезозойды, для которых, наряду с ортогеосинклиналями весьма характерны и миогеосинклинали. Кайнозойды прослеживаются вдоль всего ТПП и в большинстве своем относятся к структурам, по-видимому, незавершенного развития. Характерным элементом строения ортогеосинклиналей являются офиолитовые ассоциации, связанные с ранними стадиями их развития. На зрелой стадии формирования ортогеосинклинальных зон широкое распространение получают андезитовый вулканизм и накопление флишоидов. Молассы, проявления среднего и кислого вулканизма, становление гранитоидов знаменуют заключительную стадию их развития, именуемую эпигеосинклинальным орогенезом. Особенно интенсивные проявления кислого вулканизма отмечаются в эпигеосинклинальных структурах палеозойд Австралии и Южной Америки, где сформировались крупные и самые древние фанерозойские вулканоплутонические ассоциации ТПП. Ортогеосинклинальные комплексы, как правило, интенсивно деформированы с образованием надвигов, шарьяжей, зон голубых сланцев. Пространственное положение и взаимное размещение орто- и миогеосинклинальных зон позволяют видеть в них прежде всего структуры обрамления древних кратонов и средних массивов. В большинстве случаев устанавливается, что заложение ортогеосинклиналей происходило на коре континентального ти-

**Схема районирования и распространения главных рудно-формационных рядов в структурах ТТП.**

1 — древние платформы и фанерозойские структуры Атлантической, Центрально-Азиатской и Арктической областей; 2—10 — Тихоокеанский тектонический пояс: 2 — фанерозойские преимущественно ортогеосинклинальные зоны, 3 — миогеосинклинальные зоны мезозой и срединные массивы, 4—7 — андезитовые геосинклинали (4 — раннепалеозойская — мезозойская Ванкуверская, 5 — позднепалеозойские — позднекайнозойские Тайгоносская и Самаргинская, 6 — мезозойские — раннекайнозойские Арауканская и Калипугская, 7 — неогеновые и современные), 8 — окраинно-континентальные вулканогенные пояса, 9 — вулканический ареал области кайнозойского рифтогенеза в Северной Америке, 10 — глубоководные желоба; 11—12 — главные рудно-формационные ряды: 11 — хромитовый, платиново-металльный и медно-никелевый нерасчлененные, 12 — волчеданные и стратиформные полисульфидные нерасчлененные (1), сульфидные (вкрапленных руд) нерасчлененные (2), медно-порфировый (3), оловопорфировый (4).



па [1, 9], сопровождалось ее деструкцией. Стадия же эпигеосинклинального орогенеза завершалась регенерацией континентальной коры.

С офиолитовыми ассоциациями (ранние стадии развития ортогеосинклиналей) связаны хромит-платиново-металльные, платиново-металльные и медно-никелевые рудные формации. Металлогения более поздних стадий развития ортогеосинклиналей и миогеосинклиналей обнаруживает большую зависимость от характера структур субстрата и от состава вмещающей среды, но в значительно меньшей степени связана с общей зональностью ТТП. Так, с палеозойскими вулканоплутоническими ассоциациями Австралии и Южной Америки связаны оловянные, олововольфрамовые и полиметаллические месторождения сульфидных (полисульфидных) и порфировых рудных формаций. Широкое распространение полиметаллических (главным образом свинцово-цинковых) формаций характерно для структурно-формационных зон с существенно карбонатным типом разреза. В провинциях и районах, сложенных преимущественно терригенными комплексами и гранитоидами, развиты медно-порфировые, золото-

олово-, серебросульфидные (вкрапленных руд) ряды рудных формаций.

Андезитовые геосинклинали прошлых геологических эпох установлены в структурах Канадских Кордильер (ранний палеозой — мезозой), северо-востока и Дальнего Востока СССР (поздний палеозой — поздний мезозой) и Южной Америки (мезозой — ранний кайнозой). Их позднекайнозойскими и современными аналогами являются вулканические дуги, такие как Северо-Восточного Хонсю (миоцен), Идзу-Бониво-Марианская, Тонга-Кермадекская, Курило-Камчатская, Алеутская и др.

Принципиальное сходство морфоструктурных комплексов, в которых находятся современные вулканические дуги и реконструированные андезитовые геосинклинали прошлых геологических эпох, однотипный состав слагающих их вулканических накоплений и сопутствующих геологических формаций имеют решающее значение для историко-геологического анализа развития зоны перехода континент — океан в течение фанерозойского этапа развития ТТП.

Андезитовые геосинклинали сложены высокоглиноземистыми базальтами, андезитобазаль-

## Главные рудно-формационные ряды ТТП

Рудно-формационные ряды (наименования по базовым формациям [3])	Рудные формации рядов
Хромитовый, платиново-металльный и медно-никелевый нерасчлененные	Хромитовая, медно-никелевая, платиново-металльная (аксессуарная), золотоальбит-анальцимовая золототеллуридная, вольфрамо-ртутная, ртутная
Колчеданные и стратиформные полисульфидные нерасчлененные	Медная, полиметаллическая (скарново-полиметаллическая), золотосульфидная вкрапленных руд, золотосульфидно-кварцевая, баритовая, пятиэлементная золотосеребряная, серебряная, ртутная
Сульфидные (вкрапленных руд) нерасчлененные	Золотосульфидная вкрапленных руд, золотосульфидно-кварцевая, золотокварцевая, касситерит-кварцевая, шеелит-кварцевая, золото-серебряная, оловополиметаллическая, сурьмяная, ртутная и другие
Медно-порфировый	Медно(молибден)-порфировая, полиметаллическая, золотосеребряная, сурьмяная, ртутная
Оловопорфировый	Оловопорфировая, касситерит-силикатная, касситерит-силикатно-сульфидная, оловосеребряная, оловополиметаллическая, золото-серебряная, золоторедкометалльная (золотосульфидно-кварцевая), сурьмяная

там, андезитами и их туфами. С вулканитами ассоциируют плохо сортированные вулканомиктовые отложения, широко распространена формация «зеленых туфов». На заключительной стадии их развития, соответствующей эпигеосинклинальному орогенезу ортогеосинклиналей, широкое распространение получают проявления кислого вулканизма, формируются молассонды. Для андезитовых геосинклиналей характерен многостадийный гранитоидный магматизм, с ними связаны крупнейшие вулканоплутонические ассоциации: Береговой зоны Канадских Кордильер, Анд Южной Америки.

В пределах андезитовых геосинклиналей сосредоточена значительная доля медно-порфировых и большая часть колчеданных месторождений ТТП. Последние, как правило, приурочены к формации «зеленых туфов».

Возникновение окраинно-континентальных вулканогенных поясов относится к позднемезозойскому и кайнозойскому этапам развития ТТП. Подобно андезитовым геосинклиналям, окраинно-континентальные вулканогенные пояса сложены вулканическими накоплениями известково-щелочного класса, но формировались в отличие от первых исключительно в субэ-

ральных условиях. Окраинно-континентальные вулканогенные пояса нередко наложены на андезитовые геосинклинали, однако структурные, петрологические и историко-геологические различия их, обусловленные особенностями геодинамических обстановок развития, достаточно очевидны. Окраинно-континентальные вулканогенные пояса Восточной Азии формировались в позднем мезозое — раннем кайнозое, для них характерно широкое распространение гранитоидов и четко выраженное перигеосинклинальное положение относительно ортогеосинклинальных систем кайнозойского; соотношение продуктов андезитового и кислого вулканизма в них колеблется от 7:3 до 1:10. В Южной и Центральной Америке окраинно-континентальные вулканогенные пояса имеют кайнозойский (преимущественно позднекайнозойский) возраст. Их пространственно-временная связь со структурами кайнозойского не столь очевидна.

В Северной Америке на продолжении окраинно-континентального Мексиканского вулканогенного пояса находится область рифтового вулканизма провинции Бассейнов и Хребтов. Субэралийный характер вулканизма преимущественно известково-щелочного класса, обилие субвулканических интрузий, особенности металлогении позволяют в дальнейшем характеризовать их совместно. С развитием окраинно-континентальных вулканогенных поясов и зон рифтогенного вулканизма связаны ряды олово(серебро)- и медно(молибден)-порфировых и сульфидных (вкрапленных руд) формаций. Геологически устанавливается, что в обширных перивулканических зонах рассматриваемых структур, опережая вулканизм и синхронно с ним, формировались обширные зоны сульфидизации газово-флюидного (негидротермального) происхождения. Эти зоны сульфидизации являлись важнейшим источником рудного вещества [7] для месторождений сульфидных (золото-, олово-, и др.) рядов рудных формаций.

Проследив историю формирования андезитовых геосинклиналей и окраинно-континентальных вулканогенных поясов и сопоставляя особенности их металлогении, можно наметить некоторые общие тенденции развития структур, магматизма и рудообразования зоны перехода континент — океан ТТП.

Рудные формации андезитовых геосинклиналей в общем сходны с формациями окраинно-континентальных вулканогенных поясов. И хотя колчеданный тип оруденения, связанный с формацией «зеленых туфов», не отмечается в вулканогенных поясах и перивулканических зонах, наблюдаются достаточно убедительные аналогии между колчеданными рудными рядами андезитовых геосинклиналей и рядами сульфидных (вкрапленных) руд вулканогенных поясов и перивулканических зон. Именно специ-



фика оруденения, распространенного в андезитовых геосинклиналях, окраинно-континентальных вулканогенных поясах и перивулканических зонах, позволяет говорить о Тихоокеанском рудном поясе как особой глобальной металлогенической структуре, общие представления о которой были введены С. С. Смирновым [8]. Можно полагать, что Тихоокеанский рудный пояс начал формироваться в палеозой (Канадские Кордильеры, Северо-Восток СССР) и к концу мезозоя приобрел отчетливую глобальную выразительность в связи с развитием андезитовых геосинклиналей Южной Америки. В кайнозое андезитовые геосинклинали получили еще большее распространение и сместились в сторону впадины Тихого океана.

Позднемезозойский этап формирования Тихоокеанского рудного пояса ознаменовался заложением и развитием окраинно-континентальных вулканогенных поясов. Таким образом, с позднего мезозоя в пределах ТТП устанавливается сосуществование андезитовых геосинклиналей и окраинно-континентальных вулканогенных поясов. При общем сходстве продуктов вулканизма этих структур, свидетельствующем, по-видимому, о близких по глубинности источниках магматических расплавов, геологический эффект их развития оказался разным, что, по-видимому, обусловлено различиями геотектонических причин их формирования.

Как было показано [1], андезитовые геосинклинали на всех стадиях своего развития являлись структурами активной генерации вещества коры континентального типа. Поскольку есть достаточно обоснованные суждения о том, что «прирост континентальной коры за обозримое геологическое время (около 3,5 млрд лет) был сравнительно невелик» [10, с. 15] и что «в фанерозое (и, возможно, протерозое) происходил не рост континентов, а скорее их консервация» [5, с. 18], можно полагать, что в андезитовых геосинклиналях в течение всего фанерозоя проявляется реликтовый процесс наращивания вещества континентальной коры.

Время формирования окраинно-континентальных вулканогенных поясов совпало в целом с грандиозными позднемезозойскими и кайнозойскими опусканиями впадины Тихого океана и мощнейшими проявлениями подводного базальтового вулканизма. Прямых количественных соответствий между вулканизмом окраинно-континентальных поясов и ложа Тихого океана не наблюдается, но устанавливаются тесные исто-

рико-геологические связи между формированием восточно-азиатских вулканогенных поясов, геосинклинальных систем кайнозой и континентальной коры в областях мезозойской складчатости [1]. Возможно, с образованием окраинно-континентальных поясов было связано даже некоторое разрушение континентальной коры, о чем свидетельствует резкое сокращение «гранитного» слоя под унаследованной подзоной внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [1, 4].

Таким образом, в течение фанерозоя намечается последовательное развитие связанных с известково-щелочным вулканизмом тектонических зон, специфичных для ТТП, — андезитовых геосинклиналей и окраинно-континентальных вулканогенных поясов; значительно увеличивается интенсивность известково-щелочного вулканизма. Обнаруживается отчетливое нарастание глобальной металлогенической однородности, приведшее к формированию Тихоокеанского рудного пояса.

Элементы этой однородности связаны прежде всего с развитием порфировых, сульфидных (вкрапленных руд) и колчеданных (полиметаллических) рядов рудных формаций со следующими однотипными жильными формациями: золотосеребряной, полиметаллической (оловополиметаллической), сурьмяной, ртутной (см. таблицу).

Глобальная зональность оруденения в Тихоокеанском рудном поясе связана главным образом с тем, что колчеданные и медно-порфировые ряды рудных формаций развиты преимущественно в андезитовых геосинклиналях и окраинно-континентальных вулканогенных поясах, а оловопорфировые и сульфидные (вкрапленных руд) ряды рудных формаций тяготеют к перивулканическим и многогеосинклинальным зонам. Региональные осложнения этих глобальных закономерностей связаны с упомянутыми выше однотипными жильными рудными формациями, повсеместное распространение которых маскирует общую металлогеническую зональность. Кроме того, медно-порфировые, медно (молибден)-порфировые ряды рудных формаций нередко выходят за пределы андезитовых геосинклиналей и окраинно-континентальных вулканогенных поясов, а сульфидные (вкрапленных руд) ряды рудных формаций в ряде случаев проявляются в андезитовых геосинклиналях и в основании окраинно-континентальных вулканогенных поясов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В. Ф. Вулканизм и тектоническое развитие континентальных окраин Тихого океана // Тихоокеан. геология. — 1985. — № 5. — С. 23—32.
2. Ицксон М. И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. — М.: Недра, 1979.
3. Металлогеническая карта Тихоокеанского рудного пояса, м-б 1:10 000 000/Ред. Е. А. Радевич. — Л.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1979.
4. Николаевский А. А. Глубинное строение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Региональные

- геофизические исследования в Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1967.— С. 137—148.
5. *Обузи Ж.* На поиски критериев орогенических подразделений // *Тектоника*. 27-й МГК.— М.: Наука, 1984.— С. 15—19.
  6. *Радкевич Е. А.* Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса.— М.: Наука, 1977.
  7. *Сидоров А. А.* Рудные формации фанерозойских провинций.— Магадан, 1983.

СВКНИИ ДВО АН СССР  
Магадан

8. *Смирнов С. С.* О Тихоокеанском рудном поясе // *Изв. АН СССР. Сер. геол.*— 1946.— № 2.— С. 13—28.
9. *Шульдинер В. И.* Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ.— М.: Недра, 1982.
10. *Яншин А. Л., Боголенов К. В., Башарин А. К. и др.* Строение и эволюция земной коры Сибири на основе поэтапного тектонического районирования // *Тектоника*. 27-й МГК.— М.: Наука, 1984.— С. 10—15.

Поступила в редакцию  
7 февраля 1989 г.

УДК 551.763 : 551.8(571.642)

*С. В. Зябрев, Н. Ю. Брагин*

## О ВОЗРАСТЕ БУЮКЛИНСКОЙ ТОЛЩИ о. САХАЛИН

Возраст буюклинской толщи низов терригенного разреза центральной части Западного Сахалина неодинаково определяется различными исследователями. Определение начала терригенной седиментации в Западно-Сахалинском прогибе влияет на палеогеографические и палеотектонические реконструкции этой области. На основании находок радиоляриевой фауны в разрезе буюклинской толщи по р. Борисовка (не менее полным, чем стратотипический разрез) возраст ее датируется как альбский. Таким образом, терригенная се-

Терригенная, преимущественно алевропеллитовая, толща, получившая название буюклинских\* слоев, выделена в скважине на Центральном Сахалине в 1959 г., а годом позже установлена и в естественных обнажениях р. Буюклинка Западного Сахалина [4]. Мощность толщ оценивалась более чем в 700 м, возраст предполагался как раннесеноманский, так и раннемеловой или юрский [4]. В последующие годы на р. Ельная (в 10 км севернее) была выделена вторая, верхняя, пачка буюклинских слоев мощностью 470 м и установлено согласное залегание на ней побединской свиты, возраст которой определялся как альб-сеноманский. В связи с этим предполагался альбский возраст буюклинских слоев, спорово-пыльцевой комплекс которых существенно не отличается от нижнеайско-айского [5]. Не так давно группа сахалинских геологов, основываясь на определении апт-альбского возраста айской свиты Южного Сахалина, возраст побединской свиты оценила геохронологическим интервалом апта — сеномана, а возраст буюклинских слоев и самохинской толщ был принят неокомским [3]. Очевидно, что определение времени начала терригенного осадконакопления в Западно-Сахалинском прогибе влияет на палеотектони-

диментация в северной и центральной частях прогиба началась не ранее альба. Апт-альбский возраст айской свиты низов терригенного разреза южной части прогиба, определенный по бентосным фораминиферам, нуждается в уточнении. Альбский комплекс радиолярий буюклинских слоев является переходным от прибрежно-морских к комплексам открытых океанических пространств. Показана возможность осуществления стратиграфической корреляции по радиоляриям разнофациальных отложений.

ческие реконструкции этого региона, а также на синхронизацию событий на мезозойской дальневосточной континентальной окраине. Авторами данного сообщения ранее был установлен переход от кремнистой к терригенной седиментации на рубеже апта и альба (или в начале альба) в северной части Западно-Сахалинского прогиба [1]. Аналогичный синхронный переход отмечен и в западной части Восточно-Сахалинских гор [2]. В этой связи определение возраста буюклинских слоев приобретает важное значение.

Одним из авторов в 1983 г. алевропеллитовая толща мощностью до 700 м, аналогичная буюклинским слоям, изучалась в верховьях левых притоков р. Побединка (в 35 км севернее р. Буюклинка), где она согласно перекрывается отложениями низов побединской свиты. В 1986 г. геологи Южно-Сахалинской геологоразведочной экспедиции А. А. Коноваленко и И. Н. Повтарь указали на широкое поле развития буюклинских слоев в нижнем течении р. Борисовка (в 45 км севернее р. Буюклинка), изученных ими ранее, и помогли в организации работ на этом разрезе. Совместно с ними был осмотрен и разрез р. Буюклинка.

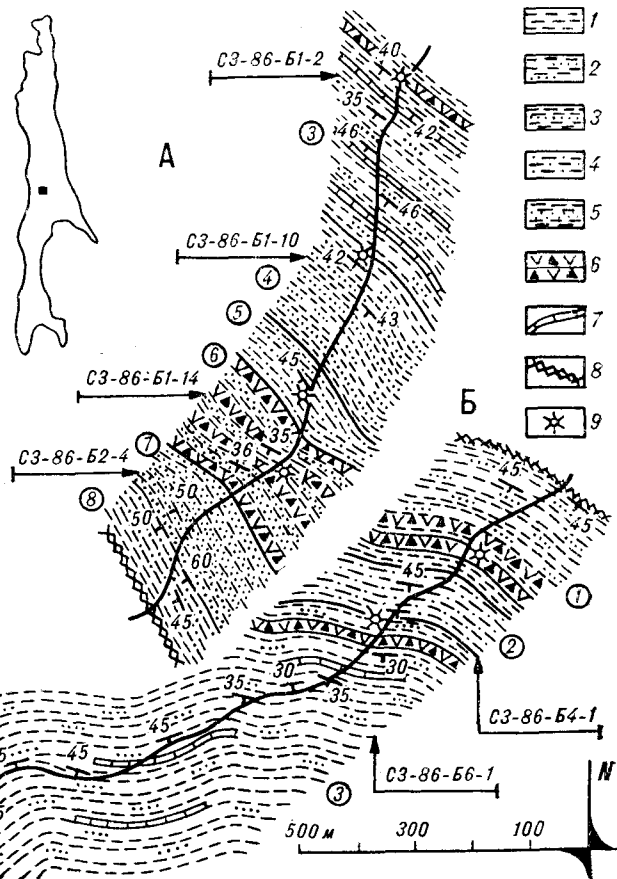
Стратиграфическое изучение буюклинской толщ р. Борисовка было проведено с отбором значительного количества проб на радиоляриевый анализ, но лишь малая их часть содержала радиолярии в достаточном количестве и хорошей сохранности. Исследованный разрез со-

\* В литературе встречается двойное написание названия: буюклинские и буюклинские; правильно второе по наименованию реки и поселка в честь Героя Советского Союза Антона Ефимовича Буюклы.

Разрез буюклинской толщи р. Борисовка.

А — восточная, Б — западная часть, непосредственное продолжение восточной. Цифрами в кружках указаны номера пачек, индексами над стрелками — номера проб, содержащих определенные радиоларии; направление стрелок указывает на места отбора этих проб.

1 — бестекстурные аргиллиты и алевропелиты; 2 — аргиллиты и алевропелиты с редкими нитевидными слоями алевролитового материала; 3 — аргиллиты и алевропелиты с алевропелитовыми и алевролитовыми ламинитами; 4 — регулярно (ритмично) чередующиеся алевропелиты и алевролитовые ламиниты (либо песчаники мелкозернистые с градационной отсортированностью малой мощности); 5 — ритмично чередующиеся песчаники мощностью 30—100 см с градационной отсортированностью, крупно-, среднезернистые в основании и алевропелиты (аргиллиты); 6 — мощные (50—200 см и более) слои с градационной отсортированностью, содержащие в основании грубозернистый песчаник, либо песчанистые гравелиты и брекчии; 7 — слои (1,5—6 см) коричневых мергелей; 8 — зона интенсивной тектонической переработки пород; 9 — места отбора проб, содержащих определенные радиоларии.



стоит из двух тектонически совмещенных выходов буюклинской толщи, разделенных отложениями низов побединской свиты с ненарушенным нижним контактом и постепенным изменением характера строения разреза (см. рисунок). Отложения выведены на поверхность во фрагменте центриклинального замыкания крупной осложненной сдвигами синклинальной структуры в зоне Тымь-Поронайского надвига. С запада на них надвинуты отложения побединской свиты.

Нижняя часть разреза буюклинской толщи более полно представлена в западной полосе обнажений и состоит из трех пачек:

- |   |     |
|---|-----|
| 1. Алевропелиты и аргиллиты с редкими нитевидными слоями алевролитового материала, реже с маломощными (1—4 см) слоями алевропелитов с тонкой горизонтальной слойчатостью (алевропелитовых ламинитов) и с отдельными мощными (до 4 м) слоями, градируемыми от песчаных гравелитобрекчий до алевропелитов . . . . . | 165 |
| 2. Закономерно переслаивающиеся алевропелитовые и (реже) алевролитовые ламиниты (2—7 см) и аргиллиты (алевропелиты) мощностью 5—30 см . . . . .   | 60  |
| 3. Алевропелиты и аргиллиты с редкими нитевидными слоями алевролитового материала, реже с маломощными (2—   |     |

7 см) слоями алевропелитовых ламинитов и с редкими характерными слоями мощностью 1,5—6 см мергелей коричневого цвета. В строении пачки принимают участие несколько мощных (2—10 м) слоев, градируемых от гравелитобрекчий в основании до алевропелитов в кровле . . . . .

290

В восточной полосе развития буюклинской толщи третья пачка имеет видимую мощность 192 м. Если мощный слой грубообломочного материала в ее основании сопоставлять с аналогичным слоем верхней части той же пачки в западной полосе, то суммарную видимую мощность пачки 3 можно оценить в 380—390 м. В восточной полосе разрез наращивается следующими пачками.

- |  |     |
|--|-----|
| 4. Алевропелиты с более частыми тонкими нитевидными слоями алевролита и частыми слоями (2—7 см) алевропелитовых и алевролитовых ламинитов. В значительном количестве встречаются слои песчанков с градационной отсортированностью мощностью 15—30 см . . . . . | 136 |
| 5. Чередующиеся ритмично песчаники мелко- и среднезернистые с градационной отсортированностью (4—20 см, в редких случаях до 70—150 см) и алевропелиты (от 5—8 до 70 см) . . . . .  | 64  |
| 6. Мощные (50—200 см и более) слои, градируемые от грубозернистых песчани-   |     |

ков, гравелитов и брекчий в базальной части до алевропелитов в апикальной, чередующиеся с пачками тонкоритмичных турбидитовых песчаников мелко-, среднезернистых . . . . .	101
7. Ритмичное чередование песчаников, градирированных от крупно-, среднезернистых в основании до мелкозернистых в кровле (30—100 см) с алевропелитами и аргиллитами (2—60 см) . . . . .	115
8. Ритмично чередующиеся мелкозернистые песчаники с градиционной отсортированностью (4—10 см) и алевропелиты, преобладающие в нижней части пачки, в верхней — слагающие ее практически целиком . . . . .	53

Пачки 6—8 по составу относятся к побединской свите, пачка 5 носит переходный характер и рассматривается авторами в составе буюклинской толщи. Общая мощность буюклинской толщи составляет (с учетом принятой оценки мощности третьей пачки) 815 м.

На р. Буюклинка обнажены слои, аналогичные пачке 3 (возможно, 1—4), мощность которых не превышает, по грубой оценке, 500 м.

Ископаемые радиолярии указывают на альбский возраст как буюклинской толщи, так и пизов побединской свиты. Буюклинская толща является возрастным аналогом (возможно, частичным) айской свиты и алевропелитовой толщи, включаемой в состав самохинской толщи, а также нижнепобединской подсвиты северной части прогиба (Александровский район). Таким образом, в Западно-Сахалинском прогибе не устанавливается терригенных отложений древнее альбских, кроме отложений айской свиты апт-альбского [3] возраста, который необходимо уточнить. Более древние (берриас-апские) отложения рождественской толщи представлены вулканогенно-кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами крайне незначительной мощности [1].

Ниже приводятся списки определенных радиолярий в пробах, указанных на рисунке, с уточнением положения в разрезе и возрастом.

СЗ-86-Б4-1 — пачка 1, в 120 м выше видимой подошвы: *Amphipyndax* ex gr. *stocki* (Campbell et Clark), *Crolanium* *cuneatus* (Smirnova et Aliev), *C. triquertrum* Pessagno, *Diacanthocapsa* *brevithorax* Dumitrica, *Holocryptocanium* *barbui* Dumitrica, *Xitus* *spicularius* (Aliev), *Hemicryptocapsa* sp., *Zifondium* sp.

Возраст —  $K_{1al}$ .

СЗ-86-Б6-1 — пачка 3, в 5 м выше подошвы: *Crolanium* *cuneatus* (Smirnova et Aliev), *Holocryptocanium* *barbui* Dumitrica, *Xitus* sp. cf. *X. spicularius* (Aliev).

Возраст —  $K_{1al}$ .

СЗ-86-Б1-2 — пачка 3, в 180 м ниже кровли: *Amphipyndax* ex gr. *stocki* (Campbell et Clark),

*Crolanium* *cuneatus* (Smirnova et Aliev), *Hemicryptocapsa* sp. cf. *H. polyhedra* Dumitrica, *Xitus* sp. aff. *X. spicularius* (Aliev), *Archaeospongoprunum* sp., *Zifondium* sp., *Pseudodictyomitra* sp.

Возраст —  $K_{1al}$ .

СЗ-86-Б1-10 — пачка 4, в 10 м выше подошвы: *Archaeodictyomitra* (Mita) *magnifica* (Pessagno), *Crolanium* *cuneatus* (Smirnova et Aliev), *Holocryptocanium* *barbui* Dumitrica, *Xitus* sp.

Возраст —  $K_{1al}$ .

СЗ-86-Б1-14 — пачка 5, в 35 м выше подошвы: *Holocryptocanium* *barbui* Dumitrica, *H. geyersensis* Pessagno.

Возраст —  $K_{1al}$ — $K_{2cm}$ .

СЗ-86-Б2-4 — пачка 6, в 40 м выше подошвы: *Amphipyndax* ex gr. *stocki* (Campbell et Clark), *Crolanium* *cuneatus* (Smirnova et Aliev), *Holocryptocanium* *barbui* Dumitrica.

Возраст —  $K_{1al}$ .

СЗ-83-ПЗ-А — руч. Придорожный, правый приток р. Побединка, в 150 м ниже подошвы побединской свиты: *Crolanium* *triquertrum* Pessagno, *Xitus* *spicularius* (Aliev), *X. alievi* Pessagno, *Holocryptocanium* sp.

Возраст —  $K_{1al}$ .

Почти все перечисленные здесь виды радиолярий имеют широкое географическое распространение и встречаются в составе ассоциаций альб-сеноманского возраста из кремнисто-глинистых отложений Аниво-Гомонской зоны Центрального и Южного Сахалина (Тонино-Анивский полуостров, Таулан-Армуданский кряж, западная часть Восточно-Сахалинских гор) [2]. Комплекс радиолярий буюклинских слоев отличается обедненностью состава по сравнению с ассоциациями кремнистых толщ Сахалина, так как в нем отсутствуют такие характерные для альб-сеномана виды, как *Pseudodictyomitra* *pseudomacrocephala* (Squinabol), *P. nakasekoi* Taketani, *Thanarla* *veneta* (Squinabol), *T. elegantissima* (Cita) и др. В то же время в комплексе радиолярий буюклинских слоев часто встречается *Crolanium* *cuneatus* (Smirnova et Aliev) — вид, характерный для эпиконтинентальных бассейнов альба Русской плиты. Тем не менее какого-либо существенного количественного преобладания одних видов над другими, что характерно для мелководных сообществ, здесь не удалось отметить. По-видимому, альбская ассоциация буюклинских слоев может рассматриваться как переходная от прибрежно-морских к комплексам открытых океанических пространств. Полученные данные позволяют говорить о возможности осуществления стратиграфической корреляции разнофациальных отложений мела Сахалина по радиоляриям.

Авторы благодарны А. А. Коноваленко и И. Н. Повтарю за оказанное содействие в работе.

1. Зябрев С. В., Брагин Н. Ю. Нижний мел Западно-Сахалинского прогиба // Докл. АН СССР.—1987.— Т. 297, № 6.— С. 1443—1445.
2. Рихтер А. В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое.— М.: Наука, 1986.— (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 411).
3. Сальников Б. А., Туренко Т. В., Сальникова Н. Б. Нижнемеловые отложения Сахалина // Тихоокеан. геология.—1984.— № 5.— С. 34—37.
4. Теплов И. А. Буюклинские (нижнемеловые?) слои в центральной части Сахалина // Геология и нефтегазоносность Сахалина.— Л.: Гостоптехиздат, 1963.— С. 227—228.
5. Теплов И. А., Борисов Ф. Е. О строении разреза альб-кониакских отложений переходной структурно-фациальной зоны главного мелового поля о. Сахалина // Вопросы геологии и нефтегазоносности Сахалина.— Л.: Недра, 1973.— С. 16—22.

ИГиГ ДВО АН СССР  
Хабаровск  
ГИН АН СССР  
Москва

Поступила в редакцию  
17 марта 1989 г.

## ДИСКУССИЯ

Статья посвящена дискуссионному вопросу, касающемуся определения времени смены в меловом Западно-Сахалинском прогибе глубоководного кремнисто-вулканогенного осадконакопления терригенным осадконакоплением.

Впервые эта смена была установлена в северной части Западно-Сахалинских гор геолого-съёмочными работами, проведенными в 1971—1975 гг. В. Г. Красновым, В. С. Рождественским и А. Н. Речкинским. По микрофауне радиолярий был определен апт-альбский возраст верхней части кремнисто-вулканогенно-терригенной самохинской толщи и альб-сеноманский возраст вышележающей туфоогенно-терригенной побединской свиты [5].

Так как буюклинская толща, видимо, соответствует нижней части терригенного разреза прогиба (нижняя часть побединской свиты), альбский возраст толщи, определенный авторами настоящего сообщения по микрофауне радиолярий, подтверждает этот вывод.

Возрастные определения микрофауны радиолярий [4, 5] и настоящее сообщение свидетельствуют об альб-сеноманском возрасте побединской свиты и об альбском возрасте буюклинской и верхней части самохинской толщ. В то же время изучение микрофауны фораминифер приводит исследователей к другому заключению.

По данным Т. В. Туренко [7], отложения айской свиты, залегающие в основании терригенного мелового разреза на Южном Сахалине и параллелизуемые всеми исследователями с побединской свитой, содержат в линзах известняков микрофауну апт-альбских орбитолиновых фораминифер, что хорошо согласуется с апт-альбским возрастом (также по микрофауне фораминифер) группы Нижнее Эдзо на о-ве Хоккайдо [2].

Причины этой неувязки, видимо, объясняются либо несовпадением геохронологических шкал, разрабатываемых по микрофауне радиолярий и фораминифер, либо «омоложением» границы между кремнисто-вулканогенными отложениями Хоккайдо-Сахалинского мелового прогиба в северном направлении.

Возможно и другое объяснение этого возрастного несовпадения. Апт-альбский возраст группы Нижнее Эдзо на Хоккайдо устанавливается японскими геологами предположительно, по микрофауне, обнаруженной в линзах орбитолиновых известняков, имеющих переотложенное подводно-оползцевое происхождение. По этой причине микрофауне радиолярий, отобранной из автохтонных кремнистых отложений, видимо, следует отдавать предпочтение. Для решения вопроса необходимо совместное изучение микрофауны радиолярий и фораминифер, отобранных из единых разрезов.

Очень важным является вывод о принадлежности ассоциации альбских радиолярий буюклинской толщи (содержащей радиолярии, характерные для эпиконтинентальных бассейнов альба Русской платформы) к комплексу радиолярий, переходному от океанических комплексов к прибрежно-морским, мелководным комплексам.

Этот вывод противоречит прежним представлениям С. В. Зябрева [3] о формировании всего альб-нижнекампанского терригенного комплекса Западного Сахалина в глубоководных морских условиях у подножия глубоководного континентального склона, выводу Е. М. Меланхолиной [6] об отложении этого комплекса в глубоководном желобе и выводу Т. В. Туренко [7], оценивающей налеглубины в прогибе при отложении айской свиты как абиссальные, но зато согласуется с прежними представлениями [1] о прибрежно-морском происхождении меловых отложений Западно-Сахалинского прогиба. На Северном Сахалине в верхнемеловом разрезе значительное место занимают также и континентальные отложения.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР.— Т. XXXIII: о. Сахалин.— М.: Недра, 1970.
2. Геологическое развитие Японских островов.— М.: Мир, 1968.
3. Зябрев С. В. Верхнемезозойские турбидиты юга Западно-Сахалинского прогиба // Тихоокеан. геология.—1984.— № 5.— С. 22—33.
4. Зябрев С. В., Брагин Н. Ю. Нижний мел Западно-Сахалинского прогиба // Докл. АН СССР.—1987.— Т. 297, № 6.— С. 1443—1445.
5. Казинцова Л. П., Рождественский В. С. Нижнемеловые отложения Таулан-Армуданской гряды и северной части Западно-Сахалинских гор // Тихоокеан. геология.—1982.— № 5.— С. 103—106.
6. Меланхолина Е. Н. Тектоника северо-западной Пацифики, соотношения структур океана и континентальной окраины.— М.: Наука, 1988.
7. Сальников Б. А., Туренко Т. В., Сальникова Н. Б. Нижнемеловые отложения Сахалина // Тихоокеан. геология.—1984.— № 5.— С. 34—37.

ИГиГ ДВО АН СССР  
Южно-Сахалинск

В. С. Рождественский,  
К. Ф. Сергеев

## АМФИБОЛЫ В ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОДАХ о. КУНАШИР

(Курильская островная дуга)

Приведены результаты исследования состава амфиболов из кислых интрузивных пород о. Кунашир. В кварцевых диоритах и гранодиоритах по оптическим и химическим свойствам установлены две разновидности амфиболов. Одна из них представлена первичной роговой обманкой, состав которой свидетельствует о давлении при кристаллизации парагенезиса плагиоклаз + роговая обманка 1,5—2,5 кбар. Амфиболы вто-

рого типа имеют промежуточный состав между роговой обманкой и актинолитом и образовались, скорее всего, при взаимодействии кварцевых диоритов с более поздними силикатными расплавами. Амфиболы из плагиогранитов характеризуются химическими свойствами, близкими к актинолиту, и формировались, вероятно, в условиях автотасоматоза в позднемагматическую стадию.

Известково-щелочные интрузивные породы пользуются широким распространением на южном фланге Курильской островной дуги. Они представлены относительно небольшими (до нескольких десятков квадратных километров) многофазными телами, прорывающими вулканогенный комплекс раннесреднеиоценового возраста. В гомодромной серии пород от габбро до плагиогранитов наибольшее распространение имеют кварцевые диориты и плагиограниты. Особенности геологического строения, сложные взаимоотношения фаз и стадий внедрения, петрохимическая специфика (повышенная известковистость и глиноземистость, недосыщенность щелочами при доминирующей роли натрия) явились основанием для отнесения их к разным формационным типам: габбро-плагиогранитной [5], габбро-диорит-гранодиоритовой [4, 6], кварцево-диоритовой [7], плагиогранит-плагиориолитовой [8] магматическим формациям.

Несмотря на многочисленные публикации, посвященные описанию гипабиссальных интрузий Курильской дуги [4—8], химический состав слагающих их минеральных фаз, несущий большую генетическую информацию об условиях формирования, до сих пор не исследован. В частности, это касается породообразующих амфиболов, являющихся преобладающими, а иногда и практически единственными темпоцветными минералами в породах диорит-плагиогранитного ряда. Задачей настоящей работы являлось изучение состава породообразующих амфиболов из различных фаз внедрения Прасоловского, Мечниковского и Орловского интрузивных массивов о. Кунашир и попытка оценки условий кристаллизации расплавов на основе анализа соотношения состав — давление.

Краткая петрографическая характеристика отдельных типов пород приводится в обобщенном виде, поскольку состав их не обнаруживает различий в зависимости от принадлежности к конкретным массивам.

**Диориты — кварцевые диориты** представляют собой порфириовидные или равномерно-зернистые породы темно-зеленого цвета. Сложены плагиоклазом (50—60%), кварцем (5—15%), амфиболом (15—30%), пироксеном (5—10%). Из акцессорных минералов встречаются апатит, ильменит, магнетит. Плагиоклаз обычно развит в виде двух генераций. Первая генерация представлена идиоморфными таблитчатыми выделениями состава № 35—40, вторая ксеноморфна по отношению к первой фазе и имеет более кислый состав № 32—35. Среди вторичных минералов развиты хлорит, эпидот, серицит. Кварц наблюдается в ксеноморфных зернах с волнистым погасанием и часто содержит включенные амфибола, магнетита, апатита. Амфибол встречается обычно в двух разновидностях. Первая разновидность представлена крупными идиоморфными кристаллами размером до 2—2,5 мм, часто замещенными тонковолокнистым агрегатом вторичных минералов. В неизменных разностях его оптические свойства следующие:  $-2V = 80^\circ$ ,  $Ng - Np = 0,027$ , плеохроизм от светло-зеленого по  $Np$  до темно-оливкового по  $Ng$ . Вторая разновидность представлена тонколучистым агрегатом с размером кристаллов до 0,5 мм, реже короткопризматическими зернами. Оптические свойства:  $-2V = 86^\circ$ ,  $Ng - Np = 0,018$ , плеохроизм от светло-зеленого по  $Np$  до зеленого с синеватым оттенком по  $Ng$ . По трещинам спайности по амфиболу развивается кварц-хлоритовый агрегат. Пироксен представлен единичными ксеноморфными зернами, замещенными амфиболом, хлоритом. Незначительные разности характеризуются оптическими свойствами  $-2V = 60^\circ$ ,  $Ng - Np = 0,028$  и отвечают по составу авгиту.

**Плагиограниты** — светло-серые породы с гипидиоморфно-зернистой, реже гранитной структурой. Количественный состав породообразующих минералов (%): плагиоклаз — 50—60, калиевый полевой шпат — 0—10, кварц — 20—30, амфибол — 5—15. Плагиоклаз, как и в квар-

**Химический состав амфиболов в интрузивных породах о. Кунашир, мас. %**

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	47,37	47,43	49,55	49,55	48,52	48,53	48,88	47,64	47,44	49,03	49,24	49,14	48,93	50,14	51,98	51,93	52,62
TiO <sub>2</sub>	0,90	0,93	0,71	0,69	0,40	0,00	0,75	0,91	0,91	1,12	1,01	0,99	0,87	0,67	0,32	0,35	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,53	7,07	3,56	3,53	4,01	4,97	4,83	5,80	5,81	6,87	4,10	4,13	4,03	3,02	1,61	1,56	1,58
FeO <sub>общ</sub>	13,10	12,99	18,38	18,35	18,61	15,63	15,73	15,18	15,22	15,66	13,19	12,88	17,12	15,31	18,29	17,81	17,82
MnO	1,11	1,04	0,52	0,50	0,73	0,41	0,41	0,74	0,72	0,79	0,61	0,68	0,50	0,52	0,70	0,64	0,65
MgO	13,70	13,51	11,61	11,59	11,37	13,40	13,34	12,31	12,56	12,06	14,07	14,34	12,02	13,05	13,33	12,56	12,91
CaO	10,87	10,86	10,68	10,75	9,95	10,08	10,03	10,93	10,99	10,63	10,55	10,51	10,44	10,28	9,14	9,79	9,46
Na <sub>2</sub> O	1,16	1,21	0,90	0,91	1,43	1,98	1,98	1,37	1,35	1,76	1,77	1,54	1,37	1,34	0,68	0,71	0,73
K <sub>2</sub> O	0,39	0,39	0,37	0,39	0,37	0,11	0,15	0,31	0,36	0,17	0,39	0,39	0,44	0,36	0,11	0,15	0,14
Сумма	96,12	96,43	96,26	96,25	96,38	96,52	96,08	96,39	96,45	98,09	96,93	96,55	96,70	96,69	96,17	95,48	96,33

*Формульные количества*

Si	7,12	7,09	7,49	7,20	7,43	7,36	7,32	7,00	7,17	7,19	7,40	7,40	7,42	7,55	7,78	7,83	7,84
Ti	0,10	0,10	0,08	0,10	0,04	0,00	0,08	0,10	0,10	0,12	0,11	0,11	0,09	0,08	0,04	0,04	0,04
Al <sub>общ</sub>	1,16	1,25	0,63	1,03	0,72	0,88	0,85	1,03	1,03	1,18	0,73	0,73	0,72	0,54	0,28	0,28	0,28
Fe <sub>общ</sub>	1,65	1,63	1,91	1,92	2,38	1,96	1,97	1,91	1,92	1,92	1,66	1,62	2,17	1,94	2,29	2,24	2,23
Mn	0,14	0,13	0,09	0,09	0,09	0,05	0,05	0,09	0,09	0,09	0,08	0,07	0,06	0,07	0,09	0,08	0,08
Mg	3,07	3,01	2,61	2,82	2,59	3,00	2,98	2,82	2,85	2,64	3,15	3,22	3,72	2,95	2,93	2,82	2,87
Ca	1,71	1,74	1,77	1,78	1,63	1,62	1,60	1,77	1,78	1,67	1,69	1,69	1,69	1,67	1,46	1,58	1,51
Na	0,33	0,35	0,27	0,40	0,43	0,57	0,57	0,40	0,39	0,51	0,51	0,45	0,40	0,39	0,19	0,21	0,21
K	0,07	0,07	0,08	0,06	0,07	0,02	0,03	0,06	0,07	0,03	0,07	0,08	0,07	0,02	0,03	0,03	0,03

Примечание. 1, 2 — амфиболы первого типа из кварцевых диоритов м. Мечникова; 3—7 — амфиболы второго типа из кварцевых диоритов м. Мечникова; 8—10 — амфиболы первого типа из кварцевых диоритов м. Прасолова; 11—12 — амфиболы первого типа из гранодиоритов м. Докучаева; 13—14 — амфиболы второго типа из гранодиоритов м. Докучаева; 15—17 — амфиболы из плаггиогранитов м. Мечникова.

Анализы выполнены на микрозонде «САМЕКА» в ИГиГ СО АН СССР, г. Новосибирск.

цевых диоритах, встречается в двух генерациях. Первая резко идиоморфна по отношению к другим фазам. Кристаллы мутные, в значительной степени замещены кварц-хлорит-серцитовым агрегатом. Состав — андезин, иногда олигоклаз-андезин; по краям в виде тонкой оторочки развивается альбит. Плаггиоклаз второй генерации всегда ксеноморфен и меньше затронут вторичными процессами. По составу он отвечает альбит-олигоклазу. Амфибол представлен кристаллами удлиненного габитуса, размеров 0,5 мм. Как правило, идиоморфен, реже наблюдается ксеноморфизм по отношению к плаггиоклазу первой генерации. По оптическим свойствам ( $-2V = 82-86^\circ$ ;  $Ng - Np = 0,018$ ) близок ко второй разновидности амфиболов из кварцевых диоритов.

Гранодиориты имеют промежуточный петрографический состав между плаггиогранитами и диоритами и отличаются присутствием небольших количеств сильно хлоритизированного биотита (0—10%) и калиевого полевого шпата (5—15%).

Состав амфиболов интрузивных пород о. Кунашир изучался на рентгеновском микроанализаторе с электронным зондом. Содержания главных химических элементов приведены в таблице. Анализы 1, 2, 8—12 характеризуют амфиболы из кварцевых диоритов и гранодиоритов, определенные оптическими методами как первичные, отличающиеся полным идиоморфизмом по отношению ко всем минеральным фазам. Составы 3—7 и 13, 14 пред-

ставляют вторичные амфиболы из этих же пород. Остальные анализы характеризуют амфиболы плаггиогранитов.

Наиболее значимым отличием химизма исследуемых кристаллов первого типа от второго является повышенное содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, MgO и пониженная общая железистость. На диаграмме Al<sup>IV</sup> — (Na + K) (рис. 1) составы

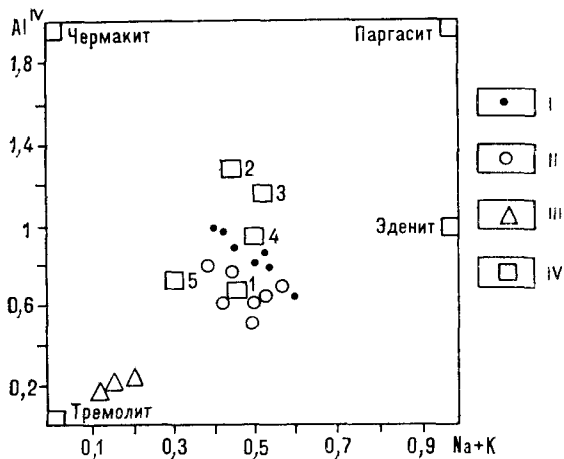


Рис. 1. Соотношение содержаний (в формульных единицах) Al<sup>IV</sup> и (Na + K) в амфиболах из интрузивных пород о. Кунашир.

I — амфиболы первого типа из кварцевых диоритов и гранодиоритов; II — амфиболы второго типа из кварцевых диоритов и гранодиоритов; III — амфиболы из плаггиогранитов; IV — составы амфиболов по литературным данным: 1 — в диоритах о. Хоккайдо [2], 2 — в гранодиоритах о. Хоккайдо [2], 3, 4 — в тоналитах Командорских островов [1], 5 — в гранодиоритах Командорских островов [1].

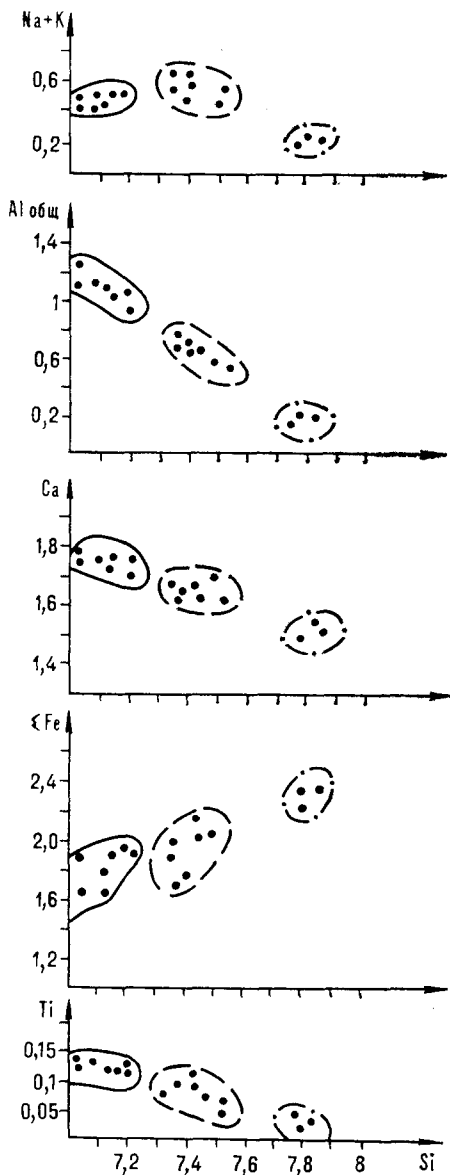


Рис. 2. Графики зависимостей концентраций катионов от содержания кремнезема в амфиболах (в формульных единицах) из интрузивных пород о. Кунашир.

Сплошные линии — амфиболы первого типа из кварцевых диоритов и гранодиоритов, пунктир — амфиболы второго типа из кварцевых диоритов и гранодиоритов, пунктир с точкой — амфиболы из плаггиогранитов.

амфиболов первой разновидности попадают в поле низкоглиноземистых роговых обманок, близких к таковым из интрузивных пород, приведенных в работах У. А. Дира и А. М. Борсука [1, 2]. По этим особенностям состава изученные амфиболы существенно отличаются от аналогичных минеральных фаз в четвертичных эффузивах. Так, в базальтах и андезитах Камчатки амфиболы имеют устойчивое высокое содержание  $Al^I$  и занимают по соотношению других окислов промежуточное положение между паргаситом и чермакитом [3].

Амфиболы из плаггиогранитов, представленные анализами 15—17, характеризуются предельно низкими содержаниями  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$  и повышенными  $SiO_2$  и  $FeO$  и являются крайними, близкими к актинолиту членами изоморфной смеси составов ряда роговая обманка — актинолит. Таким образом, наблюдается изменение химических свойств амфиболов в зависимости от принадлежности к различным фазам внедрения в интрузивном цикле. Направленность изменения от ранних к поздним фазам выражается в увеличении степени замещения алюминия на кремнезем, кальция на натрий и увеличении общей железистости.

Наиболее показательными в этом отношении являются графики зависимости содержания катионов от количества кремнезема в формуле силиката (рис. 2). Сильная отрицательная зависимость от  $Si$  наблюдается для  $Al_{общ}$ ,  $Ca$ ,  $Ti$  и положительная — для общего железа. Равномерное, с небольшим разбросом, распределение точек состава на графиках свидетельствует о закономерном постепенном изменении свойств амфибола в сторону актинолитовой составляющей. Зональность в изученных амфиболах из интрузивных пород о. Кунашир не наблюдалась. Однако для интрузивных пород аналогичного формационного типа Японии отмечено изменение состава амфибола от магнезиороговообманкового через актинолит-роговообманковый до актинолитового [10].

В работе Л. Холлистера с соавторами [9] приводится оценка по данным экспериментальных и термодинамических исследований роговообманкового геобарометра и предлагается формула связи давления и содержания общего глинозема в формульных единицах. По их данным, кристаллизация амфиболов первого типа (из кварцевых диоритов и гранодиоритов о. Кунашир), содержащих  $Al_{общ} = 1—1,3$  ф. е., происходит при 1,5—2,5 кбар. По всей видимости, эти значения можно использовать для оценки  $P_{общ}$  в магматической камере при кристаллизации парагенезиса плаггиоклаз + роговая обманка. Меньшие содержания глинозема в амфиболах второй разновидности обусловлены, вероятно, сложными процессами взаимодействия кварцевых диоритов с более поздними плаггиогранитными расплавами, насыщенными флюидами, которые определили изменение свойств силиката в сторону актинолита. Так, для упомянутой выше интрузии Юго-Западной Японии установлено, что в диоритах изменение состава роговой обманки в сторону актинолита происходило в субсолидусных условиях при  $T = 600^\circ$  [11].

Для плаггиогранитов с содержанием  $Al_{общ} 0,3—0,7$  ф. е. значение давления находится за пределами возможностей данного метода. В этом случае возможны два варианта интер-



претации: либо давление было меньше 1 кбар и плагиограниты формировались практически в близповерхностных условиях, либо состав содержащихся в них амфиболов изменился в результате аутометасоматоза в позднемагматическую стадию.

Таким образом, результаты проведенного исследования показали наличие двух типов амфиболов в интрузивных породах юга Курильской дуги, различающихся по оптическим и химическим свойствам. Первый из них является первично-магматическим и характеризует усло-

вия становления начальных фаз кварцевых диоритов и гранодиоритов. Второй тип амфиболов, вероятнее всего, образовался в результате проявления позднемагматических процессов в присутствии флюидной фазы. Анализ глубинности формирования интрузивных тел, определяемой по составу амфиболов, показал, что кристаллизация минерального парагенезиса плагиоклаз + роговая обманка в начальных фазах расплавов происходит при давлении 1—2,5 кбар.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Борсук А. М., Геншафт Ю. С., Цветков А. Л. Магматизм в эволюции Алеутской островной дуги // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг.— М.: Наука, 1982.— С. 116—142.
2. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы.— М.: Наука, 1965.
3. Ермаков В. А., Вольнец О. Н., Колосков А. В. и др. Петрология четвертичных вулканических пород Камчатки // Вулканизм островных дуг.— М.: Наука, 1977.— С. 190—192.
4. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций.— М.: Недра, 1964.
5. Неверов Ю. Л., Сергеева В. Б., Сергеев К. Ф. Магматические формации Большой гряды Курильских островов // Тр./СахКНИИ.— 1963.— Вып. 15.— С. 44—50.
6. Сергеев К. Ф. Некоторые вопросы петрологии Центрального интрузивного массива хребта Вернадского на о. Парамушир (Курильские острова) // Геология и геофизика.— 1964.— № 12.— С. 44—48.
7. Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы.— М.: Наука, 1976.
8. Чесноков С. В., Красивская Н. С. Плагиогранит-плагиориолитовая формация как первое звено в цепи превращений океанической коры в континентальную // Океанический магматизм—эволюция, геологическая корреляция.— М.: Наука, 1986.— С. 40—50.
9. Hollister L. S., Grissom G. C. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // Amer. Miner.— 1987.— V. 72, N 3—4.— P. 231—239.
10. Kazuya K., Yoshiaka Y. Successive zoning of amphiboles during progressive oxidation in the Daito-Yokoto granitic complex, San-in belt, southwest Japan // Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1987.— V. 51, N 3.— P. 535—540.
11. Yoshiaki Y. Hornblende-cummintonite and hornblende-actinolite unmixing in late magmatic stage of Koyama calc-alkaline intrusive, Susa, southwest Japan // 14th Gen. Meet. Int. Miner. Assoc., Stanford, Calif., 13—18 July, 1986. Abstr. Program.— Washington, D. C., 1986.

ИМГиГ ДВО АН СССР  
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию  
1 апреля 1988 г.

УДК 550.837.214

В. В. Каплуи

### РЕЗУЛЬТАТ ГЛУБИННОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

По результатам долговременных наблюдений электромагнитного поля построена опорная кривая магнитотеллурического зондирования в диапазоне периодов

Одной из важных задач является изучение электропроводности земной коры и верхней мантии в переходной зоне от Тихого океана к Азиатскому континенту. Особый интерес вызывают зоны пониженного сопротивления. Их глубина залегания и электропроводность могут характеризовать тектоническую активность и температурный режим недр, так как электропроводность сильно зависит не только от со-

15 ÷ 10 000 с, на ее основании выделены зоны повышенной электропроводности в низах земной коры и верхней мантии.

става и структуры вещества, но и от его температуры. Магнитотеллурическое зондирование (МТЗ) позволяет изучить глубинный геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии и определить параметры зон повышенной электропроводности.

Хорошо известно, что амплитудные кривые магнитотеллурических зондирований, полученные на близко расположенных пунктах, неред-

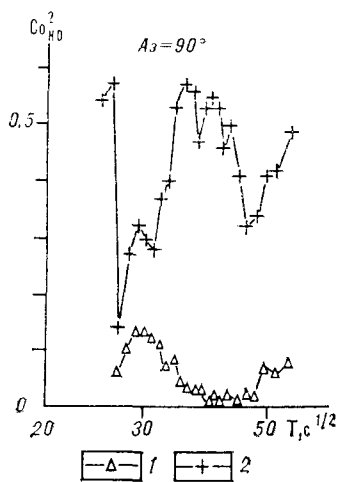


Рис. 1. Графики когерентности  $Co_{HD}^2$ .

1 — в магнитневозмущенные дни; 2 — во время магнитных бурь.

ко сильно отличаются по уровню сопротивления, хотя их форма остается неизменной. Это вызвано в основном влиянием поверхностных неоднородностей. Одним из методов нормирования кривых является приведение их к уровню нормальной кривой [3]. Однако большинство зондирований выполнено в ограниченном диапазоне периодов, что не позволяет совместить их с нормальной кривой. В связи с этим, исходя из предположения, что глубинный геоэлектрический разрез меняется незначительно на небольшом расстоянии, для нормирования кривых МТЗ достаточно иметь в данном районе опорную кривую, полученную в широком частотном диапазоне и выходящую на нормальный разрез [3].

В связи с вышесказанным целью проводимых исследований было построение опорной кривой МТЗ и определение параметров глубинного геоэлектрического разреза.

Для решения этих задач в течение 1986—1988 гг. было выполнено глубинное магнитотеллурическое зондирование (ГМТЗ) в пределах Аргунского поднятия Средне-Амурской впадины, входящей в состав Западного синклинария Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы (ГСС) [6, 8]. Пункт зондирования располагался в с. Забайкальское Вяземского района Хабаровского края.

Регистрация электромагнитного поля велась по несколько месяцев в различное время года аналоговой пятикомпонентной станцией МЭВС с длиной электрических диполей 600 м в 1986 г. и 500 м в 1987—1988 гг. Осциллограммы оцифровывались с шагом 55 с, длина реализации составляла от трех до четырех суток. Полученные данные обрабатывались по программе спектрального анализа, описанной в

работе [3]. Шаг дискретизации менялся от 55 с до 330 с после осреднения от одного до шести значений при постоянной длине обрабатываемого массива, равной 1024. Оценка спектральной плотности рассчитывалась с числом степеней свободы, равным 10.

В результате обработки было замечено, что во время магнитных бурь резко возрастает когерентность между горизонтальными компонентами магнитного поля  $D$  и  $H$  ( $Co_{HD}^2$ ). Пример такого явления показан на рис. 1 для магнитной бури, происшедшей 23 ноября 1987 г. Поэтому в дальнейшем в обработку брались осциллограммы, полученные в спокойные дни.

Выбор главных направлений проводился при помощи полярных диаграмм когерентностей между горизонтальными составляющими электромагнитного поля  $D$  и  $H$  ( $Co_{H/D}^2$ ) и диаграмм частных когерентностей основного ( $Co_{H/D}^2$ ) и дополнительного ( $Co_{ED/H}^2$ ) импедансов (рис. 2). Направления, в которых  $Co_{HD}^2$  и  $Co_{ED/H}^2$  были минимальными ( $< 0,25$ ), а  $Co_{EH/D}^2$  максимальной ( $> 0,64$ ), считались главными. Из полярных диаграмм когерентностей видно, что на данной точке можно выбрать только одно главное направление в азимуте  $90^\circ$ , где выполняется это условие.

Результат вычислений для различных реализаций в азимуте  $90^\circ$  показан на рис. 3, а. Во всем диапазоне периодов кривые зондирования построены с  $Co_{EH/D}^2$  не менее 0,64, т. е. корреляция более 0,8. Кривые  $\rho_T$  построены в диапазоне  $625 \div 10\,000$  с, они подобны по форме, но имеют различный уровень по оси сопротивлений, что, вероятно, связано с влиянием поверхностных геоэлектрических неоднородностей и изменением условий заземления (температуры, влажности и т. д.). Левые ветви кривых в диапазоне периодов  $625 \div 3600$  с пологи, на периодах  $2000 \div 3600$  с наблюдается широкий минимум, переходящий в нисходящую ветвь, имеющую наклон, совпадающий с наклоном нормальной кривой  $\rho_N$  [3]. Это позволяет предположить, что на периодах свыше 3600 с кривые выходят на нормальный геоэлектрический разрез, в связи с чем для определения точного положения кривых ГМТЗ была проведена их нормализация путем смещения по оси сопротивлений до совпадения правой ниспадающей ветви с нормальной кривой  $\rho_N$  (см. рис. 3, б). Получилось семейство кривых, максимальный разброс между которыми составляет не более 60 Ом·м. По этим кривым была построена средняя кривая  $\rho_T$  (см. рис. 3, в) как среднегеометрическая.

На кривой  $\rho_T$  видно наличие в геоэлектрическом разрезе зоны пониженного сопротивления, глубина до которой, определенная по асимпто-

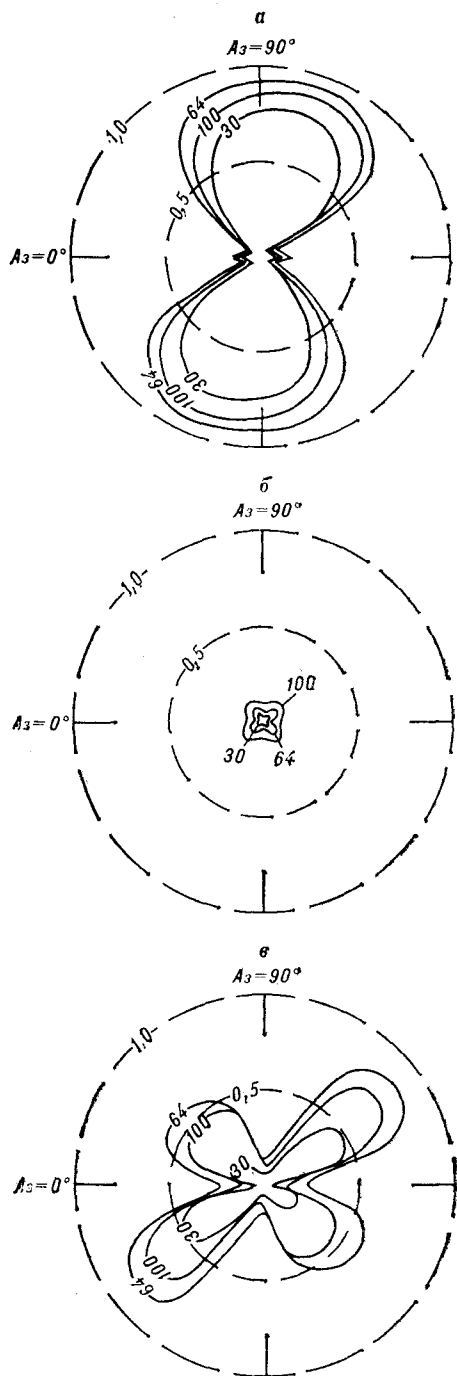


Рис. 2. Полярные диаграммы когерентностей.

$a - \text{Co}_{ED}^2/H$ ;  $b - \text{Co}_{HD}^2$ ;  $v - \text{Co}_{EH/D}^2$ . Цифры у кривых — период  $T$ ,  $c^{1/2}$ . Пунктирные линии — уровни когерентностей.

тическим формулам, составляет 200—220 км, проводимость ее — около 3500 См.

Для более полного изучения геоэлектрического разреза на данной точке в 1986 г. было выполнено магнитотеллурическое зондирование в диапазоне периодов  $15 \div 1600$  с при помощи

аналоговой станции МТЛ-71. Зондирование проводилось при длине электрических диполей, равной 150 м. Обработка полевого материала велась как по программе спектрального анализа [13], так и методом узкополосной фильтрации по программе В. М. Никифорова. Результаты счета показали хорошую сходимость обоих вычислений. Кривая МТЗ была построена в азимуте  $90^\circ$  (рис. 4, *a*). Она представлена пологой ниспадающей ветвью, имеющей два широких минимума на периодах примерно  $35 \div 100$  с и  $400 \div 900$  с. Кривая МТЗ расположена выше средней кривой  $\rho_T$  и пересекает нормальную кривую  $\rho_N$ , что говорит об искажении ее уровня. Исправим ее положение, совместив с кривой  $\rho_T$ , полученной на том же пункте зондирования и выходящей на нормальный разрез. При совмещении обеих кривых видно их хорошее совпадение в диапазоне  $625 \div 1600$  с.

Формальная интерпретация полученной кривой  $\rho_{\text{сов}}$  дает в геоэлектрическом разрезе еще две проводящие зоны на глубинах 30—50 и 120—150 км с проводимостями 500 и 2000 См соответственно. Наличие трех проводящих зон подтверждает и фазовая кривая  $\varphi_T$ , полученная в диапазоне  $15 \div 2500$  с (см. рис. 4, *a*). Кривая  $\varphi_T^*$ , полученная путем пересчета совмещенной амплитудной кривой  $\rho_{\text{сов}}$ , показывает хорошее соответствие ее формы с практической кривой  $\varphi_T$ , но они имеют различный уровень.

Для получения приближенных характеристик геоэлектрического разреза целесообразно воспользоваться дифференциальной трансформацией Ниблетта [15]. Результат такой трансформации для кривой  $\rho_{\text{сов}}$  показан на рис. 5. Параметры первого слоя определялись путем сопоставления кривой  $\rho_{\text{сов}}$  с теоретическими кривыми [4] и наиболее вероятно составляют: мощность  $h_1 = 16$  км, а сопротивление около 2100 Ом·м. На графике  $\rho(H)$  видны три зоны повышенной проводимости на глубинах 30—35, 100—120 и 200—220 км. Первая зона, вероятнее всего, приурочена к нижней части земной коры [12], а две другие — к верхней мантии.

Наличие области повышенной электропроводности на глубинах 100—150 км отмечалось многими авторами [2, 7, 9—11, 14] при проведении электромагнитных исследований в Сихотэ-Алинской ГСС и на сопредельных территориях. Однако наиболее достоверные сведения о геоэлектрическом строении верхней мантии были получены на о-ве Сахалин [1, 5]. В работе [5] глубина до проводящего слоя в верхней мантии, отождествляемого с астеносферой, оценивается в 70 км, а его суммарная продольная проводимость равна 5000 См. В работе [1] глубина до проводящего слоя в верхней мантии изменяется от 80 до 120 км в различных час-

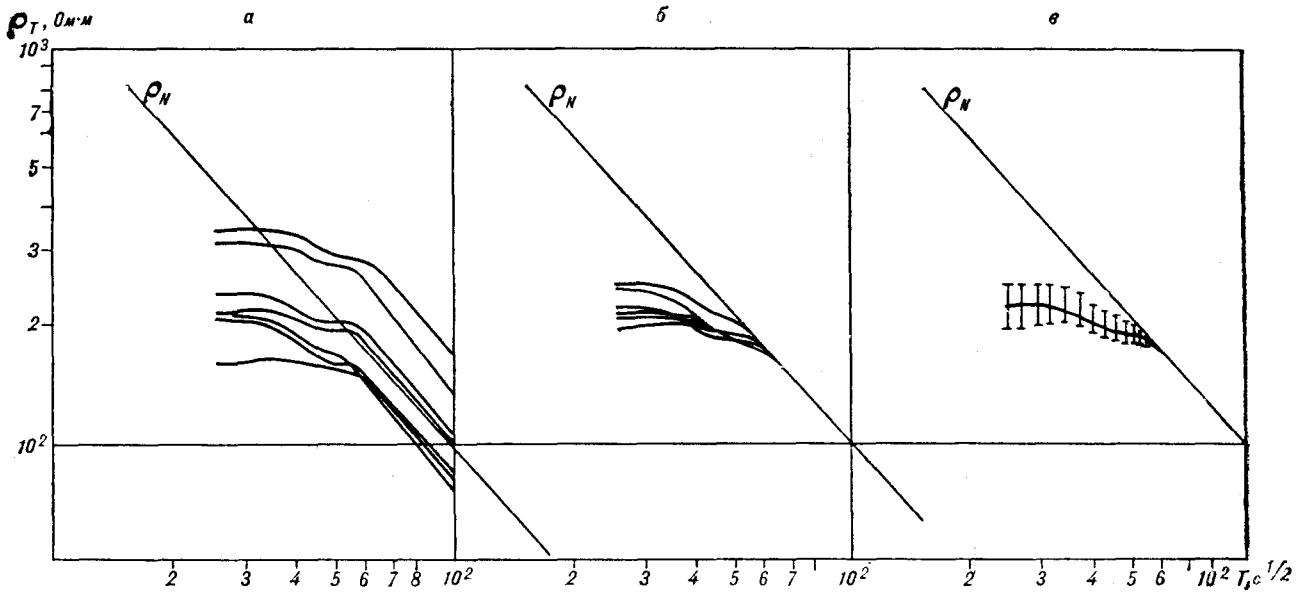


Рис. 3. Кривые  $\rho_T$  глубинных МТЗ.

а — семейство кривых, полученных по различным реализациям; б — семейство кривых, совмещенных с нормальной кривой  $\rho_N$ ; в — средняя кривая  $\rho_T$  глубинных МТЗ, штриховка означает доверительный интервал;  $\rho_N$  — кривая, соответствующая нормальному разрезу.

тах Сахалина. Проводимость его оценивается в 3500—4000 См, истинное сопротивление составляет около 5—10 Ом · м, а мощность не превышает 40 км. В этой же работе отмечается, что возможно наличие в геоэлектрическом разрезе еще одного проводящего слоя на глубине 200—250 км, а выделенным слоям повышенной электропроводности в верхней мантии соответствуют зоны пониженных скоростей сейсмических волн.

В работе [16] в пределах Сихотэ-Алинской ГСС сейсмотомографическим методом на глубинах примерно 100 ÷ 200 км выделяется область пониженных скоростей, подобные результаты

получены и в работе [17] методом обменных волн землетрясений. Возможно, отмеченное выше повышение электропроводности на глубинах 100—120 и 200—220 км выделяет ее верхнюю и нижнюю границы.

Сравнение результатов, полученных на Сахалине и в Сихотэ-Алинской ГСС, показывает, что глубина залегания проводящих слоев в верхней мантии под этими структурами почти одинакова. Однако их проводимость под Сахалином значительно выше, чем под Сихотэ-Алинской ГСС, что может быть вызвано повышенным температурным режимом верхней мантии Сахалина.

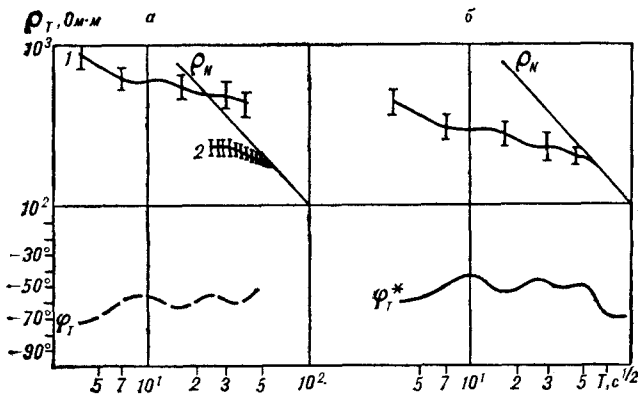


Рис. 4. Кривая  $\rho_T$  МТЗ (1), соответствующая ей фазовая кривая  $\varphi_T$  и средняя кривая  $\rho_T$  ГМТЗ (2) (а), совмещенная кривая  $\rho_{сов}$  и соответствующая ей фазовая кривая  $\varphi_T^*$  (б).  $\rho_N$  — кривая, соответствующая нормальному разрезу.

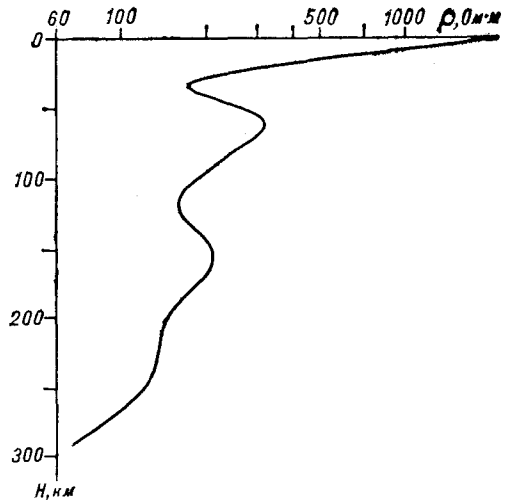


Рис. 5. Результат дифференциальной трансформации Ниблетта кривой  $\rho_{сов}$ .

В заключение можно сделать следующие выводы.

В результате проведенных исследований построена опорная кривая МТЗ, характеризующая геоэлектрический разрез в данном районе. На ее основании выделены проводящие зоны, приуроченные к подошве земной коры и верхней мантии.

Для построения кривой МТЗ, выходящей на нормальный разрез, необходимо регистрировать электромагнитное поле с периодами свыше 3600 с.

Полученные данные позволяют предположить, что при переходе от Тихого океана к Азиатскому континенту происходит уменьшение электропроводности проводящих зон верхней мантии, которое может быть вызвано понижением ее температуры под континентом.

Автор благодарит сотрудников лаборатории физики околоземного пространства Института космических исследований и распространения радиоволн ДВО АН СССР за помощь в получении полевых материалов и А. П. Шяловского за консультации всех этапах работы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Альперович И. М., Никифоров В. М., Харахинов В. В. Электропроводность верхней мантии о. Сахалин // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 1.— С. 38—42.
2. Борец В. В., Мардерфельд Б. Е., Чернявский Г. А. К результатам глубинных магнитотеллурических зондирований на Дальнем Востоке // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1975.— № 4.— С. 91—96.
3. Ваньян Л. Л., Бердичевский М. Н., Васин Н. Д. и др. О нормальном геоэлектрическом разрезе // Там же.— 1980.— № 2.— С. 73—76.
4. Ваньян Л. Л., Бутковская А. И. Магнитотеллурические зондирования слоистых сред.— М.: Недра, 1980.
5. Ваньян Л. Л., Марганус Е. Р., Семенов В. Ю. Оценка глубинной электропроводности Сахалина по данным электромагнитных зондирований // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 4.— С. 122—125.
6. Варнавский В. Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Средне-Амурской впадины.— М.: Наука.— 1971.
7. Врублевский А. А., Копылов В. Р., Приходько В. С. Результаты магнитотеллурических зондирований в Южном Сихотэ-Алине // Структурный анализ дислокаций.— Хабаровск, 1974.— С. 217—225.
8. Геология СССР. Т. XIX, ч. 1.— М.: Недра, 1966.
9. Копылов В. Р., Старжинский С. С., Баринов Н. Н. Результаты магнитотеллурических исследований в Приморье // Электромагнитные зондирования. Ч. 2.— М.: Изд-во МГУ, 1976.— С. 140—143.
10. Никифорова Н. Н., Ахмадулин В. А., Порай-Кошиц А. М. и др. Глубинные магнитотеллурические исследования в Хабаровском крае // Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1980.— С. 42—49.
11. Поснеев А. В. Электропроводность земной коры и мантии по профилю Чара—Ванино // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 6.— С. 109—112.
12. Потаньев С. В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приморья и Приморья // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона (по геофизическим данным)/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1980.— С. 43—53.
13. Семенов В. Ю. Обработка данных магнитотеллурического зондирования.— М.: Недра, 1984.
14. Старжинский С. С. О геоэлектрическом разрезе Южного Приморья по данным магнитотеллурического зондирования // Тихоокеан. геология.— 1983.— № 3.— С. 88—90.
15. Электроразведка: Справочник геофизика.— М.: Недра, 1979.
16. Feng C. C., Teng T. L. Three-dimension crust and upper mantle structure of the Eurasian continent // J. Geophys. Res.— 1983.— V. 88, N B3.— P. 2261—2272.
17. Tuzov I. K., Bormotov V. A., Ovchinnikov V. E., Lunyova M. N. Application of method of converted waves from remote earth-quakes for deep tectonic study of the Soviet Far East south // 1988 DELP Tokyo International Symposium. Sixth Japan—USSR Geotectonics Symposium.— Tokyo, 1988.— P. 92—93.

ИТиГ ДВО АН СССР  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
21 февраля 1989 г.

УДК 548.4

Н. В. Бердников, Л. П. Карсаков

### ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ БЛОКОВ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ В ФАНОРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМАХ

На Дальнем Востоке древние комплексы обпакаются на цитах, в фундаменте срединных массивов и в ядрах купольных структур палеозойско-мезозойских складчатых систем. По геолого-геофизическим признакам среди них выделены активизированные, редуцированные и ремобилизованные блоки.

Раннедокембрийские комплексы Становой складчатой области, Омолонского срединного массива в фанерозе претерпели в основном глыбовые деформации (активизацию). Поэтому они сохранили углекислотную специализацию флюида, характерную для древнейших глубокометаморфизованных комплексов.

Для редуцированных и ремобилизованных блоков, которые отличаются более интенсивной переработкой как структуры, так и вещества, характерна метаповая специализация флюида во включениях. При этом с увеличением глубины процесса метан во включениях уплотняется, к нему примешивается заметное

Изучение эволюции вещественного состава и флюидного режима в процессе преобразования блоков раннедокембрийских комплексов необходимо для выяснения природы их металлогенической специализации, а также представляет интерес в плане решения общих вопросов формирования континентальной земной коры. Флюидный режим преобразования древних блоков является отражением флюидного режима тех глобальных геодинамических процессов, под влиянием которых эти преобразования происходят [3]. Поэтому подобные исследования предоставляют возможность судить о флюидном режиме таких процессов, как геосинклинальный, активизация, ремобилизация, редукция земной коры и т. п. Более того, в ряде случаев такой подход является наиболее информативным. Например, изучить динамику летучих в геосинклинальном процессе по самим геосинклинальным толщам нередко бывает затруднительно. Во-первых, среди геосинклинальных образований трудно найти «отправную точку» для исследования, т. е. определить «догеосинклинальную» флюидную специализацию толщ и состав первых порций «геосинклинального» флюида. Во-вторых, в слабометаморфизованных геосинклинальных породах часто невозможно найти информативные в термобарогеохимическом отношении минералы — крупные, прозрачные, сохраняющиеся на всем протяжении процесса. Блоки древних метаморфических пород в этом отношении значительно удобнее. Информацию об их начальной флюидной специализации несут ранние генерации метаморфогенных включений. Наложенные генерации включений, образовавшиеся в процессе преобразования, будут содержать уже «геосинклинальный» флюид. Кроме того, глубоко-метаморфизованные породы (особенно метанолиты) в изобилии содержат пригодные для изучения включений минералы — кварц, гранат, полиморфы  $Al_2SiO_5$  и другие.

Несмотря на некоторую дискуссионность выделения дорифея в фанерозойских складчатых областях, Дальний Восток СССР благоприятен для изучения процессов преобразования фрагментов докембрийских метаморфических комплексов. Они обнажаются на древних щитах (Алдапо-Стаповом, Сипо-Корейском), в фундаменте средних массивов (Охотский, Омолонский, Буреинский, Хаскайский), а также в ядрах крупных положительных структур палеозойско-мезозойских складчатых систем. В процессе геологического развития эти комп-

количество  $CO_2$ , которое на уровне гранулитовой фации становится преобладающим.

Таким образом, метан в древних блоках имеет вторичную природу и привнесен в них в процессе последующего интенсивного преобразования.

лексы претерпели неоднократные преобразования и являются полиметаморфическими. Особенно интенсивные преобразования претерпели раннедокембрийские комплексы в фанерозойских складчатых областях, и поэтому их тектоническая природа дискуссионна. Одни исследователи рассматривают их как основание (мегакомплексе основания) геосинклинально-складчатой системы, другие — как фрагменты древней коры или микроконтиненты, тектонически совмещенные с толщами фанерозоя.

По характеру фанерозойских преобразований на Дальнем Востоке выделяются три типа блоков древних комплексов [5].

К активизированному типу отнесены Алдапо-Становой щит, Охотский и Омолонский срединные массивы, в пределах которых земная кора была сформирована еще в раннем докембрии, а в дальнейшем подвергалась лишь глыбовым деформациям — активизации. Поэтому в пределах глыб породы сохранили существенно углекислотную специализацию флюида, характерную для древнейших глубокометаморфизованных комплексов (давшие по Становой зоне и Омолонскому массиву). Заметим, что при заложении в позднем архее троговых структур раннеархейские породы преобразованы на границах глыб, в зонах шовных дислокаций, где формируются специфические породы троговых комплексов с водно-углекислотно-солевой специализацией флюида [1]. По геологическим и геофизическим данным можно предположить, что эти блоки тектонически совмещены с толщами фанерозоя. Так, блоки глубинных гранулитов Становой области в виде пластин или клиньев выдвинутых из нижних горизонтов земной коры на уровень позднеархейских супракрустальных образований, а глубокометаморфизованные комплексы Омолонского и Охотского массивов слагают фрагменты древнего кратона среди фанерозойских структур.

К ремобилизованному типу отнесены блоки метаморфических пород в ядрах крупных положительных структур Сихотэ-Алинской эвгеосинклинали. Наиболее типичным из них является Ашуйский выступ. Сихотэ-Алинская геосинклиналь заложилась на раздробленном древнем фундаменте, блоки которого в орогенную стадию подверглись повторному метаморфизму зеленосланцевой фации совместно с породами главного геосинклинального комплекса. При этом структурный рисунок блоков был трансформирован и приведен в соответствие со структурой геосинклинальных толщ. Процессу

Состав флюида во включениях из минералов пород преобразованных блоков Дальнего Востока

Блок	Тип преобразования	Минерал	Количество образцов количество замеров включений	Интенсивность повторного метаморфизма	Состав флюида	
					до преобразования	после преобразования
Алдано-Становой	Активизация	Кварц, гранат, силлиманит, дистен, плагиоклаз	$\frac{16}{2302}$	—	CO <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>
Омолонский массив	»	Кварц	$\frac{3}{339}$	—	CO <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>
Аньюский выступ	Ремобилизация	»	$\frac{5}{269}$	Зеленосланцевый	CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub> + CO <sub>2</sub> + H <sub>2</sub> O
Бурейский массив	Редукция	»	$\frac{7}{>220}$	Амфиболитовый	?	CH <sub>4</sub> + CO <sub>2</sub> + H <sub>2</sub> O
Ханкайский массив	»	»	$\frac{3}{252}$	Гранулитовый	CO <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub> + примесь CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub>

ремобилизации сопутствовало внедрение комплекса высокоглиноземистых гранитоидов. Изучение флюидных включений в метаморфических породах выступа и в гранитах [3] показало, что первоначально породы фундамента были метаморфизованы в условиях андалузит-силлиманитовой фациальной серии и имели водно-углекислотную специализацию флюида. В процессе ремобилизации и повторного метаморфизма породы проработаны «геосинклинальным» флюидом углекислотно-метановой специализации, главным проводником которого были гранитоиды. Данные изучения флюидных включений подтвердили вывод о том, что породы Аньюского выступа представляют собой преобразованный комплекс фундамента Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой системы.

К редуцированному типу блоков отнесены глубокометаморфизованные комплексы Бурейского и Ханкайского средних массивов. В их пределах земная кора, судя по геофизическим данным, редуцирована. Сокращение мощности объясняется внедрением с глубины разогретого базитового материала и подплавлением снизу сиалического метаморфического субстрата, а также глубокой денудацией в процессе общего интенсивного воздымания. Редукции сопутствовали повторный метаморфизм и гранитообразование. Так тастахская серия Бурейского массива повторно метаморфизована в условиях андалузит-силлиманитовой фациальной серии при участии существенно метанового глубинного флюида, который с течением процесса окислялся до водно-углекислотного [4]. Реликты первичных парагенезисов и флюида не сохранились. Мало-глубинные гранулиты Ханкайского массива представляют собой глубоко эродированный и в значительной мере переработанный выступ

докембрийского кратона, первоначально метаморфизованный в условиях глубинных фаций гранулитов. Интенсивность повторного, сопутствующего редукции метаморфизма достигала малоглубинных условий гранулитовой фации (ханкайская фация глубинности по А. А. Маракушеву). Реликты флюида раннего этапа метаморфизма имеют чисто углекислотный состав. Наложенный флюид «ханкайского» этапа характеризуется также углекислотным составом, но в его составе обнаруживается устойчивая примесь газов, понижающих тройную точку CO<sub>2</sub> (азот, метан) [2]. Тектоническую природу этих блоков определить трудно из-за их высокой степени преобразования. Вероятнее всего, они являются фрагментами Сиво-Корейского кратона.

Таким образом, преобразования изученных блоков докембрия в той или иной мере сопровождалось изменениями минерального состава пород и состава породообразующего флюида (см. таблицу). Характер этих изменений определяется рядом факторов, важнейшими из которых являются тип преобразования и интенсивность сопутствующего ему метаморфизма. Так, активизация древних блоков ведет к их деструкции, но оставляет неизменными флюидную специализацию и минеральный состав. Редукция земной коры в пределах блоков приводит к их проработке глубинным восстановленным флюидом существенно метанового состава. Редуцированные блоки земной коры претерпевают и существенные изменения в составе пород. Так, древние парагенезисы тастахской серии нацело замещены минеральными ассоциациями, соответствующими условиям повторного метаморфизма. Ремобилизованные комплексы основания, испытавшие воздействие «гео-

синклинального» флюида, также меняют свою специализацию на существенно метановую, в составе их пород появляются наложенные низкотемпературные ассоциации.

Проведенные исследования показали, что процессы ремобилизации и редукции древних блоков проходят при участии глубинного восстановленного флюида преимущественно метанового состава, который с развитием процесса окисляется до водно-углекислотного. Принимая во внимание то обстоятельство, что Аноийский выступ обнажается в пределах Сихотэ-Алиинской эвгеосинклинали, а Буринский массив расположен на сочленении миеосинклинальных зон Сихотэ-Алиинской и Монголо-Охот-

ской геосинклинально-складчатых областей, можно сделать вывод о том, что такая общая тенденция эволюции состава флюида в геосинклинальном процессе. Эта тенденция может нарушаться в зависимости от интенсивности повторного метаморфизма. Если эта интенсивность невысока, то в породах устанавливается флюидная специализация, соответствующая типу преобразования (т. е. «геосинклинальная»). Если же интенсивность повторного метаморфизма высока (Ханкайский массив), то состав флюида смещается в сторону углекислотного, отражая, таким образом, особенности флюидного режима пород высоких фаций.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бердников П. В. Термобарогеохимия докембрийских метаморфических комплексов Дальнего Востока.— М.: Наука, 1987.
2. Бердников П. В., Карсаков Л. П. Метаморфогенные включения в минералах пород гранулитовой фации Ханкайского массива // Докл. АН СССР.— 1981.— Т. 259, № 5.— С. 1172—1175.
3. Бердников П. В., Карсаков Л. П. Термобарогеохимия метаморфических пород Аноийского выступа (Север-ИТиг ДВО АН СССР Хабаровск

4. Бердников П. В., Томиленко А. А., Карсаков Л. П. Эволюция флюидного режима метаморфизма и ультраметаморфизма на востоке Буринского массива // Докл. АН СССР.— 1986.— Т. 285, № 2.— С. 439—442.
5. Карсаков Л. П., Косыгин Ю. А., Малышев Ю. Ф. Модели глубинного строения и эволюция докембрийских блоков Дальнего Востока // Там же.— 1981.— Т. 256, № 1.— С. 150—152.

Поступила в редакцию  
25 мая 1988 г.

УДК 551.21 : 551.332(571.651)

В. А. Игнатъев

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ АНОЙСКОЙ ГРУППЕ ВУЛКАНОВ

(Западная Чукотка)

Впервые описаны морены и экзарационные формы сартанской стадии оледенения, наложенные на четвертичные вулканы реки Монни (бассейн р. Большой Аной). В деятельности аноийских вулканов выделены периоды активный, покоя и заглубленных фреатиче-

На территории Западной Чукотки четвертичный континентальный вулканизм проявился только в бассейне р. Бол. Аной (правый приток р. Колыма). Располагающиеся здесь Анойская и Алучинская группы вулканов и вулкан Библибина (рис. 1) представляют собой уникальные геологические полигоны для решения частных и общих задач четвертичной истории северо-востока Азии, так как вулканические постройки хорошо сохранились, имеются протяженные (до 50—70 км) мощные лавовые потоки и можно наблюдать взаимоотношения молодых вулканитов с четвертичными отложениями различных генетических типов.

Аноийский вулкан в истоках р. Монни изучен Е. К. Устиевым [4, 5] и при геологической съемке. В 1962 г. А. Т. Хитрунов обнаружил

ских взрывов. Обосновывается вывод о том, что извержения всех четвертичных вулканов Западной Чукотки происходили одновременно в эпоху сартанского оледенения.

второй вулкан, названный нами Малым Анойским вулканом, данные о химическом составе лав которого опубликованы в работах [3, 7]. Предлагаемая статья написана на основе материалов, собранных автором в 1983, 1985 и 1987 гг.

Аноийский вулкан\* расположен на северном склоне г. Вулканная, сложенной раннемеловыми гранодиоритами (рис. 2). Вулканическая постройка сформировалась на выположенном отроге и имеет вид усеченного конуса с диаметром основания до 500 м и около 300 м по верхнему краю. Крутизна склонов 28—32°. Плоскость, срезающая конус, под углом 15°

\* Мы приводим только уточненные данные о морфологии и параметрах вулканов (см. также [6]).



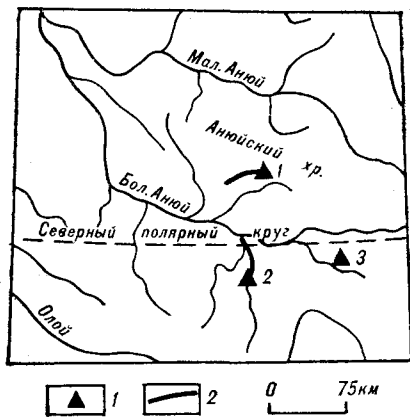


Рис. 1. Обзорная схема четвертичных вулканов Западной Чукотки.

1 — вулканы (1 — Анюйская группа вулканов, 2 — Алучинская группа вулканов, 3 — вулкан Билибина); 2 — лавовые потоки.

наклонена на северо-запад. Абсолютная высота вершины вулкана — 1020 м. С запада постройка спускается в долину руч. Молодежный, высота вулкана в этой части 30—40 м. Восточный склон вулкана обращен в сторону руч. Вулканный, днище долины которого у вулкана имеет абсолютную отметку 860—900 м. 120-метровый склон вулкана здесь сложен гранодиоритами, перекрытыми молодыми вулканитами, и только верхние 40—50 м принадлежат вулканической постройке. Северный склон вулкана постепенно переходит в поверхность лавового потока, спускающегося в долину р. Монни. Глубина кратера около 65 м.

Малый Анюйский вулкан находится в верховьях руч. Новый в 2 км к северо-западу от Анюйского вулкана. Вулканическая постройка разрушена, но контур ее основания (диаметром 40 м) может быть восстановлен по невысокому (1—1,2 м) дугообразному валу, открывающемуся на север. Вал сложен нагромождением глыб кластолавы, которая выполняет и внутреннюю часть основания вулкана. Порода состоит из угловатых и оплавленных обломков серого пористого базальта и шлаковидного цемента того же состава. Лавы пористых базальтов прослеживаются на юг до кара, в северо-западном направлении ( $330^\circ$ ) их «язык» шириной 30—150 м протянулся на 350—370 м.

На участке проявились две стадии оледенения, позднеледникового возраст которых устанавливается достаточно однозначно. Спорово-пыльцевой комплекс из водно-ледниковых отложений, слагающих 10-метровую террасу р. Монни, характеризует растительность верхне-плейстоценовой ледниковой эпохи (В. А. Касаткин, 1960 г.). В свою очередь, терраса перекрыта лавой Анюйского вулкана, деятельность которого, как будет показано ниже, была син-

хронной последней стадии оледенения. Е. К. Устиев [6], характеризуя вулканизм как послеледниковый, подразумевал именно эту стадию и возраст вулкана оценивал в 400—500 лет. Редкие валуны гранодиоритов, встреченные на западном склоне вулкана, он считал делювиальными. В. А. Касаткин и С. Г. Желнин относили валуны к вулканическим выбросам.

Обследование вулканов и прилегающих участков показало, что валуны и глыбы гранодиоритов, нередко вместе с их галькой и гравием, широко распространены на поверхности лавовых потоков, на склонах Анюйского вулкана и долин ручьев Вулканный и Новый. Сочетание этих аллохтонных образований с типичными экзарационными формами рельефа свидетельствует о несомненно ледниковом их происхождении. Объем морены невелик, что объяснимо малой мощностью ледников (по руч. Вулканный до 100 м, по ручьям Молодежный и Новый не более 40—50 м) и близостью каров — истоков ледников (400—1500 м от вулканов). Основная морена, состоящая из глыб, валунов, гальки и щебня гранодиоритов, выполняет днища долин на участках между карами и вулканическими постройками. На поверх-

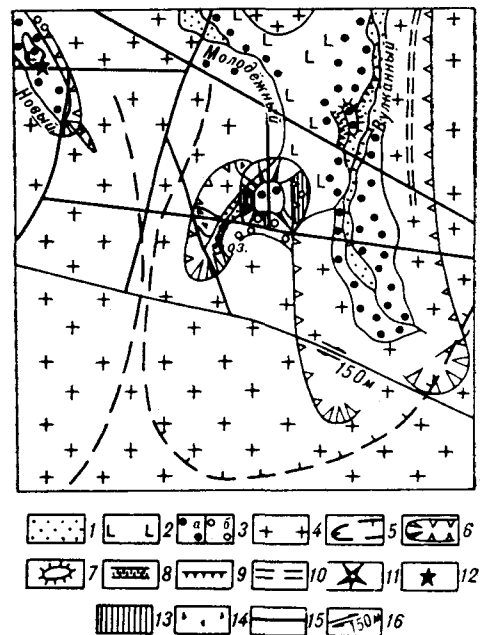


Рис. 2. Геолого-геоморфологическая схема Анюйской группы вулканов.

1 — современный аллювий; 2 — верхнечетвертичные базальты; 3 — верхнечетвертичные (сартанские) ледниковые валуны и глыбы гранодиоритов (а — основная морена, б — боковая морена); 4 — раннеледниковые гранодиориты; 5 — цирки и трогии зырянской стадии; 6 — кары и трогии сартанской стадии; 7 — бараний лоб; 8 — ложбина ледникового выплывания; 9 — ригели; 10 — вал боковой морены; 11 — Анюйский вулкан; 12 — Малый Анюйский вулкан; 13 — разрушенные ледниками склоны вулкана; 14 — взрывные отложения; 15 — разрывные нарушения; 16 — амплитуда горизонтального смещения.

ности лавовых потоков основная морена включает рассеянные валуны гранодиоритов, а также глыбы и щебень самих базальтов, скопления которых обычно наблюдаются на теневых по отношению к двигавшимся с юга ледникам участках потоков. За пределами таких участков, особенно на вздутиях потоков, у бровок уступов поверхности потоков нередко очищены ледниками от обычных для лав нагромождений брекчий течения, канатных и волнистых лав и имеют вид брусчатой мостовой. Наиболее четко это выражено у Анюйского вулкана. На участке, где восточный край его лавы спускается в долину руч. Вулканный, поток ограничен уступом-ригелем высотой 6—8 м с рассеянными глыбами (до 2,5 м в поперечнике), валунами и щебнем гранодиоритов. К основной морене относятся мелкие валуны и галька гранодиоритов на северном склоне кратера вулкана. Боковая морена сохранилась на склонах долин ручьев Вулканный и Новый (невысокие валы, сложенные валунами, галькой и щебнем гранодиоритов и мелкоземом) и на восточном и южном склонах Анюйского вулкана (преимущественно валуны и глыбы гранодиоритов).

Экзарационные формы рельефа в окрестностях вулканов представлены цирками, карами и трогами, встречены также ригели и бараний лоб. Формы, созданные ледниками ранней зырянской стадии, переработаны молодыми ледниками и комплексной денудацией. В сартанскую стадию кары в истоках руч. Вулканный были унаследованы от ранней стадии. Кары по ручьям Молодежный и Новый сформировались в днищах древних трогов, причем последний располагался на наиболее низком высотном уровне. Днище кара по руч. Молодежный представляет собой котловину шириной 100—130 м, частью занятую озером. Выход из котловины преграждает вал основной морены, прикрывающей ригель из гранодиоритов. Кар открывается в короткий висячий трог, который через 400 м замыкается вулканом. Склоны трога до коренных пород выпаханы ледником, в их основании отмечаются отвесные уступы высотой до 2,5 м. Склоны трога к северу понижаются, левый склон круто поворачивает к востоку. Обращенная к трогу западная часть вулкана сильно разрушена, пласты вулканитов мощностью до 7 м содраны с тела вулкана от его подножия до бровки в полосе шириной 140—150 м. Характер разрушения свидетельствует о том, что его причиной был напор ледника с запада. Продукты дробления пластов отложены ледником, перевалившим в кратер, на его западном склоне, что придало последнему выпуклый профиль. Склоном трога является и восточный склон вулкана, с которого ледник удалил верхний слой вулканитов мощностью до 1,5 м. Впоследствии этот склон был зале-

чен пеплом, прикрывшим и боковую морену. Троговый характер долины руч. Новый выражен менее четко, так как участок приурочен к зоне перехода от горного массива к придолинным ступеням.

Бараний лоб на левобережье руч. Вулканный сложен молодыми базальтами. Его ширина — до 30 м, длина 50—60 м, высота — 7—9 м. Южная (лобовая) часть имеет наклон 10—15°, северная — до 20°. Вблизи бровок наиболее сглаженных ледником южного и западного склонов рассеяны валуны гранодиоритов. С запада бараний лоб отделен от лавового потока ложбиной ледникового выпахивания шириной 100 м. Ее склоны и особенно днище сглажены и подобны мостовой.

Ледник, двигавшийся по трогу руч. Новый, разрушил невысокую постройку Малого Анюйского вулкана.

Схема развития вулканизма и оледенения в верховьях р. Монни представляется в следующем виде. В позднем плейстоцене оледенение в пределах г. Вулканная имело пульсирующий характер, достигнув максимума в зырянскую стадию. Сартанской стадии предшествовали тектонические подвижки и подъем горного массива. Синхронно с начальной фазой этого оледенения произошли мощные излияния лавы, сменившиеся эффузивно-эксплозивным вулканизмом. Деятельность Малого Анюйского вулкана ограничилась кратковременным лавовым извержением. Ледники ручьев Молодежный и Новый, чьи кары находились на малых высотах, существовали сравнительно недолго, но их фронтальный напор привел к частичному разрушению обоих вулканов. Ледник руч. Вулканный затронул вулкан своим краем, слабо выпахав его склон, и на протяжении до 1,5 км от вулкана экзарировал лавовый поток. К началу движения ледников активный период вулканизма завершился, но в жерлах, видимо, сохранились столбы жидкой магмы. После подвижек вдоль меридиональных разломов, затронувших Анюйский вулкан и его поток, талые воды ледника, оставшегося в кратере, проникли к столбу магмы и вызвали заглубленные фреатические взрывы, дополнившие разрушение западной части вулкана. Смесь дробленого материала и жидкой лавы была отнесена к юго-западу на 200—300 м и к северо-западу, где преградила русло ручья. Деятельность вулкана завершилась выбросом шлаковидного пепла, покрывающего его южный и восточный склоны. Мощным взрывом окончательно был разрушен Малый Анюйский вулкан, брекчия переброшена на 500 м в направлении ЮВ 120°.

Лава Анюйского вулкана заполнила долину р. Монни от ее истоков (по Е. К. Устиеву [6], в долине были и трещинные излияния).

Образовались подпрудные озера, которые регулировали сток реки и ее притоков, и ныне водоток осуществляется под лавовым потоком, не врезааясь в него. Но в эпоху раннеголоценового потепления сток мог происходить и по поверхности потока, где сейчас на речных наносах растут единичные деревья. В целом же поверхность лав выглядит безжизненной. Резко отличается своим обликом Алучинский лавовый поток, который вскрыт реками Алучин и Бургахчан на глубину до 30 м, а на его поверхности развиты густое разнотравье, леса и болота. Эти особенности рассматриваются как признаки более древнего возраста алучинских вулканов по сравнению с вулканом Анойский [1, 2]. Однако такой вывод не учитывает ряда важных моментов. Реки Алучин и Бургахчан до встречи с лавовым потоком имеют длину до 60—70 км и большие водосборные бассейны, поэтому их способность к эрозии несопоставима с таковой р. Монни и ее притоков. Наибо-

лее глубокие части лавовых потоков реки Алучин и Бургахчан вскрыли в зоне сочленения потока с сильнодислоцированными породами юры и рыхлыми породами мела, эродирова породо мезозоя. В 1962 г. В. В. Гулевич и автор установили, что алучинский поток перекрыт аллювием, на котором развиты залесенность и заболоченность. Кроме того, алучинские вулканы расположены в лесной зоне, а анойские — севернее, в зоне горной тундры. Именно эти физико-географические различия участков проявления четвертичного вулканизма и обусловили наблюдаемые различия в морфологии, облике вулканов и потоков. Сходство послевулканической истории и близость петрографического и химического состава четвертичных вулканитов [1, 2, 6] свидетельствуют о том, что последний вулканизм на Западной Чукотке развивался практически синхронно в сартанской ледниковой стадии.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Городинский М. Е., Довгаль Ю. М., Стерлигова В. Е.* Алучинская группа позднечетвертичных вулканов Западной Чукотки // Изв. АН СССР. Сер. геол.—1967.— № 12.— С. 72—83.
2. *Городинский М. Е., Довгаль Ю. М., Стерлигова В. Е.* Четвертичный вулканизм бассейна р. Большой Аной // Магматизм северо-востока Азии. Ч. 2.— Магадан: Кн. изд-во, 1975.— С. 297—304.
3. *Довгаль Ю. М., Часовитин М. Д.* Вулкан Билибина — новый четвертичный вулкан в Северо-Восточном Приколымье // Геология и геофизика.— 1965.— № 6.— С. 36—46.
4. *Устиев Е. К.* Молодой вулканизм в бассейне Большого Аноя // Колыма.— 1953.— № 12.— С. 40—44.
5. *Устиев Е. К.* Современный вулканизм в глубине Азиатского материка // Природа.— 1955.— № 11.— С. 62—70.
6. *Устиев Е. К.* Анойский вулкан.— М.: ГОНТИ, 1961.
7. *Часовитин М. Д.* Новые данные о внутриконтинентальных четвертичных вулканах Северо-Восточной Азии // Докл. АН СССР.— 1963.— Т. 152, № 3.— С. 703—705.

ИГО Севостгеология  
Билибино Магаданской обл.

Поступила в редакцию  
28 июля 1986 г.

УДК 550.42.546.26

*В. И. Киселев, С. В. Коваленко, М. А. Михайлов*

## ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ МРАМОРОВ СЕРГЕЕВСКОГО ВЫСТУПА

(Южное Приморье)

Изучен изотопный и химический состав мраморов Сергеевского выступа и сопредельных массивов карбонатных пород. Результаты химического анализа свидетельствуют об интенсивном биметасоматозе (аналогичном скарнообразованию), который протекал между карбонатными линзами и вмещающими силикатными породами при наложении на них метаморфизма амфиболитовой фации. Мраморы Сергеевского выступа харак-

теризуются относительно легким изотопным составом углерода и кислорода со средними значениями  $-2,5 \pm 2,5 \text{‰}$  и  $+16,0 \pm 0,55 \text{‰}$  соответственно. Полученные данные позволяют сделать вывод о первично-морском генезисе карбонатных пород Сергеевского выступа и о значительном изменении, которое они претерпели в результате метаморфизма.

Одной из наиболее сложных геологических структур Южного Приморья является крупный блок метаморфических пород, отнесенных Л. Ф. Назаренко и А. В. Бажановым [5] к особой структурно-фациальной зоне — Сергеевскому выступу. Геологическое строение зоны ха-

рактеризуется наличием древних метаморфизованных пород габброидного состава, которые «прорваны» и мигматизированы гранитоидами позднепротерозойского и раннепалеозойского комплексов (рис. 1). Среди магматических образований обнаружены блоки более древних

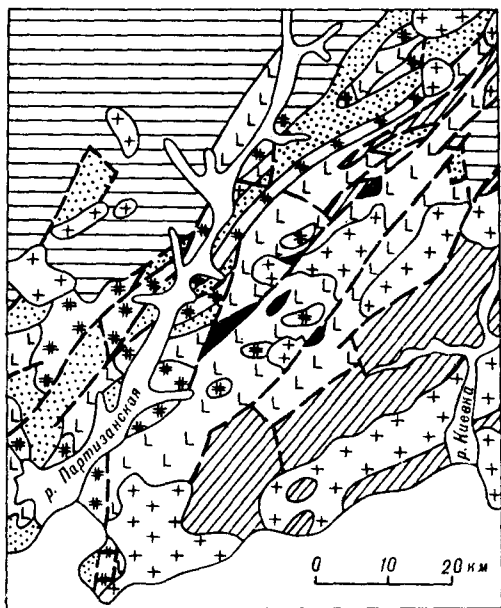


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Сергеевского выступа (составлена по материалам ИГО Приморгеология).

1—4 — стратифицированные отложения: мезо-кайнозойского (1), перасеченные палеозойского и мезозойского (2), пермского (3) и протерозойского (4) возраста; 5—7 — интрузивные образования: габбро-амфиболиты протерозойского (5), гравитогнейсы позднепротерозойского и раннепалеозойского (6) и граниты мезозойского (7) возраста; 8 — разрывные нарушения.

метаморфических пород, которые можно отнести к образованиям «рамы». Эти метаморфические породы вместе с наиболее молодыми (раннепалеозойскими) гранитоидами справедливо считаются образованиями фундамента Сихотэ-Алпской геосинклинали [4]. На нем с разрывом залегают палеозойско-мезозойские отложения, представленные в основном толщами верхней перми.

Карбонатные породы в зоне Сергеевского выступа известны на двух стратиграфических уровнях. Один уровень — это хорошо изученные известняки верхней перми, которые слагают рифовые массивы в терригенных морских отложениях чандалазской свиты и имеют датированный по микрофауне возраст кептенского (казанского) яруса [6]. Карбонатные породы второго уровня обнаружены среди метаморфических образований предположительно протерозойского возраста. Эти карбонатные породы ассоциируют с амфиболитами и амфиболовыми сланцами и представляют собой диопсид-тремолитовые и тремолитовые мраморы. Мраморы образуют линзовидные прослои мощностью до 2—3 м, которые прослеживаются в обнажениях параллельно расланцеванию на 30—40 м во вмещающих их амфи-

болитах и, подобно им, обладают отчетливо выраженной сланцеватой текстурой. Диопсидсодержащие породы обычно располагаются в краевых частях линз, ближе к контактам с вмещающими силикатными образованиями. На отдельных участках диопсид- и тремолитсодержащие мраморы переходят в мономинеральные тремолитовые породы. В них вместе с тремолитом иногда отмечаются незначительные количества талька, присутствуют единичные зерна клиноцизита и сфена. Кроме того, эти породы постоянно содержат лейсты бесцветного магnezального хлорита, появление которого вызвано процессами диафореза, наиболее сильно проявленного в зонах катаклаза и расланцевания.

В то время как морское органическое происхождение верхнепермских известняков не вызывает сомнения, генезис мраморов в протерозойских (?) отложениях не совсем ясен. Высокая степень метаморфизма, мигматизация и динамометаморфизм регрессивных стадий, широко проявленные в зоне Сергеевского выступа, наложили глубокий отпечаток на состав и строение карбонатных пород. Интенсивные вторичные преобразования с наличием кальциевых метасоматитов заставляют сомневаться в осадочном происхождении карбонатов, ассоциирующих с амфиболитами. Для выяснения условий их образования были изучены химический состав карбонатов и изотопия углерода и кислорода. Для сравнения рассмотрены результаты изотопно-химического анализа известняков из морских отложений верхней перми этой структурно-фацальной зоны (близлежащие карбонатные массивы: г. Сестра, г. Племянник, массив Екатериновки и г. Сенькина Шапка).

По химическому составу мраморы Сергеевского выступа довольно резко отличаются от верхнепермских известняков (табл. 1). Наиболее ярко эти отличия выражены по содержанию  $\text{SiO}_2$ . В диопсид- и тремолитсодержащих мраморах количество кремнезема варьирует от 8,41 до 45,04 % для почти мономинеральных диопсидовых пород, тогда как в известняках эти величины не превышают 5—6 %. Титан, алюминий, железо и магний в мраморах Сергеевского выступа по сравнению с породами карбонатных массивов верхней перми присутствуют также в значительно больших количествах. Соответственно  $\text{CaO}$  в них заметно меньше, чем в верхнепермских известняках. В то же время содержание натрия и калия в тех и других карбонатных породах приблизительно одинаковое. Все эти данные свидетельствуют об интенсивном биметасоматозе (аналогичном скаринообразованию), который протекает между карбонатными линзами и вмещающими силикатными породами (вероятно, вулканитами ос-

## Химический состав мраморов Сергеевского выступа и известняков бассейна нижнего течения р. Партизанская, %

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	ППП	H <sub>2</sub> O	Сумма
<i>Сергеевский выступ</i>												
1. 4599/3	8,91	0,14	2,03	9,99	0,03	0,60	47,63	0,68	0,06	38,56	Не опр.	99,62
2. 4728/2	8,41	0,08	1,71	1,10	0,07	4,92	43,54	0,05	0,02	39,63	»	99,53
3. 4728/1	18,53	0,07	1,27	1,10	0,04	9,40	38,39	0,07	0,02	30,68	»	99,55
4. 4727/2	34,11	0,10	1,90	1,16	0,02	6,38	26,43	0,06	0,01	19,43	»	99,59
5. 4727/1	45,04	0,24	3,22	2,73	0,09	5,85	22,61	0,20	0,07	9,31	»	96,56
<i>г. Сенькина Шапка</i>												
6. 6	0,36	0,02	0,19	0,14	Не опр.	0,50	54,29	0,06	0,07	43,52	»	99,82
7. 7	11,54	0,02	0,06	0,35	»	0,80	46,53	0,04	0,02	37,71	»	99,56
8. 8	5,96	0,01	0,24	0,18	»	0,80	51,75	0,05	0,03	40,17	»	99,65
9. 9	7,69	0,02	0,30	0,28	»	0,70	49,93	0,03	0,01	42,20	»	99,53
10. 10	4,00	0,01	0,33	0,10	»	0,80	52,11	0,04	0,02	41,80	»	99,75
11. 11	1,20	0,02	0,09	0,24	»	0,55	53,96	0,05	0,04	42,92	»	99,67
12. 12	4,14	0,02	0,14	0,14	»	0,00	51,47	0,06	0,06	42,02	»	99,78
13. 13	22,14	0,02	0,38	0,27	»	0,00	52,49	0,05	0,04	41,23	»	99,67
14. 14	22,80	0,06	0,77	0,48	»	0,70	40,04	0,04	0,02	32,57	»	99,87
15. 16	6,20	0,02	4,23	1,40	»	0,45	51,39	0,05	0,02	42,10	»	99,67
16. 17	6,74	0,01	0,30	0,17	»	0,80	50,20	0,05	0,01	48,27	»	99,56
<i>Массив Екатериновки</i>												
17. Ек-2	2,60	0,02	0,45	0,42	0,02	0,86	52,87	0,01	0,05	42,00	»	99,56
18. Ек-4	0,40	0,02	0,09	0,12	0,01	0,52	55,33	0,02	0,02	43,00	»	99,56
19. Ек-6	0,90	0,01	0,13	0,17	0,02	0,20	55,58	0,02	0,01	42,80	»	99,84
<i>г. Брат</i>												
20. 1	6,20	0,04	1,10	0,28	0,02	1,20	49,23	0,06	0,04	40,90	»	99,57
21. 2	1,00	0,03	0,33	0,12	»	0,60	54,29	0,05	0,02	43,17	»	99,85
22. 3	1,12	0,02	0,33	0,21	»	0,80	53,72	0,01	0,01	43,34	»	99,78
23. 4	0,44	0,02	0,14	0,13	»	0,50	54,55	0,05	0,02	43,38	»	99,37
24. 5	0,56	0,01	0,14	0,13	»	0,50	54,11	0,01	0,01	43,54	»	99,39
<i>г. Племянник</i>												
25. Пл-2	0,42	0,01	0,08	0,34	0,02	0,34	55,37	0,01	0,02	42,00	1,00	99,68
26. Пл-3	1,33	0,02	0,16	0,10	0,02	0,27	54,68	0,03	0,03	43,00	Не опр.	99,46
27. Пл-4	1,00	0,04	0,22	0,17	0,01	0,40	55,52	0,01	0,01	42,10	»	99,86
28. Пл-5	2,44	0,01	0,17	0,09	0,01	0,52	54,40	0,02	0,04	42,00	1,00	99,76
<i>г. Сестра</i>												
29. Ср-3	0,70	0,05	0,30	0,10	0,04	0,30	55,60	0,02	0,02	41,60	1,00	99,47
30. Ср-8	0,56	0,01	0,40	0,24	0,02	0,52	55,35	0,05	0,09	42,40	Не опр.	99,86

Примечание. 1, 2 — мраморы с единичными зернами диоксида тремолита и кварца (1) и тремолита и талька (2); 3 — тремолитсодержащий мрамор; 4 — тремолит-карбонатная порода; 5 — карбонат-диоксидовая порода; 6—30 — известняки. Аналитики: Г. И. Макарова, Л. А. Авдеевнина.

новного состава) при наложении на них процессов метаморфизма амфиболитовой фации.

Измерение изотопного состава углерода и кислорода образцов карбонатов выполнено на модернизированном масс-спектрометре МИ-1201В с одновременной регистрацией отношений изотопов углерода и кислорода [2]. Углекислый газ для масс-спектрометрических определений был получен, согласно методике [9], реакцией вещества пробы со 100 %-й ортофосфорной кислотой в вакууме при температуре 50° С [1]. Воспроизводимость результатов измерения величин  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  не хуже  $\pm 0,2\%$ . Все значения изотопного состава кислорода приведены к стандарту SMOW, а величины  $\delta^{13}\text{C}$  — к стандарту РДВ.

Результаты определения изотопного состава углерода и кислорода мраморов Сергеевского выступа и известняков карбонатных массивов приведены в табл. 2 и на рис. 2. Как следует из рис. 2, полученные изотопные данные распадаются на два изолированных поля значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$ . Поле I объединяет значения изотопного состава мраморов Сергеевского выступа. В поле II располагаются значения изотопных составов известняков из района нижнего течения р. Партизанская. Мраморы по отношению к известнякам характеризуются более легким изотопным составом углерода и кислорода со средними значениями соответственно  $-2,5 \pm 2,5\%$  и  $16,0 \pm 0,55\%$ . В известняках обнаружены изменения изотопного состава кис-

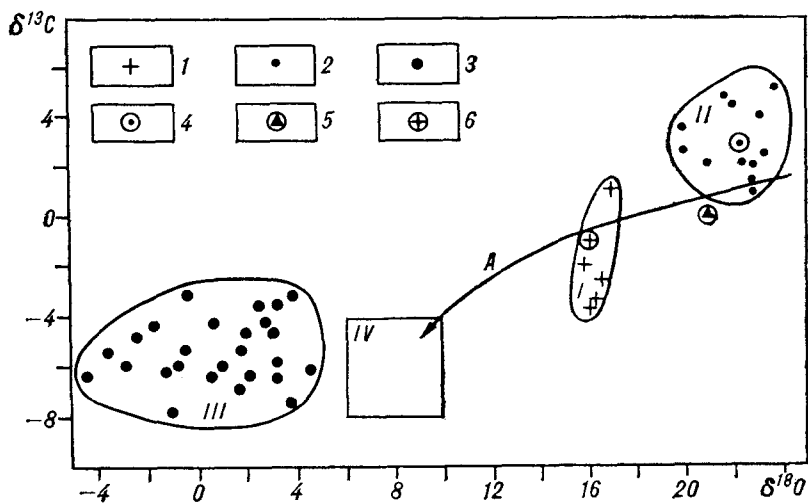


Рис. 2. Значения изотопного состава кислорода и углерода карбонатных пород: 1 — мраморы Сергеевского выступа; 2 — известняки верхней перми; 3 — гидротермальные кальциты [3]; 4—6 — значения среднего изотопного состава кислорода и углерода разновозрастных известняков (4 — верхняя пермь, 5 — кембрий, 6 — докембрий). I — IV и А — см. в тексте.

лорода от 19,9 до +23,6 ‰ и углерода — от +1,0 до +5,2 ‰.

С целью сравнительного анализа представлены значения изотопного состава кислорода и углерода кальцитов из скарновых образований и рудных тел некоторых гидротермальных месторождений Дальнего Востока (поле III на рис. 2) [3] и карбонатов из карбонатитовых комплексов различных регионов мира [8] — поле IV. Сравнительный анализ изотопных данных генетически различных групп карбонатов, изображенных на рис. 2, позволяет с уверенностью говорить о первично-морском генезисе карбонатных образований Сергеевского выступа.

Согласно полученным данным, верхнепермские карбонатные породы исследуемого района имеют изотопный состав углерода и кислорода, соответствующий значениям  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  разновозрастных карбонатных толщ других регионов мира [10]. А карбонатные образования Сергеевского выступа по изотопному составу углерода и кислорода близки к докембрийским карбонатным породам Дальнего Востока, средние значения которых равны соответственно  $-1,0$  ‰ и  $+15,9$  ‰ (см. рис. 2). В то же время кембрийские известняки дальневосточного региона имеют более тяжелый изотопный состав углерода и кислорода, изменяющийся в пределах от  $-1,5$  до  $+1,5$  ‰ и от  $+16,1$  до  $+25,0$  ‰ соответственно. Однако хорошая согласованность значений изотопного состава углерода и кислорода мраморов Сергеевского выступа с величинами  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  докембрийских карбонатных отложений Дальнего Востока не может служить возрастным критерием. Как отмечалось выше, карбонаты Сергеевского выступа претерпели значительные изменения вследствие метаморфизма и мигматизации. Карбонатные породы при таких процессах обедняются тяжелыми изотопами углерода и особенно кис-

лорода. Причем обеднение изотопного состава тем значительнее, чем выше степень метаморфизма. Стрелкой А на рис. 2 показана тенденция такого изменения величин [7].

Итак, выполненное изотопно-геохимическое исследование карбонатных пород Сергеевского выступа позволяет сделать вывод о их первично-морском генезисе и о значительных изменениях, которые они претерпели в результате процессов метаморфизма.

Таблица 2

Изотопный состав кислорода и углерода карбонатных пород бассейна р. Партизанская

Номер образца	Характеристика пород	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰
<i>Мраморы Сергеевского выступа</i>			
1. 4599/3	Мрамор	+16,9	+1,3
2. 4728/2	»	+16,5	-2,6
3. 4728/1	Мрамор тремолитсодержащий	+15,8	-1,9
4. 4727/2	Тремолит-карбонатная порода	+16,3	-3,3
5. 4727/1	Карбонат-диопсидовая порода	+16,1	-3,6
<i>Известняки южной части бассейна р. Партизанская г. Сестра</i>			
6. Ср-3	Известняк тонкозернистый	+21,0	+2,2
7. Ср-8	То же	+19,9	+2,7
<i>г. Племянник</i>			
8. Пл-2	Известняк тонкозернистый	+22,4	+2,2
9. Пл-4	» среднетонкозернистый	+21,6	+4,8
10. Пл-5	То же	+22,0	+4,5
11. Пл-6	»	+19,9	+3,6
<i>Массив Екатериновки</i>			
12. Ек-2	Известняк тонкозернистый	+23,0	+4,0
13. Ек-3	То же	+23,6	+5,2
14. Ек-5	Известняк среднетонкозернистый	+23,2	+2,5
15. Ек-6	То же	+22,8	+1,5
<i>г. Сенькина Шапка</i>			
16. Сш-1	Известняк среднезернистый	+22,7	+1,0
17. Сш-2	» тонкозернистый	+21,7	+2,1

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Игнатьев А. В., Горбаренко С. А., Киселев В. И.* К методике исследования температур роста морских организмов изотопно-кислородным методом // Палеобioхимия морских беспозвоночных.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— С. 118—123.
2. *Игнатьев А. В., Стрижов В. П., Барвинский А. Д.* Методика одновременного измерения величин  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  на изотопном масс-спектрометре // Завод. лаборатория.— 1982.— № 1.— С. 33—39.
3. *Киселев В. П., Игнатьев А. В.* Закономерности изменения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  в карбонатах некоторых гидротермальных месторождений Дальнего Востока // XI Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии/ГЕОХИ.— М., 1986.— С. 188—189.
4. *Мельников Н. Г., Изосов Л. А.* Структурно-формационное районирование Приморья (докайнозойские структуры) // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 1.— С. 53—61.
5. *Назаренко Л. Ф., Бажанов В. А.* Геология Приморского края.— Ч. I: Стратиграфия.— Владивосток, 1987.
6. *Никитина А. П.* Биостратиграфия верхнего палеозоя Приморья по фузулинидам // Вопросы биостратиграфии Советского Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1974.— С. 5—18.
7. *Deines P., Gold D. P.* The change in C and O isotopic composition during contact metamorphism of the Trenton Limestone by the Mount Royal pluton // Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1969.— V. 33, N 3.— P. 421—424.
8. *Deines P., Gold D. P.* The isotopic composition of carbonate and kimberlite carbonates and their bearing on the isotopic composition of deep-seated carbon // Ibid.— 1973.— V. 37, N 7.— P. 1709—1733.
9. *McCrea J. M.* On the isotopic chemistry of carbonates and paleotemperature scale // J. Chemistry Physics.— 1950.— V. 18.— P. 849—857.
10. *Veizer J., Hoefs J.* The nature of  $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$  and  $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$  secular trends in sedimentary carbonate rocks // Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1976.— V. 40, N 11.— P. 1387—1395.

ДВГГ ДВО АН СССР  
Владивосток

Поступила в редакцию  
9 декабря 1988 г.

## ХРОНИКА

Ч. Б. Борукаев

## МЕЖДУНАРОДНЫЙ ФОРУМ ГЕОЛОГОВ

2—11 сентября 1989 г. в г. Хабаровске проходил международный симпозиум «Тектоника, минеральные и энергетические ресурсы северо-западной части Тихого океана». Симпозиум был организован Академией наук СССР, ее Дальневосточным отделением, Министерством геологии СССР, Циркум-Тихоокеанским советом по энергетическим и минеральным ресурсам и Геологической службой США. Работа проходила под председательством академика АН СССР Ю. А. Косыгина и проф. М. Халбути (США).

В симпозиуме приняло участие 235 специалистов в разных областях геологических знаний. В их числе 76 гостей из-за рубежа. Среди последних геологи и геофизики из КНР, КНДР, СРВ, Лаоса, США, Японии, Южной Кореи, Франции, Австралии.

Во вступительной речи на открытии симпозиума председатель исполкома Хабаровского краевого Совета народных депутатов Н. Н. Данилюк, приветствуя участников, отметил большую важность столь представительного форума для Дальнего Востока и перспектив его развития и пожелал симпозиуму успеха. Представители стран-участниц охарактеризовали состояние геолого-геофизических исследований в их странах к началу симпозиума.

В программу было поставлено четыре вопроса, обсуждению каждого из которых отводился один день:

1. Геология и тектоническая эволюция региона.
2. Геология дна океанов и морей.
3. Минеральные ресурсы.
4. Энергетические ресурсы.

В целях равномерного представительства стран-участниц была заранее согласована система заказных докладов, которых было оглашено 46. Однако не меньший интерес вызвали материалы, представленные стендовым способом, которых было рассмотрено 140. Кроме того участники прослушали 14 информационных

сообщений о международных проектах, планах двустороннего и многостороннего сотрудничества и т. п.

Доклад Ю. М. Пущаровского, С. Д. Соколова и соавторов был посвящен проблемам тектоники и геодинамики северо-западного обрамления Тихого океана. Структуру мезозойд Северо-Востока СССР они определили как коллизионный коллаж, считая, что в его составе присутствуют некоторые чужеродные террейны. Курило-Камчатской складчатой области, по мнению авторов, свойственны структуры собственно аккреционного типа, сформированные за счет последовательного причленения к континентальной окраине фрагментов перипокеанского и океанского генезиса. Основной элемент структуры — бескорневые покровные системы. Выделены пять основных эпох аккреции, отвечающие эпохам тектогенеза на континентах и структурным перестройкам в океанах.

В докладе Т. Сато «Геотектоника Восточной Азии» показано, что структура этой части континента обусловлена взаимодействием плит и палеоплит, периодически повторяющимся во времени. Ансамбли структур возникают на конвергентных границах плит. Подробно рассмотрены взаимоотношения континентальных ядер и островных дуг. Подчеркнута большая роль кайнозойской тектоники растяжения. Ли Тиндун охарактеризовал геолого-геофизическую изученность КНР и новые достижения в этой области. Жень Цишунь рассмотрел проблемы тектоники Восточного Китая и образования Азиатского континента. Он показал, что формирование структуры определялось своеобразием положения Восточного Китая на сочленении системы Тетис и Тихоокеанского пояса. Ок Джун Ким дал характеристику структуры Южной Кореи на примере зоны Окчон, разделяющей два докембрийских массива.

Б. А. Натальин охарактеризовал мезозойскую тектонику юга Дальнего Востока, подчеркнув принципиальное значение Монголо-Охотской и



вновь выделенной Амурской сутуры. Последняя сложена нижнемеловым-сеноманским турбидитовым амурским комплексом, представляющим собой передовую часть аккреционного клина. Предложена новая геодинамическая схема, в которой ведущая роль придается сипи и постколлизийным сдвиговым движениям.

Дж. Плафкер рассмотрел фанерозойскую тектоническую эволюцию Аляски. Тектоностратиграфические единицы объединяются им в сложные (составные) террейны на основании общности фанерозойской истории. Детально рассмотрены взаимоотношения террейнов и в особенности их изменения в позднем мелу-палеогене. М. М. Чуркин провел тектоностратиграфическую корреляцию докембрийских и палеозойских толщ Берингова пролива и Чукотского моря. Любопытно, что он вводит в англоязычную геологическую литературу транслитерацию термина перестройка. В докладе С. А. Федотова с соавторами были представлены новые данные о Ключевском вулкане. Особое внимание обращено на особенности, обусловленные положением вулкана на пересечении двух островных дуг. С. М. Тильман и соавторы дали интерпретацию структуры Северо-Востока СССР с позиций тектоники литосферных плит, выделили серию террейнов и охарактеризовали по-новому металлогению области.

Дж. Рингис от имени Комитета по координации совместных изысканий минеральных ресурсов в прибрежных областях (ССОР) сообщил о работах по поискам скоплений обломочных тяжелых минералов на Восточно-Азиатском шельфе и их разведке геофизическими методами. В докладе Н. А. Богданова рассматривались особенности тектонического строения северного обрамления Тихого океана. В западной части Берингоморского региона докладчик выделяет три крупных террейна (Камчатский, Говенский и Олюторский), причлененные к Евразии в конце маастрихта — дании. Спреддинг в Командорской котловине начался лишь в олигоцене. Автор пришел к выводу о кратковременном развитии аккреционных призм.

В докладе А. Купера и Д. Шолла характеризовалась структура Берингова моря и Алеутского хребта. Авторы привели новые данные, полученные на основании геофизических материалов и подводных съемок боковым сканирующим сонаром. Последние были очень рельефно представлены на синоптической фотосхеме П. Карлсоном. Р. Коски и Дж. Хейн дали обзор глубоководных месторождений северной части Тихого океана — полиметаллов, железомарганцевых конкреций, фосфоритов.

К. Ф. Сергеев и Г. С. Гнибиденко осветили проблемы геодинамики зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Особое вни-

манье они обратили на седиментационные бассейны окраинных морей, затронув вопросы их нефтегазоносности. В докладе Лю Гуандина были продемонстрированы большие успехи китайских геологов и геофизиков в изучении окраинных морей. Ю. Окамура посвятил доклад анализу процессов субдукции и коллизии подводной горы и подводного хребта в трог Нанкай. Показана неравномерность роста аккреционной призмы.

Доклад Л. П. Зоненшайна и соавторов был посвящен тектонической эволюции северо-запада Тихого океана за последние 150 млн лет и связи с ней формирования земной коры Северо-Востока СССР. Анализ проведен с позиций тектоники литосферных плит. С большим интересом участники просмотрели мультипликационный фильм, отчетливо демонстрирующий представления авторов. Л. Е. Левин, И. С. Грамберг и соавторы представили карту нефтегазоносности и рудоносности осадочного чехла Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса в м-бе 1 : 10 000 000. Карта сопровождается большим количеством разрезов. Все типы нефтегазоносных бассейнов авторы связывают с рифтогенными прогибами. Различия в рудоности осадочного чехла, по их мнению, контролируются Главным Тихоокеанским разломом.

П. Лонсдейл проанализировал движение плит в северной части Тихого океана. Б. И. Васильев представил новую геологическую карту северной части Тихого океана. Океанскую впадину он подразделяет на две части — восточную и западную, различающиеся особенностями строения, типом земной коры и т. п. Западная часть, по его мнению, имеет докембрийско-палеозойский складчатый фундамент, а восточная возникла в мезозое в результате раскола литосферы при расширении Земли.

В. Е. Хаин дал анализ происхождения, возраста и эволюции Тихоокеанского сегмента Земли. Эти вопросы он считает основной проблемой исторической геологии. По мнению докладчика, сегмент возник еще в протерозое или архее.

В докладе Е. А. Радкевич рассматривалась роль планетарных разломов в эволюции Тихоокеанского рудного пояса. Разломы четырех главных направлений еще в протерозое образовали гигантский шестиугольник, ооконтуривающий Тихоокеанский кратон. Устойчивость планетарной системы и унаследованность профиля минерализации, по мнению докладчика, говорят против представлений о значительных перемещениях плит.

Со Чил-Сун связывает большинство месторождений металлов Южной Кореи с гранитообразованием в юре и мелу. Приводилась детальная характеристика месторождений золота и серебра. Чень Ючуань провел металлогени-

ческое районирование Юго-Восточного Китая. Выделено пять металлогенических серий. По мнению докладчика, образование металлогенических провинций с различными сериями обусловлено перипацифическими движениями, наложенными на разнородные тектонические единицы. Е. Цинтон подразделил металлогеническую провинцию Северо-Восточного Китая на четыре металлогенических пояса. На базе районирования дана характеристика размещения благородных и др. металлов.

В докладе И. Я. Некрасова рассмотрены генетические типы редкоземельных месторождений северо-западной Пацифики. Показаны связи редких земель с карбонатами, гранитными пегматитами, метасоматитами и черносланцевыми толщами. Особое внимание уделено последнему, новому генетическому типу. Доклад А. А. Сидорова был посвящен месторождениям вкрапленных сульфидных руд северо-западной Пацифики. Охарактеризованы особенности вещественного состава и структуры руд и месторождений. Высказаны предположения об их генезисе. В докладах Пэк Рен Джуна и Ким Чанг Вона приводились новые данные по геологии и металлогении территории КНДР.

Т. Бунтцен связывает золотую и полиметаллическую минерализацию Западной Аляски со среднемиловыми известково-щелочными гранитными плутонами, комагматичным им вулканоплутоническим комплексом и комплексом даек и силлов щелочных гранит-порфиров. Приводились прогнозные запасы золота, серебра и ртути, характеризовалась вертикальная зональность месторождений. У. Нокльберг и соавторы рассмотрели генезис стратиформных осадочно-эксгальационных полиметаллических месторождений хребта Брукс Аляски. По их мнению, руды образованы в подводных условиях зачаточной окраинно-континентальной дуги или ранней стадии рифтового эпиконтинентального бассейна.

К. Стенли подчеркнул большое влияние тектонических событий на формирование углеводородов в бассейнах Восточного Китая и Советского Дальнего Востока. Особо подчеркнута роль юрско-раннемелового этапа. Дж. Вейтл сообщил об исследованиях, проведенных на окраине бассейна Наварин. Н. Шнейдерман наметил перспективы исследования нефтегазоносности окраин Тихого океана. Цзинь Цинхуань охарактеризовал рифтовые системы преимущественно Юго-Восточного Китая в связи с перспективами их нефтегазоносности.

Ю. А. Косыгин и соавторы оценили перспективы нефтегазоносности советского сектора Северо-Западной Пацифики. Выделены Япономорская, Охотоморская и Берингоморская нефтегазоносные провинции, а в их пределах осадочные бассейны. Наиболее перспективны-

ми представляются Сахалино-Охотский и Охотско-Западнокамчатский бассейны Охотоморской провинции. В их пределах перспективы связываются со структурами явно выраженной рифтогенной природы. Ю. К. Бурлин и Н. А. Крылов наиболее перспективными считают формации осадочных бассейнов устойчивого в мезозое и кайнозое прогибания. Выделены пояса с различными условиями нефтеобразования. Стадийность последнего связывается со стадийностью рифтогенеза. Чередование полос сжатия и растяжения обуславливает резкую дифференциацию распределения запасов и их плотности в отдельных бассейнах.

Проблема газогидратов и нефтегазоносности глубоководных акваторий была рассмотрена Г. Д. Гинсбургом, И. С. Грамбергом и соавторами. Они показали, что зона стабильности газогидратов может простираться от первых сотен метров до километра ниже дна. Выявлены условия масштабного газогидратообразования, намечены перспективные бассейны и площади. Т. Сумии сообщил об усилении интереса геологов к проблемам нефтегазоносности Японии. Среди методов исследования наиболее активно развиваются биостратиграфическая корреляция, геофизические методы и бурение в прибрежных площадях, палеомагнитные исследования, направленные на изучение генезиса Японского моря.

В. Г. Варнавский и соавторы важнейшим резервом энергетики Востока СССР считают газ, получение которого связывается с подземной газификацией углей. Огромные запасы бурых и каменных углей Дальнего Востока являются надежной сырьевой базой развития энергетики и химической промышленности. Обращено внимание на экологическую чистоту производства.

Чон Су Ким показал, что 85 % добычи антрацитов в Южной Корее связано с каменноугольно-раннетриасовой супергруппой Пьонган складчатого пояса Окчон. Охарактеризован также комплекс исследований на суше и в акваториях с целью поисков залежей нефти и газа. Лю Хэфу провел анализ тектонической эволюции и структурных стилей кайнозойских рифтовых бассейнов Северного Китая.

Оживленные дискуссии развернулись во время обсуждения докладов в целом по темам. Проявились разные подходы к методике исследований, различные общетеоретические позиции. В частности, вновь были затронуты вопросы тектоники литосферных плит и ее применимости к исследованиям региональных и локальных объектов.

На симпозиуме было продемонстрировано большое количество новых карт, как недавно изданных, так и находящихся в печати и даже авторские макеты. Многие из карт привлекли

внимание новизной принципиальной основы.

Участникам симпозиума был показан разрез по правому берегу р. Амур у железнодорожного моста. В ходе новых исследований, проведенных Б.А. Натальиным и С.В. Зябровым специально для симпозиума, было обнаружено, что вскрытая здесь толща представляет собой тектонический меланж. Наиболее молодыми породами, образующими тектонический матрикс, являются готерив-нижнебарремские. Позднепалеозойские и раннемезозойские известняки, кремни и алевриты, по которым ранее определялся возраст толщи, залегают в тектонических пластинах.

После заседаний значительное количество участников симпозиума отправилось на теплоходе в экскурсию по р. Амур. Им были про-

демонстрированы нижнемеловые толщи амурского комплекса и стили их дислокаций на р. Амур, оз. Болонь, а также неоген-четвертичные щелочные базальты о. Ядасен. Другая экскурсия была организована Дальневосточным геологическим институтом. Ее участники ознакомились с Кавалеровским месторождением.

Важной стороной симпозиума стали деловые беседы и встречи, проводившиеся параллельно с основной частью программы. Обсуждались многосторонние и двусторонние проекты, программы, актуальные проблемы геологии и организации совместных работ. Симпозиум явился новым крупным шагом на пути укрепления и расширения международного сотрудничества стран Тихоокеанского региона.

