

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ  
им. академика А. Н. Заварицкого

**ПРОБЛЕМЫ  
ГЕОЛОГИИ,  
ПЕТРОЛОГИИ,  
РУДОГЕНЕЗА**

Свердловск  
1972 г.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
Уральский научный центр  
Институт геологии и геохимии  
им. акад. А.Н. Заварицкого

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ,  
ПЕТРОЛОГИИ, РУДОГЕНЕЗА

ЧТЕНИЯ ИМЕНИ Д.Н. ЗАВАРИЦКОГО  
1971



Свердловск  
1972

В 1970 г. Институту геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР присвоено имя академика Александра Николаевича Заварицкого, внесшего большой вклад в изучение основных проблем геологии, петрологии и металлогении Урала. В связи с этим Ученым советом института решено ежегодно 16 марта, в день рождения А.Н.Заварицкого, проводить научные чтения, посвященные его памяти.

Первые чтения состоялись 16-18 марта 1971 г. в г.Свердловске и привлекли внимание не только геологов Урала, но и ученых Москвы, Ленинграда и других городов Советского Союза. Публикуемые доклады посвящены проблемам геологии, петрологии и рудогенеза.

Печатается по постановлению  
Редакционно-издательского совета  
Уральского научного центра АН СССР

Редакционная коллегия: С.Н.Иванов, П.Я.Яром (ответственный редактор),  
Д.С.Штейнберг, Г.А.Смирнов, Ф.П.Буслаев, С.Г.Грешнер.

РАЗВИТИЕ ИДЕЙ А.Н. ЗАВАРИЦКОГО О ПРОИСХОЖДЕНИИ И  
УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
(тезисы доклада)

Идеи А.Н. Заварицкого о связи колчеданного оруденения не со становлением гранитов, а с вулканическим этапом в развитии геосинклиналей на 25 лет опередили развитие научной мысли в Западной Европе и США.

А.Н. Заварицкий показал, что большинство отличий среднеуральских месторождений от южноуральских обусловлено более поздним метаморфизмом орогенного этапа, а не исходной глубиной образования, как думали раньше.

После смерти А.Н. Заварицкого на Урале и в других колчеданосных районах был получен новый очень убедительный материал, подтверждающий и конкретизирующий его главную идею о связи колчеданных месторождений с раннегеосинклинальным вулканизмом.

Сейчас выясняется связь типичных колчеданных месторождений с вулканизмом, происходящим в достаточно глубоководной обстановке. Некоторые менее типичные месторождения образовались в условиях мелководья и составляют деградирующую ветвь в сторону субэральных обстановок.

Выяснение роли давления вышележащего столба воды привело к разработке новой гипотезы жильного гидротермального рудообразования, согласно которой последнее определяется перепадом давления при переходе растворов из литостатической гидродинамической зоны земной коры — в гидростатическую.

Исследование метаморфизма вулканогенных колчеданосных толщ привело к установлению в науке нового понятия о доорогенном догранитном зеленокаменном метаморфизме. Можно думать, что этот метаморфизм может быть сопоставлен с метаморфизмом базальтов и других горных пород в срединноокеанических поднятиях современных океанов.

К ТЕРМОДИНАМИКЕ КИСЛОТ И ОСНОВАНИЙ

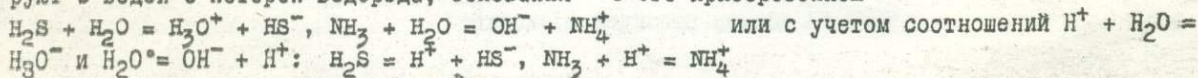
Кислотно-щелочными свойствами химических элементов во многом определяется их поведение в процессах рудообразования и петрогенезиса. Однако надежные характеристики элементов в этом отношении до настоящего времени не выработаны. С кислотностью-щелочностью некоторым образом связаны потенциалы ионизации, сродство к электрону и электроотрицательность элементов. Но эти величины, относящиеся к веществам в газообразном состоянии, не являются надежными показателями кислотно-щелочных свойств элементов, особенно в приложении к гидротермальным растворам. Сила бескислородных кислот возрастает (Дей, Селбин, 1969):

кислота	NH <sub>4</sub>	PH <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> S	H <sub>2</sub> Se	H <sub>2</sub> Te	HF	HCl	HBr	HI
pK	35	27	16	7	4	3	3	-7	-9	-10.

В этом ряду

кислотные свойства элементов нарастают для одних элементов с увеличением их электроотрицательности (азот-кислород-фтор), для других - с уменьшением их электроотрицательности (кислород-сера-селен-теллур и фтор-хлор-бром-йод). Кислотность обуславливается в первую очередь тем, насколько легко кислота отдает свои водородные атомы в виде водородных ионов, что связано с химическим сродством элементов к водороду. Другими словами, усиление кислотных свойств элементов коррелируется с ослаблением химических связей водород - неметалл. Термодинамические характеристики связей элементов с водородом и составляют основу, на которой могут сопоставляться химические элементы (неметаллы и металлы) в отношении их кислотно-щелочных свойств. Так для реакции растворения в воде галогеноводородов  $HF = H^+ + F^-$  и т.д. свободная энергия уменьшается в последовательности HF ( $\Delta Z_{298} = 3$  ккал), HCl (-10 ккал), (-12 ккал), HBr (-13 ккал), что соответствует нарастающей смещению соответствующих реакций вправо, т.е. усилению степени ионизации соединений (повышению силы кислоты).

Теория кислот и оснований разработана еще в прошлом веке Аррениусом в приложении к водным растворам. В более общей форме (безотносительно природы растворителя) она сформулирована Бренстедом и Лоури в 1923 г. Согласно их определению, к кислотам относятся вещества, стремящиеся отдавать протоны, а основания - вещества, стремящиеся присоединять протоны. В этом видна относительность понятий "кислота" и "основание", так как одно и то же вещество стремится в одной среде отдавать протоны (т.е. проявлять кислотные свойства), а в другой среде - присоединять их, т.е. вести себя как основание. В приложении к гидротермальным процессам интерес представляет рассмотрение химических элементов в водных растворах, в которых основания и кислоты различаются по отношению к H<sub>2</sub>O. Кислоты реагируют с водой с потерей водорода, основания - с его приобретением



$$K = \frac{[HS^-] \cdot [H^+]}{[H_2S]}, \quad K = \frac{[NH_4^+]}{[NH_3] \cdot [H^+]}$$

K - истинные термодинамические константы диссоциации (константы кислотности-основности). При данной температуре они определяются величинами свободной энергии реакций  $\Delta Z_T^0 = -RT \ln K$ , которые и являются мерой химического сродства веществ к протону.

Химический потенциал растворенного компонента связан с его активностью (или концентрацией) соотношением  $\mu_1 = \mu_1^0 + RT \ln [i]$ . Стандартное состояние ионов и других растворенных веществ определяется соотношением  $\mu_1 = \mu_1^0$ . Это состояние гипотетично, так как оно достигается при единичной концентрации иона  $\ln [i] = 0$  в растворе, обладающем тем не менее свойствами бесконечно разбавленного раствора. Химический потенциал иона, из-

меряемый по отношению к стандартному состоянию, можно назвать относительным химическим потенциалом:  $M'_i = M_i - M_i^0 = RT \ln[i]$ .

При расчёте на один протон свободная энергия рассматриваемых реакций определяет величину равновесного относительного химического потенциала протона ( $M'_{H^+}$ ), при условной единичной концентрации других реагирующих веществ  $\Delta Z_T = \pm RT \ln[H^+] = \pm M'_{H^+}$ .

Перейдем к расчету реакций по имеющимся константам веществ в водных растворах (Латимер, 1954; Гаррелс, Крайст, 1968; Карпов и др., 1968; Наумов и др., 1971). Вначале рассмотрим кислоты, образующие согласно расчету (табл. I), закономерный ряд понижения химического сродства к протону с соответствующим возрастанием их "силы" (рис. I). В нижней части диаграммы находятся равновесия сильных кислот, значительно диссоциирующих не только в щелочных и нейтральных, но и в кислых растворах. По направлению вверх располагаются кислоты, диссоциация которых более затруднена. Диаграмма охватывает широкий температурный интервал 298-1200°K, но температурная экстраполяция  $\Delta Z_T^0$  здесь и в дальнейшем приближительна (при допущении постоянства  $\Delta H_{298}^0$  реакций):

$$\Delta Z_T^0 = \Delta Z_{298}^0 \left( \frac{T}{298} \right) + \Delta H_{298}^0 \left( 1 - \frac{T}{298} \right)$$

Реакции, для которых отсутствуют данные по энтальпии, экстраполированы до 600°K предположительно, по аналогии с другими реакциями сходного типа.

Полученные данные показывают, что с повышением температуры усиливается контрастность кислотных свойств соединений: слабые и умеренные кислоты ( $H_2O$ ,  $H_2BO_3$  и др.) понижают свои кислотные свойства, а кислотность особенно сильных кислот усиливается ( $H_2SO_4$ ,  $HSeO_4$ ) или остается неизменной ( $HClO_4$ ). На графике отчетливо выражено резкое усиление кислотности с переходом от бескислородных кислот к соответствующим кислородным кислотам по мере повышения в них содержания кислорода:  $H_2S - H_2SO_3 - H_2SO_4$ ,  $H_2Se - H_2SeO_3 - H_2SeO_4$  и т.д. Этим эффектом обусловлено известное усиление кислотности гидротермальных растворов при вступлении их в окислительную среду или при охлаждении, способствующем реакциям окисления соединений. Сила кислородных кислот возрастает по мере увеличения в их молекуле числа атомов кислорода, не связанного в гидроксильные группы, т.е. превышающего число атомов водорода (Дей, Селбин, 1969). Эта закономерность прослеживается во многих рядах соединений:  $HJO - HJO_2 - H_2JO_4$ ;  $HClO - HClO_2 - HClO_3 - HClO_4$ ;  $H_2SO_3 - H_2SO_4$ ;  $H_2SeO_3 - H_2SeO_4$ .

С процессами окисления гидротермальных растворов и повышением их кислотности может связываться прекращение сульфидного оруденения на поздних стадиях гидротермального процесса (переход серы в более растворимое состояние  $H_2S - H_2SO_4$  с повышением растворимости рудных компонентов). Так на колчеданных месторождениях Урала, значительный прогресс в исследовании которых связан с трудами А.Н.Заварицкого (Заварицкий, 1950, и др.), стадия сульфидного оруденения нередко сменяется стадией пострудной гематитизации, например, на Бурибаевском месторождении на Урале. Кислотно-щелочные свойства металлов и их соединений особенно интересны в приложении к гидротермальному минералообразованию. Им посвящены работы многих исследователей (Коржинский, 1956, 1960; Жариков, 1960; Перчук, 1964; Овчинников, 1965; Маракушев и др., 1965, 1971).

Представление о кислотно-щелочных свойствах того или иного металла в приложении к гидротермальным процессам осложняется разнообразием ионных форм существования металлов в водных растворах. В щелочной среде преобладают анионные формы металлов, сменяющиеся по мере усиления кислотности растворов нейтральными и катионными формами, что выражается последовательной серией реакций, например, для двухвалентного железа:

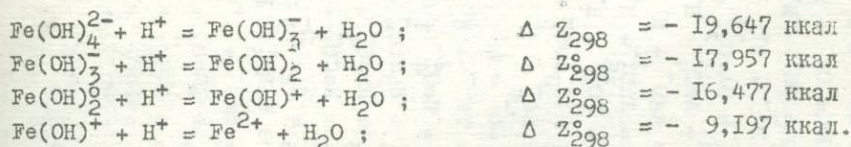


Таблица I

Реакции диссоциации кислот в водных растворах

Продолжение табл. I

Реакция	$\Delta H_{298}$ , ккал	$\Delta Z_{298}$ , ккал	$\Delta Z_{600}$ , ккал	$\Delta Z_{1200}$ , ккал
$HSe^- = Se^{2-} + H^+$	11,50	20,4	29,420	47,340
$H_2O_{жидк.} = OH^- + H^+$	13,36	19,09	24,898	-
$H_2O_{газ} = OH^- + H^+$	2,84	17,04	31,380	59,920
$HS^- = S^{2-} + H^+$	-	18,95	25,000	37,200
$H_2AuO_3^- = HAuO_3^{2-} + H^+$	-	18,20	24,000	36,700
$HAsO_4^{2-} = AsO_4^{3-} + H^+$	6,8	17,00	27,338	47,875
$AgOH = AgO^- + H^+$	-	16,49	(27,5)	(49,5)
$HZnO_2^- = ZnO_2^{2-} + H^+$	-	16,87	(22,6)	(35,0)
$HPO_4^{2-} = PO_4^{3-} + H^+$	3,5	16,40	29,474	55,448
$H_2AuO_3 = H_2AuO_3^- + H^+$	-	16,00	(27,0)	(49,0)
$H_2O_2 = HO_2^- + H^+$	-	15,86	(28,1)	(50,7)
$HJO = JO^- + H^+$	4,0	15,00	26,110	48,220
$HTe^- = Te^{2-} + H^+$	-	15,00	(20,5)	(33,0)
$HTeO_4^- = TeO_4^{2-} + H^+$	-	14,17	(20,0)	(32,8)
$H_4SiO_4 = H_3SiO_4^- + H^+$	-	13,50	(19,75)	(32,6)
$H_2MoO_4 = HMoO_4^- + H^+$	-	13,40	(19,65)	(32,5)
$NaHCO_3 = NaCO_3^- + H^+$	-	13,06	(19,25)	(31,2)
$H_2AsO_3 = H_2AsO_3^- + H^+$	6,56	12,61	18,660	30,760
$H_3BO_3 = H_2BO_3^- + H^+$	8,4	12,60	16,842	25,284
$HBrO = BrO^- + H^+$	-	11,90	(15,6)	(23,5)
$H_2GeO_3 = HGeO_3^- + H^+$	-	11,6	(16,0)	(25,0)
$H_2HgS_2 = HHgS_2^- + H^+$	-	10,772	(15,0)	(24,7)
$HTeO_3 = TeO_3^- + H^+$	-	10,55	(15,0)	(23,7)
$HClO = ClO^- + H^+$	-	10,21	(14,6)	(23,2)
$H_2TeO_3 = HTeO_3^- + H^+$	-	10,02	(14,4)	(23,0)
$H_2S = HS^- + H^+$	5,18	9,53	13,92	22,67
$HSeO_2^- = SeO_2^{2-} + H^+$	1,11	8,97	16,836	32,762
$HCrO_4 = CrO_4^- + H^+$	6,45	8,80	11,182	15,914

Реакция	$\Delta H_{298}$ , ккал	$\Delta Z_{298}$ , ккал	$\Delta Z_{600}$ , ккал	$Z_{1200}$ , ккал
$H_2CO_3 = HCO_3^- + H^+$	1,82	8,68	15,61	29,390
$H_2TeO_4 = HTeO_4^- + H^+$	-	8,39	(15,3)	(29,3)
$HMoO_4 = MoO_4^- + H^+$	-	8,18	(12,5)	(20,4)
$H_2Se = HSe^- + H^+$	-0,8	5,20	11,25	23,32
$H_2CO_2 = HCO_2^- + H^+$	0	5,10	10,25	20,50
$HMoS_4 = MoS_4^{2-} + H^+$	-	5,1	(10,0)	(20,4)
$H_2Te = HTe^- + H^+$	-	3,6	(8,1)	(17,5)
$H_2SeO_3 = HSeO_3^- + H^+$	-1,11	3,5	8,156	17,422
$HS_2O_4 = S_2O_4^{2-} + H^+$	-	3,4	(7,8)	(17,0)
$HJO_3 = JO_3^- + H^+$	-	3,24	(7,1)	(15,5)
$H_3PO_4 = H_2PO_4^- + H^+$	-3,1	3,2	9,56	22,23
$H_4P_2O_6 = H_3P_2O_6^- + H^+$	-	3,0	(9,2)	(22,0)
$HSeO_4 = SeO_4^{2-} + H^+$	-2,2	2,78	7,827	17,854
$HSO_4 = SO_4^{2-} + H^+$	-5,2	2,6	10,505	26,210
$H_3AsO_4 = H_2AsO_4^- + H^+$	-1,69	2,48	6,69	15,07
$H_3PO_3 = H_2PO_3^- + H^+$	-	2,45	(6,70)	(15,2)
$H_2SO_3 = HSO_3^- + H^+$	-4,16	2,4	9,02	22,1
$HJO_4 = JO_4^- + H^+$	-	2,32	(6,5)	(14,8)
$HS_2O_3 = S_2O_3^{2-} + H^+$	-	2,30	(6,40)	(14,6)
$HClO_2 = ClO_2^- + H^+$	-	1,34	(6,00)	(14,2)
$H_2MoS_4 = HMoS_4^- + H^+$	-	1,57	(5,70)	(14,0)
$H_2CrO_4 = HCrO_4^- + H^+$	-	1,02	(5,25)	(13,2)
$H_2S_2O_3 = HS_2O_3^- + H^+$	-	0,40	(4,60)	(12,8)
$HClO_4 = ClO_4^- + H^+$	0	-0,1	-0,201	-0,402
$H_2S_2O_4 = HSO_4^- + H^+$	-	-1,4	(-1,5)	(-1,6)
$H_2SO_4 = HSO_4^- + H^+$	5,2	-2,6	-10,478	-26,15
$H_2SeO_4 = HSeO_4^- + H^+$	2,2	-2,7	-7,649	-17,49

Таблица 2

Реакции ионизации нейтральных соединений металлов в водных растворах и величины электроположительности ( $-\chi_{\text{т}}$ )

Реакции	H <sub>2</sub> O жид.				H <sub>2</sub> O газ.			
	$\Delta H_{298}$ , ккал	$\Delta Z_{298}$ , ккал	$\Delta Z_{600}$ , ккал	$\chi_{298}$ , ккал	$\Delta H_{298}$ , ккал	$\Delta Z_{298}$ , ккал	$\Delta Z_{600}$ , ккал	$\chi_{600}$ , ккал
$Tl^+ + H_2O = Tl(OH)^{\ominus} + H^+$	13,675	17,977	22,337	(18,3)	3,158	15,925	28,866	(32,6)
$Fe(OH)_2^{\circ} + H_2O = Fe(OH)_3^{\ominus} + H^+$	-	17,957	(30,1)	17,217	-	15,905	(36,55)	31,6
$Cd(OH)^+ + H_2O = Cd(OH)_2^{\circ} + H^+$	-	16,477	(20,15)	-	-	14,425	(26,65)	-
$Cd(OH)_2^{\circ} + H_2O = Cd(OH)_3^{\ominus} + H^+$	-	18,787	(30,7)	16,837	-	16,735	(36,9)	30,85
$Cd(OH)^+ + H_2O = Cd(OH)_2^{\circ} + H^+$	-	14,887	(18,25)	-	-	12,835	(24,8)	-
$Pb(OH)_2^{\circ} + H_2O = Pb(OH)_3^{\ominus} + H^+$	-	14,887	(24,65)	14,937	-	12,835	(31,15)	28,00
$Pb(OH)^+ + H_2O = Pb(OH)_2^{\circ} + H^+$	-	14,987	(18,25)	-	-	12,935	(24,85)	-
$Au(OH)_3^{\circ} + H_2O = Au(OH)_4^{\ominus} + H^+$	-	16,087	(25,85)	(14,8)	-	14,035	(31,35)	(28,2)
$Ag(OH)^{\circ} + H_2O = Ag(OH)_2^{\ominus} + H^+$	-	16,387	(25,3)	14,651	-	14,335	(32,8)	28,275
$Ag^+ + H_2O = Ag(OH)^{\circ} + H^+$	-	12,915	(17,4)	-	-	10,863	(23,75)	-
$Co(OH)_2^{\circ} + H_2O = Co(OH)_3^{\ominus} + H^+$	-	17,317	(27,9)	(13,7)	-	15,265	(34,5)	(27,1)
$UO_2(OH)^+ + H_2O = UO_2(OH)_2^{\circ} + H^+$	-	15,227	(26,85)	12,577	-	13,175	(33,0)	26,295
$UO_2(OH)^+ + H_2O = UO_2(OH)_3^{\ominus} + H^+$	6,835	9,927	13,061	-	-3,684	7,875	19,590	-
$Ni(OH)_2^{\circ} + H_2O = Ni(OH)_3^{\ominus} + H^+$	-	15,347	(26,8)	12,352	-	13,295	(33,3)	25,725
$Ni(OH)^+ + H_2O = Ni(OH)_2^{\circ} + H^+$	-	9,357	(11,95)	-	-	7,305	(18,15)	-
$Zn(OH)_2^{\circ} + H_2O = Zn(OH)_3^{\ominus} + H^+$	-	16,217	(26,45)	12,277	-	14,165	(33,15)	25,25
$Zn(OH)^+ + H_2O = Zn(OH)_2^{\circ} + H^+$	-	8,377	(10,95)	-	-	6,325	(17,35)	-
$Fe(OH)_3^{\circ} + H_2O = Fe(OH)_4^{\ominus} + H^+$	-	16,887	(27,7)	10,047	-	14,835	(34,2)	18,95
$Fe(OH)_2^{\circ} + H_2O = Fe(OH)_3^{\ominus} + H^+$	-	3,207	(-2,9)	-	-	1,155	(3,7)	-
$B(OH)_3^{\circ} + H_2O = B(OH)_4^{\ominus} + H^+$	3,365	12,607	21,976	(9,9)	-7,154	10,555	28,503	(22,0)
$In(OH)_3^{\circ} + H_2O = In(OH)_4^{\ominus} + H^+$	-	12,487	(21,25)	9,737	-	10,435	(27,85)	21,825
$In(OH)_2^+ + H_2O = In(OH)_3^{\circ} + H^+$	-	6,987	(9,5)	-	-	4,935	(15,8)	-
$Sn(OH)_2^{\circ} + H_2O = Sn(OH)_3^{\ominus} + H^+$	-	12,987	(22,25)	9,587	-	10,935	(28,65)	21,575
$Sn(OH)^+ + H_2O = Sn(OH)_2^{\circ} + H^+$	-	6,187	(7,95)	-	-	4,135	(14,5)	-
$Al(OH)_3^{\circ} + H_2O = Al(OH)_4^{\ominus} + H^+$	-	10,237	(20,6)	9,122	-	8,185	(26,9)	21,70
$Al(OH)_2^+ + H_2O = Al(OH)_3^{\circ} + H^+$	-	8,007	(10,2)	-	-	5,955	(16,5)	-
$Sb(OH)_3^{\circ} + H_2O = Sb(OH)_4^{\ominus} + H^+$	-	16,087	(25,95)	8,837	-	14,035	(32,35)	19,875
$Sb(OH)_2^+ + H_2O = Sb(OH)_3^{\circ} + H^+$	-	1,587	(0,850)	-	-	-0,465	(7,40)	-
$Tl(OH)_3^{\circ} + H_2O = Tl(OH)_4^{\ominus} + H^+$	-	2,487	(0,40)	(8,8)	-	0,435	(7,05)	(19,7)
$Zr(OH)_4^{\circ} + H_2O = Zr(OH)_5^{\ominus} + H^+$	-	1,087	(-0,80)	(8,7)	-	-0,965	(5,60)	(19,6)
$Pd(OH)_2^{\circ} + H_2O = Pd(OH)_3^{\ominus} + H^+$	-	0,787	(-3,55)	(8,3)	-	-1,265	(2,80)	(19,3)
$Ga(OH)_3^{\circ} + H_2O = Ga(OH)_4^{\ominus} + H^+$	-	9,287	(19,30)	7,361	-	7,235	(25,85)	18,775
$Ga(OH)_2^+ + H_2O = Ga(OH)_3^{\circ} + H^+$	-	5,487	(5,2)	-	-	3,435	(11,7)	-
$Ge(OH)_4^{\circ} + H_2O = Ge(OH)_5^{\ominus} + H^+$	-	11,907	(19,9)	6,442	-	9,855	(21,4)	13,55
$Ge(OH)_3^+ + H_2O = Ge(OH)_4^{\circ} + H^+$	-	0,977	(-0,65)	-	-	-1,075	(5,7)	-
$Hg(OH)_2^{\circ} + H_2O = Hg(OH)_3^{\ominus} + H^+$	-	1,187	(8,65)	1,311	-	-0,865	(15,1)	12,495
$Hg(OH)^+ + H_2O = Hg(OH)_2^{\circ} + H^+$	3,615	3,487	3,357	-	-6,904	1,435	9,887	-

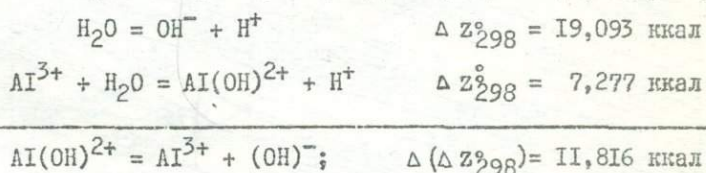
Таблица 3

Реакции между ионами металлов в водных растворах

Реакции	H <sub>2</sub> O жидк.				H <sub>2</sub> O газ.			
	$\Delta H_{298}$ , ккал	$\Delta Z_{298}$ , ккал	$\Delta Z_{600}$ , ккал	$\Delta(\Delta Z_{298})$ , ккал	$\Delta H_{298}$ , ккал	$\Delta Z_{298}$ , ккал	$\Delta Z_{600}$ , ккал	$\Delta(\Delta Z_{600})$ , ккал
$\text{Bi}^{3+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Bi}(\text{OH})^{2+} + \text{H}^+$	-	46,037	-	-26,944	-	43,985	-	-
$\text{Cu}^{2+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Cu}(\text{OH})^+ + \text{H}^+$	-	41,217	-	-22,124	-	39,165	-	-
$\text{Cd}(\text{OH})_2^{2-} + \text{H}_2\text{O} = \text{Cd}(\text{OH})_4^{2-} + \text{H}^+$	-	19,687 (33,3)	-	0,594	-	17,635 (39,9)	-8,451	
$\text{Fe}(\text{OH})_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{Fe}(\text{OH})_4^{2-} + \text{H}^+$	-	19,647 (32,9)	-	-0,554	-	17,595 (39,3)	-7,851	
$\text{Be}(\text{OH})_3 + \text{H}_2\text{O} = \text{Be}(\text{OH})_4^{2-} + \text{H}^+$	-	19,387 (32,15)	-	-0,294	-	17,335 (38,5)	-7,051	
$\text{H}_2\text{O} = (\text{OH})^- + \text{H}^+$	13,345	19,093	24,919	0	2,826	17,041	31,449	0
$\text{B}(\text{OH})_5^{2-} + \text{H}_2\text{O} = \text{B}(\text{OH})_6^{3-} + \text{H}^+$	-	18,287 (32,35)	-	0,806	-	16,235 (38,80)	-7,351	
$\text{Au}(\text{OH})_4^- + \text{H}_2\text{O} = \text{Au}(\text{OH})_5^{2-} + \text{H}^+$	-	18,187 (31,7)	-	0,906	-	16,135 (38,15)	-6,701	
$\text{Sr}^{2+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Sr}(\text{OH})^+ + \text{H}^+$	14,515	17,967	21,466	1,126	3,996	15,915	27,995	3,454
$\text{Cu}(\text{OH})_3^- + \text{H}_2\text{O} = \text{Cu}(\text{OH})_4^{2-} + \text{H}^+$	-	17,877 (29,3)	-	1,216	-	15,825 (34,15)	-2,701	
$\text{Ca}^{2+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Ca}(\text{OH})^+ + \text{H}^+$	15,345	17,427	19,537	1,666	4,826	15,375	26,066	5,383
$\text{Ge}(\text{OH})_5^- + \text{H}_2\text{O} = \text{Ge}(\text{OH})_6^{2-} + \text{H}^+$	-	17,357 (28,8)	-	1,736	-	15,305 (35,25)	-3,801	
$\text{Zn}(\text{OH})_3^- + \text{H}_2\text{O} = \text{Zn}(\text{OH})_4^{2-} + \text{H}^+$	-	16,877 (28,3)	-	2,216	-	14,825 (34,8)	-3,351	
$\text{B}(\text{OH})_4^- + \text{H}_2\text{O} = \text{B}(\text{OH})_5^{2-} + \text{H}^+$	-	16,777 (27,55)	-	2,316	-	14,725 (34,10)	-2,651	
$\text{Ba}^{2+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Ba}(\text{OH})^+ + \text{H}^+$	14,445	16,067	17,711	3,026	3,926	14,015	24,240	7,209
$\text{Ga}(\text{OH})_5^{2-} + \text{H}_2\text{O} = \text{Ga}(\text{OH})_6^{3-} + \text{H}^+$	-	15,887 (25,55)	-	3,206	-	13,835 (32,35)	-0,901	
$\text{Mg}^{2+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Mg}(\text{OH})^+ + \text{H}^+$	-	15,497 (18,65)	-	3,596	-	13,445 (25,2)	6,249	
$\text{Ni}^{2+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Ni}(\text{OH})^+ + \text{H}^+$	-	14,897 (17,7)	-	4,196	-	12,845 (23,9)	7,549	
$\text{Mn}^{2+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Mn}(\text{OH})^+ + \text{H}^+$	14,415	14,447	14,479	4,646	3,896	12,395	21,009	10,440
$\text{Ga}(\text{OH})_4^- + \text{H}_2\text{O} = \text{Ga}(\text{OH})_5^{2-} + \text{H}^+$	-	14,087 (24,3)	-	5,006	-	12,035 (30,7)	0,749	
$\text{Y}^{3+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Y}(\text{OH})^{2+} + \text{H}^+$	-	12,387 (16,75)	-	6,706	-	10,335 (23,15)	8,299	
$\text{Zn}^{2+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Zn}(\text{OH})^+ + \text{H}^+$	-	12,217 (15,8)	-	6,876	-	10,165 (22,3)	9,149	
$\text{Nd}^{3+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Nd}(\text{OH})^{2+} + \text{H}^+$	-	11,587 (15,55)	-	7,506	-	9,535 (22,1)	9,349	
$\text{Cd}^{2+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Cd}(\text{OH})^+ + \text{H}^+$	-	10,397 (16,4)	-	8,696	-	8,345 (22,9)	8,549	
$\text{Fe}^{2+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Fe}(\text{OH})^+ + \text{H}^+$	11,995	9,197	6,361	9,896	1,476	7,145	12,890	18,559
$\text{V}^{2+} + \text{H}_2\text{O} = \text{V}(\text{OH})^+ + \text{H}^+$	-	8,817 (12,15)	-	10,276	-	6,765 (18,95)	12,499	
$\text{Pb}^{2+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Pb}(\text{OH})^+ + \text{H}^+$	-	8,417 (11,2)	-	10,676	-	6,365 (17,4)	14,049	
$\text{Cr}(\text{OH})_2^{2+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Cr}(\text{OH})_3^+ + \text{H}^+$	-	7,587 (10,3)	-	11,506	-	5,535 (16,8)	14,649	
$\text{Al}(\text{OH})_2^+ + \text{H}_2\text{O} = \text{Al}(\text{OH})_3^+ + \text{H}^+$	-	7,277 (9,75)	-	11,816	-	5,225 (16,25)	15,199	
$\text{UO}_2^{2+} + \text{H}_2\text{O} = \text{UO}_2(\text{OH})^+ + \text{H}^+$	12,495	7,037	1,505	12,056	1,976	4,935	8,035	23,414
$\text{Al}^{3+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Al}(\text{OH})^{2+} + \text{H}^+$	11,995	6,817	1,569	12,276	1,476	4,765	8,098	23,351
$\text{Sc}^{3+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Sc}(\text{OH})^{2+} + \text{H}^+$	-	6,287 (0,15)	-	12,806	-	4,235 (6,45)	24,999	
$\text{Fe}(\text{OH})_2^{2+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Fe}(\text{OH})_3^+ + \text{H}^+$	-	6,267 (8,80)	-	12,826	-	4,215 (15,25)	16,199	
$\text{In}(\text{OH})_2^+ + \text{H}_2\text{O} = \text{In}(\text{OH})_3^+ + \text{H}^+$	-	5,787 (2,55)	-	13,306	-	3,735 (8,90)	22,549	
$\text{Th}^{4+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Th}(\text{OH})^{3+} + \text{H}^+$	5,915	5,287	4,650	13,806	-4,604	3,235	11,180	20,269
$\text{Hg}^{2+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Hg}(\text{OH})^+ + \text{H}^+$	7,215	4,887	2,528	14,206	-3,304	2,835	9,057	22,392
$\text{In}^{3+} + \text{H}_2\text{O} = \text{In}(\text{OH})^{2+} + \text{H}^+$	-	4,887 (2,90)	-	14,206	-	2,835 (9,20)	22,249	
$\text{Ga}(\text{OH})_2^+ + \text{H}_2\text{O} = \text{Ga}(\text{OH})_3^+ + \text{H}^+$	-	4,787 (4,15)	-	14,306	-	2,735 (10,65)	20,799	
$\text{Be}^{2+} + \text{H}_2\text{O} = 1/3 \text{Be}_3(\text{OH})_3^{2+} + \text{H}^+$	-	4,054 (3,85)	-	15,039	-	2,002 (10,4)	21,049	
$\text{V}^{3+} + \text{H}_2\text{O} = \text{V}(\text{OH})^{2+} + \text{H}^+$	-	3,987 (3,50)	-	15,106	-	1,935 (9,65)	21,799	
$\text{Fe}^{3+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Fe}(\text{OH})^{2+} + \text{H}^+$	10,445	2,957	-4,632	16,136	-0,074	0,905	1,897	29,552
$\text{Ga}^{3+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Ga}(\text{OH})^{2+} + \text{H}^+$	-	3,827 (3,65)	-	15,266	-	1,775 (9,95)	21,499	
$\text{Sn}^{2+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Sn}(\text{OH})^+ + \text{H}^+$	-	2,867 (2,10)	-	16,226	-	0,815 (8,20)	23,249	
$\text{Tl}(\text{OH})_2^+ + \text{H}_2\text{O} = \text{Tl}(\text{OH})_3^+ + \text{H}^+$	-	2,287 (-5,80)	-	16,806	-	0,235 (0,60)	30,849	
$\text{Pd}^{2+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Pd}(\text{OH})^+ + \text{H}^+$	-	1,787 (-4,55)	-	17,306	-	-0,265 (-1,4)	32,849	
$\text{Tl}^{3+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Tl}(\text{OH})^{2+} + \text{H}^+$	-	1,687 (1,50)	-	17,406	-	-0,365 (7,90)	23,549	

$\text{Ge}(\text{OH})_2^{2+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Ge}(\text{OH})_3^+ + \text{H}^+$	-	0,707 (-5,70)	18,386	-	-1,345 (0,70)	30,749
$\text{MoO}_2^{2+} + \text{H}_2\text{O} = \text{MoO}_2(\text{OH})^+ + \text{H}^+$	-	0,617 (-6,55)	18,476	-	-1,435 (0,15)	31,299
$\text{Zr}(\text{OH})_3^{3+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Zr}(\text{OH})_4^{2+} + \text{H}^+$	-	0,387 (-1,65)	18,706	-	-1,665 (-0,05)	31,499
$\text{Zr}(\text{OH})_2^{2+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Zr}(\text{OH})_3^+ + \text{H}^+$	-	0,587 (-5,8)	18,506	-	-1,465 (0,55)	30,899
$\text{Ge}(\text{OH})_3^+ + \text{H}_2\text{O} = \text{Ge}(\text{OH})_2^{2+} + \text{H}^+$	-	0,347 (-6,80)	18,746	-	-1,705 (0,40)	31,049
$\text{U}^{4+} + \text{H}_2\text{O} = \text{U}(\text{OH})^{3+} + \text{H}^+$	11,715	0,287 (-11,295)	18,806	1,196	-1,765 (-4,766)	36,215
$\text{Ge}^{4+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Ge}(\text{OH})_3^+ + \text{H}^+$	-	0,167 (-12,4)	18,926	-	-1,885 (-5,8)	37,249
$\text{Zr}^{4+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Zr}(\text{OH})_3^+ + \text{H}^+$	-	-0,063 (-7,20)	19,156	-	-2,115 (-0,70)	32,149
$\text{Ce}^{4+} + \text{H}_2\text{O} = \text{Ce}(\text{OH})_3^+ + \text{H}^+$	12,115	-1,113 (-14,520)	20,206	1,596	-3,165 (-7,990)	39,439

Общая характеристика ионов в этом отношении приводится в табл.2 и 3 и на диаграммах (рис.2 и 3). Каждый ион характеризуется свободной энергией реакции его образования. Свободная энергия может рассматриваться в качестве меры ацидофильности иона, определяя предел его устойчивости по отношению к химическому потенциалу протона. Эту величину можно выразить также относительно свободной энергии реакции диссоциации воды, например:

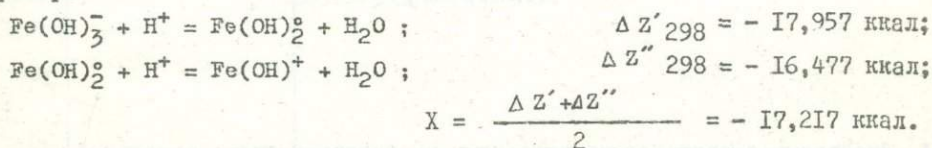


Для иона двухвалентного железа  $\text{Fe}(\text{OH})_3^-$  и  $\text{Fe}^{2+}$  получаем для стандартных условий (см.табл.3):

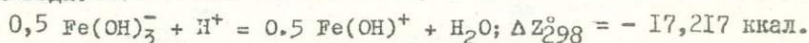
$$\begin{aligned} \Delta (\Delta Z)_{\text{Fe}(\text{OH})_3^-} &= 19,093 - 19,647 = -0,554 \text{ ккал}, \\ \Delta (\Delta Z)_{\text{Fe}^{2+}} &= 19,093 - 9,197 = 9,896 \text{ ккал}. \end{aligned}$$

Этими цифрами ацидофильности ионов определяется устойчивость первого иона в щелочных, а второго - в кислых растворах (рис.3 и 4).

В определении кислотно-щелочных свойств металлов особое значение имеют реакции с участием нейтральных соединений. Ими вскрываются отношения металлов как к отрицательно заряженным, так и к положительно заряженным ионам, позволяя, таким образом, подойти к оценке величин их электроотрицательности в приложении к водным растворам. Эти величины (обозначим их символом X) могут быть определены из значений свободных энергий реакций образования и разложения нейтральных соединений с участием отрицательных и положительных ионов, например:



Величина X численно равняется свободной энергии метастабильной реакции превращения отрицательного иона металла в положительный ион в результате поглощения протона с образованием одной молекулы воды:



Ей непосредственно характеризуется тенденция положительных ионов металлов превращаться в отрицательные ионы (с освобождением протона). Обратная величина (-X) может быть названа электроположительностью (она измеряется химическим сродством к протону отрицательно заряженных ионов). Введенные величины позволяют непосредственно сопоставлять кислотно-щелочные свойства металлов в приложении к гидротермальному минералообразованию (табл.2; рис.2) и судить о том вкладе в общую щелочность-кислотность раствора, который связан с растворением того или иного металла.

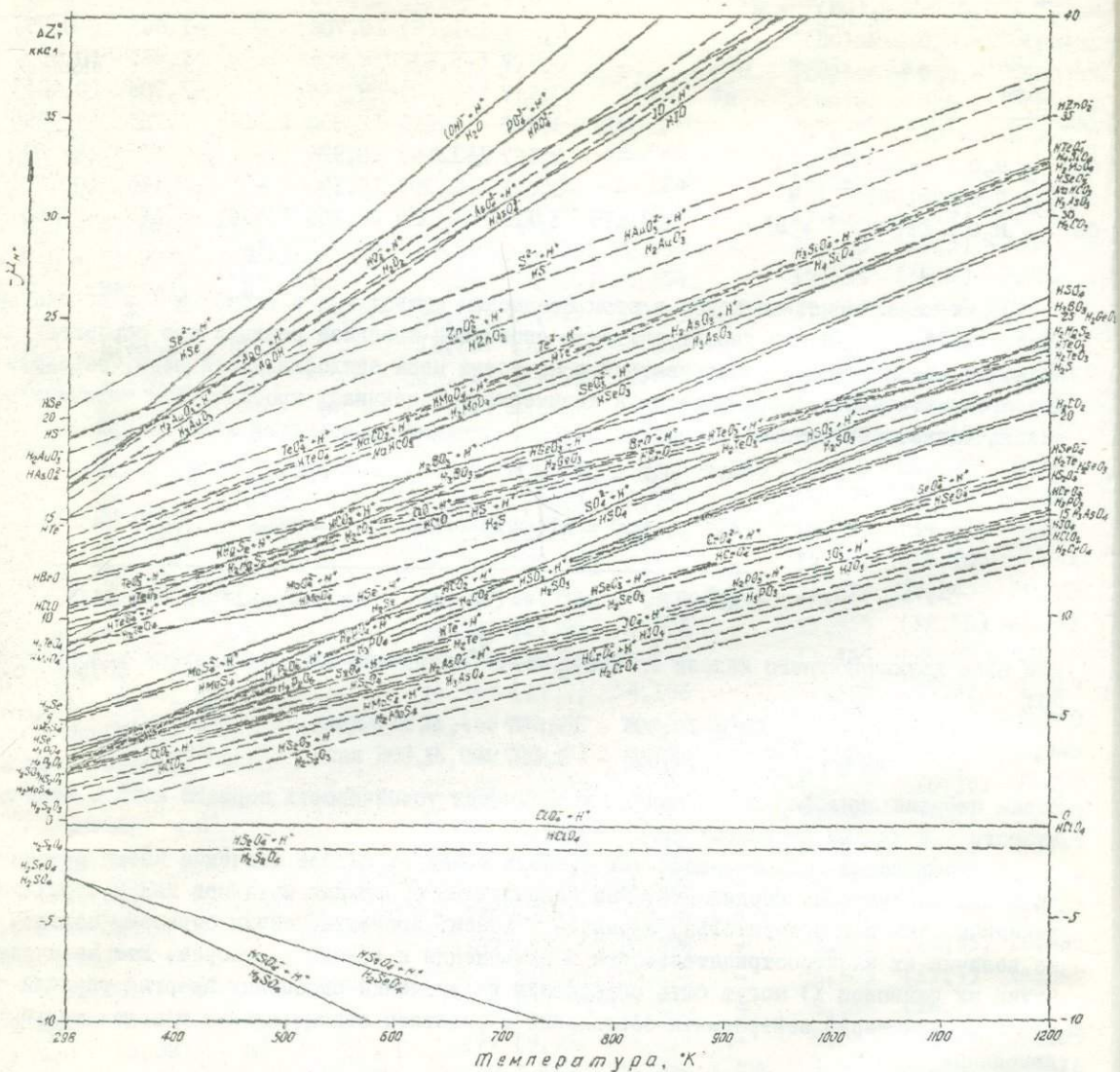


Рис. I. Диаграмма сопоставления кислотных компонентов гидротермальных растворов (по расчёту в табл. I).

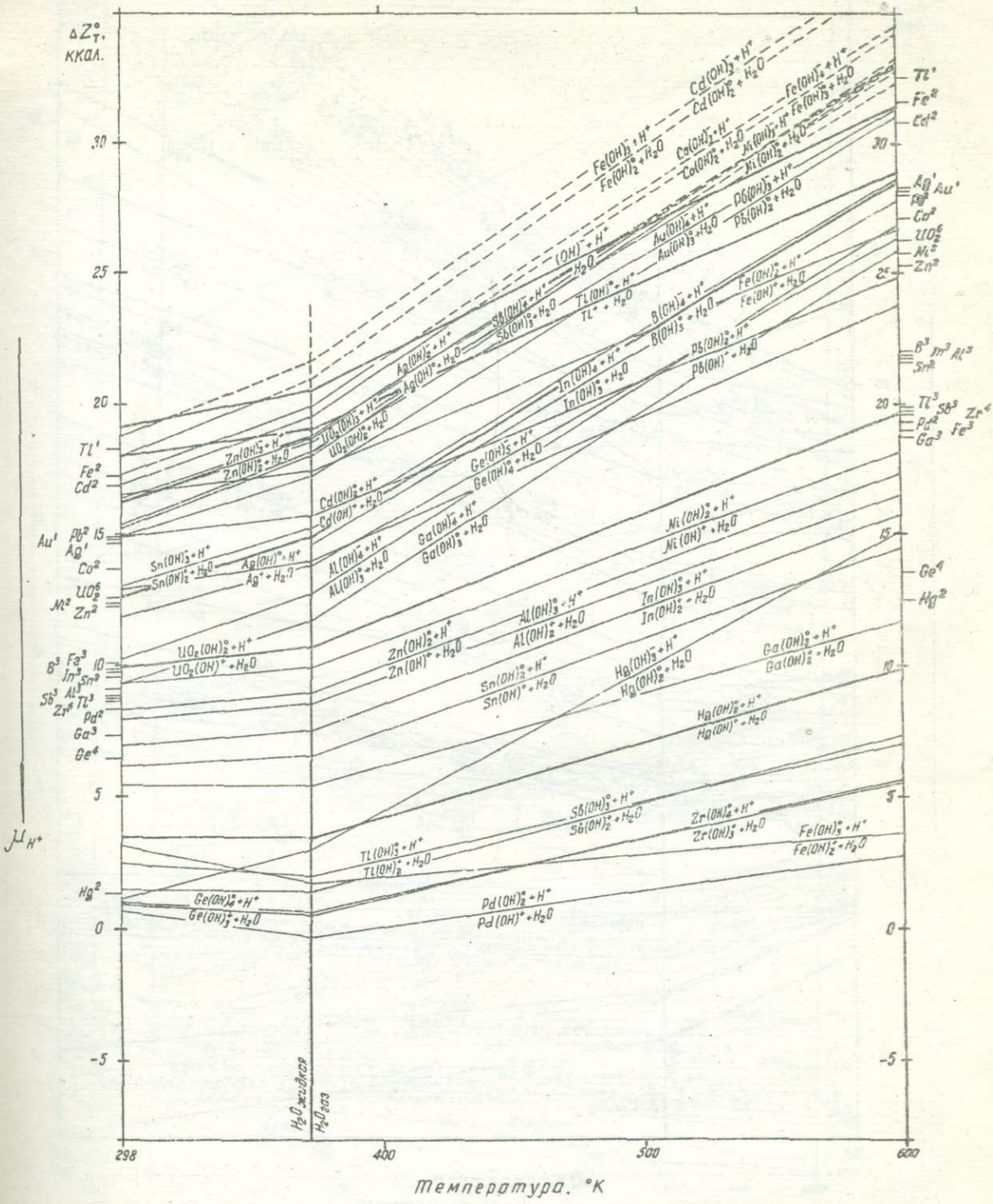


Рис.2. Равновесия отрицательных и положительных ионов металлов с нейтральными соединениями в водных растворах и ряды электроотрицательности металлов по расчёту в табл.2 (Fe<sup>2</sup>, Fe<sup>3</sup>, Co<sup>2</sup> и т.д. - металлы и их валентное состояние).



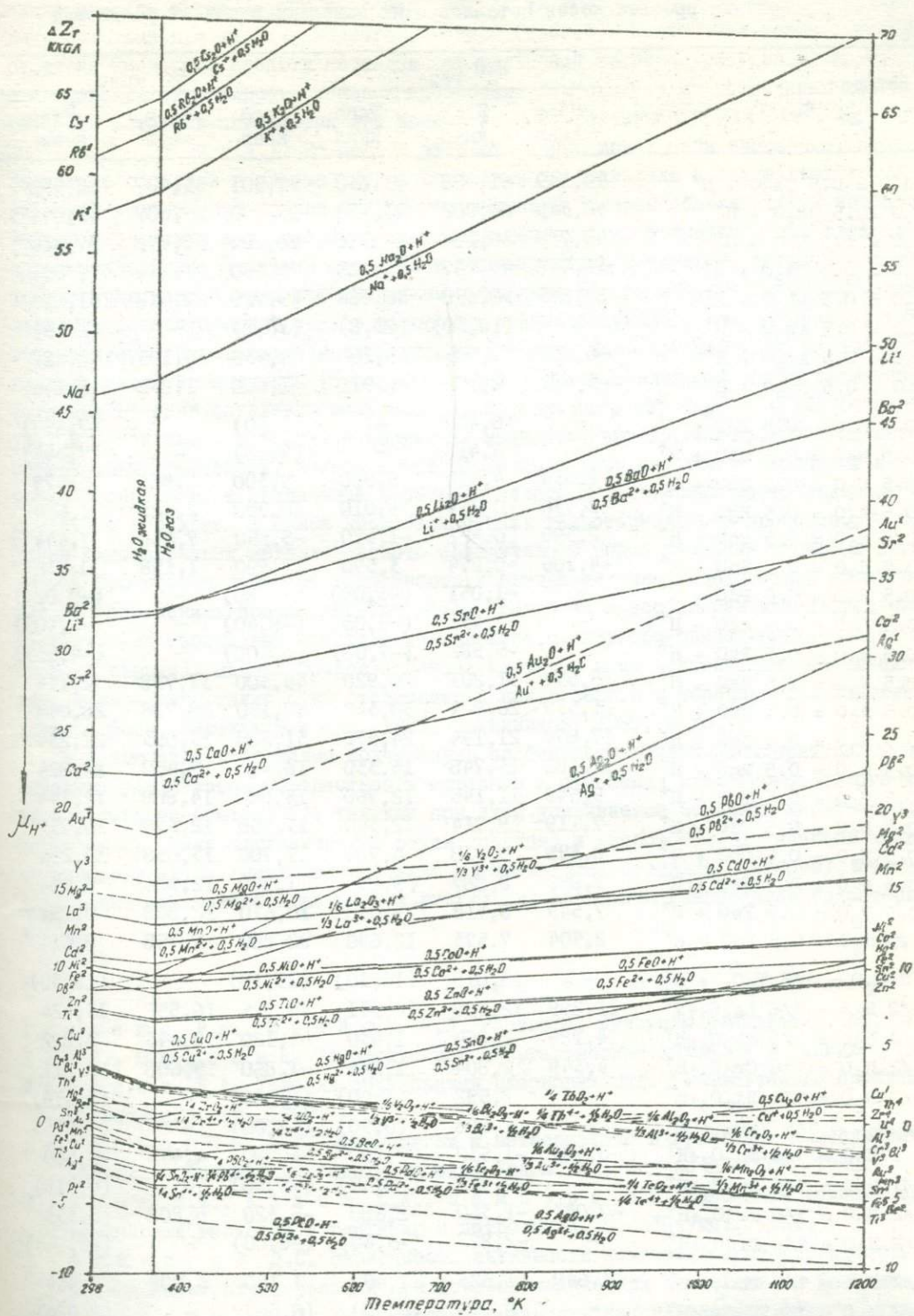


Рис.4. Равновесия простых ионов металлов с их окислами и ряды металлов по кислотно-щелочным свойствам (расчёт в табл.4).

Таблица 4

Реакции простых ионов металлов с их окислами в водных растворах

Реакции	H <sub>2</sub> O гвз				H <sub>2</sub> O жидк	
	H <sub>298</sub> , ккал	Z <sub>298</sub> , ккал	Z <sub>600</sub> , ккал	Z <sub>1200</sub> , ккал	H <sub>298</sub> , ккал	Z <sub>298</sub> , ккал
Cs <sup>+</sup> + 0.5 H <sub>2</sub> O = 0.5 Cs <sub>2</sub> O + H <sup>+</sup>	50,149	61,928	73,830	97,501	55,407	62,950
Rb <sup>+</sup> + 0.5 H <sub>2</sub> O = 0.5 Rb <sub>2</sub> O + H <sup>+</sup>	48,349	60,002	71,770	95,190	53,607	61,044
K <sup>+</sup> + 0.5 H <sub>2</sub> O = 0.5 K <sub>2</sub> O + H <sup>+</sup>	45,739	56,284	66,972	88,204	50,998	57,310
Na <sup>+</sup> + 0.5 H <sub>2</sub> O = 0.5 Na <sub>2</sub> O + H <sup>+</sup>	36,478	44,907	53,420	70,360	41,737	45,993
Li <sup>+</sup> + 0.5 H <sub>2</sub> O = 0.5 Li <sub>2</sub> O + H <sup>+</sup>	24,253	30,558	36,986	49,720	29,512	31,614
Au <sup>+</sup> + 0.5 H <sub>2</sub> O = 0.5 Au <sub>2</sub> O + H <sup>+</sup>	-	(18,30)	(23,8)	(38,2)	-	(19,3)
Ag <sup>+</sup> + 0.5 H <sub>2</sub> O = 0.5 Ag <sub>2</sub> O + H <sup>+</sup>	-0,065	7,595	15,200	30,730	5,195	8,621
Cu <sup>+</sup> + 0.5 H <sub>2</sub> O = 0.5 Cu <sub>2</sub> O + H <sup>+</sup>	-3,421	-2,172	-0,911	1,600	1,838	-1,146
0.5 Zn <sup>2+</sup> + 0.5 H <sub>2</sub> O = 0.5 ZnO + H <sup>+</sup>	-	6,470	-	(9,30)	-	(7,497)
0.5 Ti <sup>2+</sup> + 0.5 H <sub>2</sub> O = 0.5 TiO + H <sup>+</sup>	-	6,418	-	(9,00)	-	(7,445)
0.5 Cu <sup>2+</sup> + 0.5 H <sub>2</sub> O = 0.5 CuO + H <sup>+</sup>	2,654	4,310	5,980	9,300	7,963	5,379
0.5 Hg <sup>2+</sup> + 0.5 H <sub>2</sub> O = 0.5 HgO + H <sup>+</sup>	-2,736	0,619	4,010	10,750	2,523	1,674
0.5 Be <sup>2+</sup> + 0.5 H <sub>2</sub> O = 0.5 BeO + H <sup>+</sup>	2,399	0,422	-1,570	-5,550	7,658	1,444
0.5 Sn <sup>2+</sup> + 0.5 H <sub>2</sub> O = 0.5 SnO + H <sup>+</sup>	-4,106	-0,274	3,590	11,300	1,158	0,732
0.5 Pd <sup>2+</sup> + 0.5 H <sub>2</sub> O = 0.5 PdO + H <sup>+</sup>	-	-1,051	(-3,00)	(-6,80)	-	(-0,024)
0.5 Ag <sup>2+</sup> + 0.5 H <sub>2</sub> O = 0.5 AgO + H <sup>+</sup>	-	-3,432	(-5,00)	(-8,40)	-	(-2,405)
0.5 Pt <sup>2+</sup> + 0.5 H <sub>2</sub> O = 0.5 PtO + H <sup>+</sup>	-	-5,582	(-7,00)	(-9,00)	-	(-4,555)
0.5 Ba <sup>2+</sup> + 0.5 H <sub>2</sub> O = 0.5 BaO + H <sup>+</sup>	26,534	31,201	35,920	45,300	31,798	32,144
0.5 Sr <sup>2+</sup> + 0.5 H <sub>2</sub> O = 0.5 SrO + H <sup>+</sup>	23,539	26,924	30,340	37,150	28,798	28,044
0.5 Ca <sup>2+</sup> + 0.5 H <sub>2</sub> O = 0.5 CaO + H <sup>+</sup>	17,854	21,194	24,570	31,280	23,093	22,234
0.5 Mg <sup>2+</sup> + 0.5 H <sub>2</sub> O = 0.5 MgO + H <sup>+</sup>	12,182	13,748	15,330	18,480	17,458	14,824
0.5 Mn <sup>2+</sup> + 0.5 H <sub>2</sub> O = 0.5 MnO + H <sup>+</sup>	9,549	11,145	12,760	15,960	14,808	12,144
0.5 Cd <sup>2+</sup> + 0.5 H <sub>2</sub> O = 0.5 CdO + H <sup>+</sup>	7,119	9,714	12,340	17,550	12,378	10,739
0.5 Co <sup>2+</sup> + 0.5 H <sub>2</sub> O = 0.5 CoO + H <sup>+</sup>	8,399	9,218	6,784	11,700	13,658	10,244
0.5 Ni <sup>2+</sup> + 0.5 H <sub>2</sub> O = 0.5 NiO + H <sup>+</sup>	7,899	8,887	9,890	11,870	12,926	9,914
0.5 Fe <sup>2+</sup> + 0.5 H <sub>2</sub> O = 0.5 FeO + H <sup>+</sup>	7,549	8,310	9,080	10,610	12,808	9,294
0.5 Pb <sup>2+</sup> + 0.5 H <sub>2</sub> O = 0.5 PbO + H <sup>+</sup>	2,504	7,573	12,690	22,880	7,758	8,624
1/3 Y <sup>3+</sup> + 1/2 H <sub>2</sub> O = 1/6 Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + H <sup>+</sup>	-	15,018	(16,10)	(19,30)	-	(19,30)
1/3 La <sup>3+</sup> + 1/2 H <sub>2</sub> O = 1/6 La <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + H <sup>+</sup>	11,299	12,398	13,511	15,725	16,558	13,424
1/3 Al <sup>3+</sup> + 1/2 H <sub>2</sub> O = 1/6 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + H <sup>+</sup>	4,184	2,864	1,530	-1,120	9,443	3,882
1/3 Cr <sup>3+</sup> + 1/2 H <sub>2</sub> O = 1/6 Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + H <sup>+</sup>	4,349	2,804	1,240	-1,860	9,608	3,811
1/3 Bi <sup>3+</sup> + 1/2 H <sub>2</sub> O = 1/6 Bi <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + H <sup>+</sup>	-	2,592	(1,00)	(-2,20)	-	(3,619)
1/3 V <sup>3+</sup> + 1/2 H <sub>2</sub> O = 1/6 V <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + H <sup>+</sup>	-	2,548	(0,90)	(-2,00)	-	(3,575)
1/3 Mn <sup>3+</sup> + 1/2 H <sub>2</sub> O = 1/6 Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + H <sup>+</sup>	-0,784	-1,532	-2,290	-3,790	4,475	-0,509
1/3 Au <sup>3+</sup> + 1/2 H <sub>2</sub> O = 1/6 Au <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + H <sup>+</sup>	-	-0,712	(-1,50)	(-3,30)	-	(0,315)
1/3 Fe <sup>3+</sup> + 1/2 H <sub>2</sub> O = 1/6 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + H <sup>+</sup>	-0,051	-1,360	-2,680	-5,320	5,208	-0,333
1/3 Ti <sup>3+</sup> + 1/2 H <sub>2</sub> O = 1/6 Ti <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + H <sup>+</sup>	-	-2,872	(-3,60)	(-6,00)	-	(-1,845)
1/4 Th <sup>4+</sup> + 1/2 H <sub>2</sub> O = 1/4 ThO <sub>2</sub> + H <sup>+</sup>	1,649	1,523	1,400	1,140	6,908	2,544
1/4 Zr <sup>4+</sup> + 1/2 H <sub>2</sub> O = 1/4 ZrO <sub>2</sub> + H <sup>+</sup>	-	0,993	(0,70)	(0,50)	-	(2,020)
1/4 U <sup>4+</sup> + 1/2 H <sub>2</sub> O = 1/4 UO <sub>2</sub> + H <sup>+</sup>	-	0,168	(0,40)	(0,20)	-	(1,195)
1/4 Sn <sup>4+</sup> + 1/2 H <sub>2</sub> O = 1/4 SnO <sub>2</sub> + H <sup>+</sup>	-	-3,644	(-4,00)	(-3,90)	-	(-2,617)
1/4 Pb <sup>4+</sup> + 1/2 H <sub>2</sub> O = 1/4 PbO <sub>2</sub> + H <sup>+</sup>	-	-3,842	(-2,80)	(-2,60)	-	(-2,815)
1/4 Te <sup>4+</sup> + 1/2 H <sub>2</sub> O = 1/4 TeO <sub>2</sub> + H <sup>+</sup>	-	-4,100	(-4,30)	(-4,40)	-	(-3,073)

Кислотно-щелочные свойства металлов, определяемые химическим средством их к протону, можно оценить также другим способом, исходя из условных реакций их простых ионов с твердыми окислами при участии водного раствора (табл.4). Полученные таким расчетом ряды возрастания кислотных свойств металлов при различной температуре (рис.4) хорошо согласуются с их поведением в гидротермальных процессах. Как следует из приводимых данных, кислотные свойства металлов повышаются при возрастании их валентности ( $Au^1-Au^3$ ,  $Ag^1-Ag^2$ ,  $Sr^2-Sr^4$ ,  $Fe^2-Fe^3$  и т.д.). Но медь в этом отношении ведет себя аномально, проявляя более кислотные свойства в одновалентном состоянии по сравнению с двухвалентным. У металлов переменной валентности должна быть более выражена "приспособляемость" к изменению геохимической обстановки в отношении кислотности-щелочности. Примером может служить золото, проявляющее довольно щелочные свойства в одновалентном состоянии, тогда как трехвалентное золото примыкает к наиболее кислотным металлам. Это согласуется с универсальным распространением золотого оруденения в различных рудных формациях, как щелочного, так и кислотного характера. Золото относится к группе I-B периодической таблицы, но отличается от других элементов этой группы (серебра и меди) сильной тенденцией к трехвалентному состоянию. Типичные степени окисления металлов I-B группы:  $Au^3$ ,  $Cu^2$ ,  $Ag^1$  (Дей, Селбин, 1969). С учетом устойчивого валентного состояния металлов, определяющего формы их переноса в гидротермальных растворах, золото может рассматриваться как более кислотный металл по сравнению с серебром, и увеличение пробности золота в эндогенных месторождениях может быть связано с переходом к более кислотной стадии гидротермального процесса. Но при сопоставлении одновалентных металлов золото обнаруживает более щелочные свойства относительно серебра. Это свидетельствует о сложности кислотно-щелочных соотношений металлов. В эндогенных месторождениях прослеживается общая тенденция к ассоциации металлов с близкими кислотно-щелочными свойствами (кобальт-никель-железо, серебро-свинец-цинк, золото-медь-молибден, олово-вольфрам). Однако вопрос переноса металлов и их концентрации несомненно более сложен, связывается также с их отношением к ионам серы и с образованием комплексных миграционных форм (Маракушев и др., 1971; Овчинников, 1965, и др.).

В заключение необходимо подчеркнуть особенности влияния температуры. С повышением температуры усиливается контрастность металлов в отношении кислотно-основного взаимодействия их с раствором (см.рис.4), так как при этом усиливается щелочной характер одновалентных металлов (а также двухвалентных ртути, свинца) и наоборот - усиливаются кислотные свойства высоковалентных металлов (а также двухвалентных бериллия, серебра). Эта закономерность аналогична отмечавшейся ранее (см.рис.1) для кислотных компонентов гидротермальных растворов.

#### Л и т е р а т у р а

- Г а р р е л с Р.М., К р а й с т Ч.Л. Растворы, минералы равновесия. М., "Мир", 1968.  
 Д е й К., С е л б и н Д. Теоретическая неорганическая химия. М., "Химия", 1969.  
 Ж а р и к о в В.А. Условия образования скарновых руд. "Генетические проблемы руд". М., Госгеолтехиздат, 1960.  
 З а в а р и ц к и й А.Н. Метаморфизм и метасоматизм в Уральских колчеданных месторождениях. - Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950.  
 К а р п о в И.К., К а ш и к С.А., П а м п у р а В.Д. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии. М., "Наука", 1968.  
 К о р ж и н с к и й Д.С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах. - Геохимия, 1956, № 7.  
 К о р ж и н с к и й Д.С. Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и постмагматических процессов. - Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.  
 Л а т и м е р В.Н. Окислительные состояния элементов и их потенциалы в водных растворах. М., Изд-во иностр.лит., 1954.  
 М а р а к у ш е в А.А., Т а р а р и н И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. - Изв.АН СССР, сер. геол., 1965, № 3.

- М а р а к у ш е в А.А., Б е з м е н Н.И., С о р о к и н В.И. Миграционная способность металлов и образование рудных ореолов. - Геология рудных месторождений. 1971, № 2.
- Н а у м о в Г.Б., Р ы ж е н к о Б.Н., Х о д а к о в с к и й И.Л. Справочник термодинамических величин (для геологов). М., Атомиздат, 1971.
- О в ч и н и к о в Л.Н. Аспекты и методы изучения эндогенного рудообразования. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 6.
- П е р ч у к Л.Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М., "Наука", 1964.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
КОЛЧЕДАННОЙ И БЛИЗКИХ К НЕЙ ФОРМАЦИЙ

Вопросы метаморфизма руд и в особенности колчеданных залежей тесно связаны с проблемой генезиса этих месторождений. Эта проблема была поставлена А.Н. Заварицким в конце 30-х - начале 40-х годов, однако она не потеряла своей актуальности.

В 1943 г. в работе А.Н. Заварицкого, посвященной вопросу генезиса колчеданных месторождений, было сказано, что вопрос о их метаморфизме является кардинальным в проблеме генезиса этого рода месторождений и что "задача заключается в том, чтобы выяснить, подвергались ли руды тем же влияниям факторов регионального метаморфизма, что и вмещающие их вулканические или осадочные породы".

Первые итоги исследований, которые были проведены в свете созданной А.Н. Заварицким новой гипотезы образования колчеданных месторождений Урала, были обобщены в известном сборнике "Колчеданные месторождения Урала" в 1950 г. После этого в течение последних 20 лет на Урале и в ряде других районов Советского Союза исследования велись большими коллективами геологов, и об их результатах имеются обширные сведения в литературе. В этот период были открыты и разведаны такие крупные колчеданные месторождения, как Гайское, Озерное, Филизчай и ряд других. Естественно, что при этом проводились исследования руд и накапливался новый фактический материал. Одновременно продолжалась и дискуссия по вопросам генезиса и метаморфизма руд.

Несмотря на то что сейчас уже большинством геологов, изучающих колчеданные месторождения, признается важная роль метаморфизма руд в формировании их современного облика, до конца не выяснено время метаморфизма, его интенсивность и масштаб проявления в разных месторождениях.

Ниже будут показаны те характерные признаки метаморфизма, которые проявлены как в колчеданных рудах Урала, так и во многих других в Советском Союзе и за рубежом.

Среди месторождений сульфидных руд, подвергшихся в разной степени метаморфизму, различаются две группы или формации. Первая - формация собственно колчеданных руд, сложенных в основном пиритом (60-90%), иногда с марказитом, с переменными количествами сфалерита, халькопирита, реже галенита (в сумме составляющих от 5 до 20%), а также кварца, серицита, хлорита, барита (5-20%), иногда и с пирротинном. Вмещающими являются эффузивные или эффузивно-осадочные толщи, в различной степени метаморфизованные. Такие месторождения широко развиты в СССР (на Урале, Кавказе, Алтае, Казахстане), Норвегии, Австралии, Японии и США.

Вторая - формация галенит-сфалерит-пиритовых руд с различными количественными соотношениями перечисленных сульфидов, а также обычно с значительным количеством пирита (20-70%), но часто с незначительным - халькопирита (1-5%), иногда с пирротинном, с заметным количеством карбоната, кварца (10-30%). Рудовмещающими являются осадочные толщи глинистых, песчано-глинистых, углисто-кремнисто-глинистых и других сланцев. Среди этих толщ эффузивы отсутствуют или обнаруживаются в ничтожном количестве. В СССР такие месторождения известны в Закавказье (Филизчай, Кизил-Дере), юго-восточном Казахстане (Текели), Бурятии (Озерное). Они сходны с такими месторождениями, как Раммельсберг (ФРГ), Майнунт-Айза (Австралия).

Как правило, вблизи месторождения указанных формаций отсутствуют проявления интрузивных пород. В собственно колчеданных месторождениях широко проявлены субвулканические тела или дайки различного, но чаще основного и среднего состава, до-, внутри- и после-рудного возраста. Во второй формации дайки редки и чаще удалены от рудных тел. Для обеих формаций типичен метаморфизм, различная степень рассланцевания вмещающих пород, а также серицитизации, хлоритизации, окварцевания.

Для формации собственно колчеданных руд характерны два типа месторождений. В первом — рудовмещающие эффузивы слабоизменены или превращены в порфиroidы или порфиритоиды и сохраняют реликты первичных структур, интенсивное рассланцевание отсутствует, либо устанавливается очень локально в виде узких полос у контакта руды с породами. В рудах обычно широко развит катаклиз, брекчирование, присутствуют брекчиевидные, пятнистые колломорфные текстуры. Очень локально проявлены полосчатые, сланцеватые или будинажные текстуры.

Во втором типе вмещающие эффузивные породы полностью превращены в различные кварц-хлоритовые, кварц-серицитовые, амфиболитовые и другие зеленые сланцы, а прослои осадочных пород в графитизированные, серицитизированные или графитовые сланцы. Руды обнаруживают в основном различные полосчатые, гнейсовидные, очковые текстуры, реже однородные массивные (в зависимости от количественных соотношений пирита с другими сульфидами). Если сфалерит, галенит, халькопирит составляют значительную часть (10–20% и более), то полосчатость и пльчатость выражены наиболее отчетливо, в сплошных пиритовых рудах она почти незаметна. Иногда только пиритовые агрегаты обнаруживают рассланцевание или разлинзование. В массивных пиритовых рудах пирит перекристаллизованный, крупнозернистый, другие сульфиды располагаются лишь между его зерен.

Ф.М. Вокес (Vokes, 1968) хорошо показал постепенное укрупнение зерен пирита с усилением степени метаморфизма руд в норвежских месторождениях. Аналогичные наблюдения давно были сделаны рядом исследователей в колчеданных рудах Среднего Урала (Шадлун, 1949, 1964; Иванов, 1945), где вмещающие породы испытали наиболее интенсивный динамометаморфизм и перекристаллизацию.

Особенно помогает в распознавании метаморфизма сопоставление текстур руд и структур минеральных агрегатов руд, находящихся в неметаморфизованных (или слабометаморфизованных) породах с агрегатами руд той же формации, но заключенными в породах, испытавших интенсивный региональный динамометаморфизм (Шадлун, 1949, 1950, 1964). Как правило, первые тонкозернисты, различные сульфиды образуют очень тонкие срастания, часты колломорфные микротекстуры пиритовых агрегатов, иногда тонкоглобулярное строение или отчетливое зональное строение зерен. Вторые обладают более крупнозернистыми структурами, отдельные сульфиды обособлены. Дифференциация вещества часто происходит в форме чередования полос разных сульфидов. В каждой полосе преобладает один вид, а второй в подчиненном количестве или даже отсутствует, например, халькопирит и сфалерит или сфалерит и галенит, сфалерит и пирит, обычны гранобластические структуры.

Во многих месторождениях галенит-сфалерит-пиритовой формации в том случае, когда руды находятся среди докембрийских и палеозойских осадочных толщ, в частности, глинистых, углисто-кремнистых, мергелистых сланцев (например, медно- и свинцово-цинковые месторождения Текели, Маунт-Айза, Раммельсберг) или серноколчеданные среди графитистых сланцев, как Хаутавара, Чайка в Карелии, текстуры и структуры пиритовых агрегатов обнаруживают признаки осадочного происхождения и явного метаморфизма. В этом случае пиритовые руды очень тонкозернистые, слоистые, содержат глобулы и одновременно обнаруживают следы деформации и частичной перекристаллизации (Шадлун, 1959). Примером могут служить руды месторождения Текели, где в отдельных участках сплошных пиритовых агрегатов отчетливо заметно смятие, некоторые прослои раздроблены или разбиты серией трещинок перпендикулярно слоистости. Глобулы пирита (или фрамбоиды) аналогичны тем, которые неоднократно описывались как диагенетические образования осадочных пород (Love, Amstutz, 1966) и отмечались П. Рамдором (Ramdohr, 1953) в Раммельсберге.

При наложении более поздних ассоциаций — кварца или других сульфидов и при образовании карбонатных прожилков образуются порфиробласты пирита. В них часто заключены реликты глобулей. Наряду со скоплениями графитизированного углистого вещества с глобулями пирита, среди галенит-сфалеритовых агрегатов присутствует крупнозернистый кальцит с обломками тонкокристаллического графита. В этих же месторождениях наблюдаются рассланцевание, разлинзование и будинаж ранних пиритовых агрегатов, на которые накладывается галенит и сфалерит, и образуются очень красивые полосчатые, гнейсовидные текстуры. Они имеют много общего с таковыми в рудах колчеданной формации в эффузивах. Отличает их почти полное отсутствие колломорфных текстур в раннем пирите, исключительная его тонкозернистость, отсутствие зонального строения зерен пирита. В серноколчеданных залежах, заключенных в прослоях графитистых сланцев среди эффузивно-осадочных толщ нижнего протерозоя Южной Ка-

релии (Рыбаков, 1968), установлены типичные оолиты пирита. Эти оолиты подвергаются деформациям, сплющиванию, будинажу и перекристаллизации. Их включают пиритовые руды, которые потом дробятся и цементируются гидротермальным пирротином. Все сказанное позволяет относить описанные агрегаты пирита к раннему этапу рудообразования, после которого был интенсивный динамометаморфизм, а затем отложение других сульфидов.

В галенит-сфалерит-пиритовых рудах Филизчая в осадочных сланцевых толщах урского возраста пирит не обнаруживает явного метаморфизма, наблюдаемые текстуры руд (тонкополосчатые, плейчатые) аналогичны текстурам вмещающих пород, структуры очень тонкозернистые, в рудах присутствуют также глобулы (или фрамбоиды) пирита. По мнению А.Г.Злотника-Хоткевича (Курбанов и др., 1967) и М.Б.Бородаевской, эти руды образовались гидротермально-метасоматически в зонах рассланцевания, но среди них сохранились реликты диагенетического или конкреционного сингенетического пирита.

Следует отметить, что в отношении обеих выделенных нами формаций существует мнение (Петровская, 1961; и др.), что это одна и та же колчеданная формация, что руды формировались в один этап, но в несколько стадий и являются магматогенно-гидротермальными.

Изучение особенностей внутреннего строения пиритовых зерен из типичных колчеданных месторождений позволило нам прийти к выводу, что пирит именно тот минерал, который является свидетелем всех преобразований при метаморфизме. Особенно интересно поведение зональности в его зернах. В неметаморфизованных рудах пирит обладает очень четкой зональностью в пределах всего зерна. После интенсивного метаморфизма в зернах пирита остаются лишь реликты зональности. По-видимому, это явление характерно не только для руд Урала и Алтая, но и других типично колчеданных месторождений. В нашем распоряжении имелось несколько образцов месторождения Бесси (Япония). Изучение показало, что в зернах пирита после травления выявляется трещиноватость и реликты зональности точно такие же, как в рудах Среднего Урала. В пиритах из колчеданных руд Урала и Алтая, находящихся в зонах рассланцевания, зерна пирита обнаруживают трещиноватость, залеченную переотложенным пиритом, но значительно чаще халькопиритом. В том случае, когда зерна пирита находятся в сфалерите, это залечивание идет за счет диффузии халькопирита из сфалерита. При этом образуются также "тени давления", заполненные халькопиритом, а в сфалерите видна ориентировка зерен. Неоднократность деформаций и перегруппировок проявляется в том, что в зерне пирита иногда видно раздробленное ядро и широкая кайма с редкими крупными трещинами. В других случаях пирит подвергается рассланцеванию и при этом также исчезает зональность.

Странно, что в западной литературе до последнего времени мы не встречали описаний строения зерен пирита из сульфидных руд. Описания признаков метаморфизма в рудах Норвегии, Австралии, Америки начали появляться в литературе лишь недавно (Vokes, 1968; Kalliokoski, 1965). Первым, кто подметил и описал метаморфические структуры в сульфидных Раммельсберга, был П.Рамдор (Ramdohr, 1953). Возможно, что многие исследователи не замечают или не обнаруживают этих структур потому, что они развиты спорадически, а не повсеместно. Полная перекристаллизация часто затуманивает их. Некоторые исследователи (Безсмертная, 1957; Shouten, Grondirs, 1937) считают подобные текстуры и структуры руд унаследованными от вмещающих пород.

Рассмотренные примеры метаморфических текстур и структур руд относятся в основном к месторождениям, залегающим в относительно древних породах. Как показали исследования (А.Н.Заварицкого, С.Н.Иванова, М.Б.Бородаевской, В.И.Смирнова и других) на Урале, Алтае, Кавказе, возраст большинства колчеданных и некоторых свинцово-цинковых месторождений одинаков или близок возрасту вмещающих толщ и относится к доорогенному или синорогенному этапу развития геосинклиналей, вмещающих их.

Невозможно однозначно решить, в каких случаях ранний пирит этих формаций осадочный, диагенетический или вулканогенно-гидротермальный. Этот вопрос остается пока дискуссионным. Е.К.Лазаренко (1953) было высказано предположение, что в некоторых колчеданных месторождениях Среднего Урала основная масса пирита имеет осадочный генезис. А.Н.Заварицкий (1943) и позже В.И.Смирнов (1968) показали, что колчеданные руды могли образовываться различными способами, в разных условиях. В.П.Логинов (Логинов и др., 1963), Л.И.Яковлев (1959), Г.Н.Пшеничный, М.А.Кулагина (1968) и другие исследователи месторождений Урала установили также, что колчеданные руды подверглись не только региональному метаморфизму, но и контактовым воздействиям гранитоидных интрузий и секущих руду даек. По дан-

ным изотопного состава серы сульфидов из различных месторождений (Гриненко и др., 1969, 1971) пиритовые агрегаты имеют разное происхождение, как сингенетическое или диагенетическое, седиментационное, так и гидротермально-метасоматическое, а промышленная медно- и свинцово-цинковая минерализация является магматогеоно-гидротермальной.

Совокупность наблюдений по текстурам руд и другие данные позволяют предполагать, что некоторые месторождения колчеданной формации в эффузивных толщах и пирит-галенит-сфалеритовой в осадочных сланцевых толщах не только образовались в два этапа, разделенных периодом метаморфизма, но в ряде случаев руды после второго этапа вновь подверглись метаморфизму. Это в основном относится к месторождениям докембрийского и каледонского возраста.

Факторами, создававшими метаморфические текстуры руд, были направленное давление, метаморфические растворы, повышенная температура, длительное время воздействия. Проводившиеся нами совместно с Ю.А. Розановым эксперименты показали, что фактор времени играет исключительно важную роль при метаморфизме.

#### Л и т е р а т у р а

- Безсмертная М.С. К вопросу о сингенетичности алтайских полиметаллических руд и вмещающих пород. - Материалы геологии металлов Рудного Алтая. М., 1957.
- Бородаевская М.Б. Соотношение колчеданного оруденения с магматизмом и некоторые вопросы генезиса колчеданных руд на примере Южного Урала. МГК, XIII сессия. Проблемы генезиса руд. М., "Недра", 1964.
- Бородаевская М.Б., Шмидт А.И. Условия образования колчеданных месторождений на примере Южного Урала. Тр. ЦНИГРИ, 1967, вып.75.
- Бородаевская М.Б., Злотник - Хоткевич А. О происхождении пирита в осадочных породах кровли залежи колчеданно-полиметаллических руд Филизчайского м-ния. Тр. ЦНИГРИ, 1969, вып.80.
- Гриненко Л.Н., Гриненко В.А., Загряжская Г.Д., Столяров Ю.М. Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов колчеданных месторождений Левихи в связи с вопросами их генезиса. - Геология рудных месторождений, 1969, № 3.
- Гриненко Л.Н., Злотник - Хоткевич А.Г., Заири Н.М. Изотопы серы филизчайского колчеданно-полиметаллического месторождения на Кавказе. - Геология рудных месторождений, 1971, № 1.
- Заварицкий А.Н. О генезисе колчеданных месторождений. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1943, № 3.
- Иванов С.Н. Опыт изучения геологии и минералогии колчеданных месторождений. Дегтярское месторождение. - Труды Горно-геол. ин-та УФАН СССР, 1945, вып.11.
- Курбанов Н.К., Злотник - Хоткевич А.Г., Романов В.И., Зулфугаров С.Б. и др. Особенности колчеданно-полиметаллического оруденения южного склона Большого Кавказа на примере филизчайского месторождения. Труды ЦНИГРИ, 1967, вып.75.
- Лазаренко Е.К. О генезисе медно-цинковых месторождений Среднего Урала. - Уч. зап. Львовского ун-та, 1953, вып.6.
- Логинов В.П., Русинов В.Л., Колесова А.Н., Симбирятина Э.П. Контактные взаимоотношения некоторых даек плагиоклазового порфирита с колчеданной рудой. - Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т.1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Петровская Н.В. О минеральных ассоциациях и некоторых условиях формирования колчеданных месторождений Южного Урала. - Геология рудных месторождений, 1961, № 2.
- Пшеничный Г.Н., Кулагина М.А. Метаморфизм руд Сибайского колчеданного месторождения у контактов с дайками габро-диабазов. - Геология рудных месторождений, 1968, № 2.
- Рыбаков С.И. О первичных текстурных признаках докембрийских пиритовых руд некоторых месторождений Южной Карелии. - Докл. АН СССР, 1968, т.181, № 5.
- Смирнов В.И. Колчеданные месторождения. - Генезис эндогенных рудных месторождений. М., "Наука", 1968.

- Шадлуи Т.Н., Розанов Ю.А. Влияние одностороннего давления на структуру колчеданной руды. - Изв. АН СССР, сер.геол., 1949, № 3.
- Шадлуи Т.Н. Некоторые закономерности проявления метаморфизма в богатых пиритом свинцово-цинковых рудах месторождения Текели. - Геология рудных месторождений, 1959, № 5.
- Шадлуи Т.Н. Колчеданные руды. - Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. М., "Недра", 1964.
- Яковлев Л.И. О явлениях наложенного контактового метаморфизма в колчеданных месторождениях Среднего Урала. - Труды ЦНИГРИ, 1959, вып.29.
- Kallio J. Metamorphic features in North American massive sulfide deposits. - Ec.geol., 1965, vol.60, N 3.
- Lowe L.D., Amstutz G.C. Review of microscopic pyrite from the the Devonian Chattanooga Shale and Rammelsberg Banderz. - Fortschr. Mineral, 1966, vol.43.
- Ramdohr P. Mineralbestand, Strukturen und genesis der Rammelsberg Lagerstätte. - Geol., 1953, vol.67.
- Shouten C., Grondijs H. A study of the Mount Isa ores. - Econ. geol., 1937, N 14.
- Vokes F.M. Regional metamorphism of the paleozoic geosynclinal sulphide ore deposit of Norwag. - Trans. Instit. Min. Met.Sec., 1968, vol.77.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НАЛОЖЕННОГО УРАНА В РУДАХ КОЛЧЕДАНЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

Необходимость выполнения исследований, направленных на выяснение особенностей распределения радиоактивных элементов в минеральных агрегатах разного состава и возраста, очевидна. За последние годы опубликованы интересные работы (Берзина и др., 1971, и др.), однако они в большинстве дают информацию по распределению радиоактивных элементов в горных породах. Цель настоящей статьи — показать, как распределен уран в рудах широко распространенных колчеданных месторождений Урала.

Указанные месторождения представляют собой большую и своеобразную группу эндогенных месторождений, широко развитых не только на Урале, но и в других провинциях нашей страны, а также за рубежом. Эти месторождения генетически связаны с базальтоидным магматизмом, который наиболее активно проявлялся в раннюю стадию развития уральской геосинклинальной области (от кембрия до нижнего карбона включительно).

Список минералов, входящих в состав руд указанных месторождений, довольно большой и не раз приводился в опубликованных работах. Наиболее распространены сульфиды железа, среди которых преобладает пирит. Второе место по распространенности в рудах занимает сфалерит. Халькопирит, борнит и блеклые руды — минералы, определяющие практическую ценность руд, количественно подчинены сульфидам железа и цинка. Магнетит и гематит — частые примеси в колчеданных рудах, а в некоторых месторождениях их выделения бывают значительными (особенно магнетита). Остальные рудные минералы (галенит, арсенопирит, штро-мeyerит и др.) относятся к малораспространенным и редким.

Из нерудных минералов в колчеданных рудах чаще всего присутствуют кварц, хлорит, серицит, карбонаты и барит.

Изучению колчеданных месторождений Урала и их руд посвящено большое количество публикаций. А.Н.Заварицким, С.Н.Ивановым, Т.Н.Шадлуи и другими исследователями показано, что руды упомянутых месторождений претерпели значительные, а в отдельных случаях радикальные изменения при метаморфизме (деформации, перекристаллизация, метасоматические замещения и т.д.). Следы таких изменений зафиксированы прежде всего в наиболее широко распространенных рудных минералах — пирите и сфалерите. Последние два минерала являются главными объектами, на которых устанавливается распределение радиоактивных элементов в колчеданных рудах.

П.Я.Ярошем и Ю.Ф.Юриным (1965, 1966) показано, что в рудах колчеданных месторождений Урала радиоактивные элементы присутствуют в незначительных количествах (не обнаруживаются спектральным анализом), при этом относительно повышенные содержания их отмечаются в тех рудных телах, где есть борнит.

Альфа-излучение радиоактивных элементов в течение длительного времени разрушающе воздействовало на кристаллические решетки минералов, в которые когда-то были принесены эти элементы. Следы указанного воздействия в рудных минералах обнаружить трудно, а для руд колчеданных месторождений Урала это неразрешимая задача. При относительно повышенных содержаниях радиоактивных элементов сфалерит в ультрафиолетовом свете обнаруживает способность люминесцировать (Ярош, Юрин, 1965, 1966), при этом места скопления в минерале указанных элементов устанавливаются безошибочно по высвечиванию ореолов вокруг таких мест. Картины, высвечиваемые внутри ореолов (рис.1), не оставляют сомнений в том, что сами ореолы обусловлены альфа-излучением (Joly, Rutherford, 1913). Сопоставляя наблюдаемые нами дворники с четко выраженными сферами с рисунками дворников, проведенных П.Рамдором (Ramdohr, 1957), можно видеть, что основным радиоактивным элементом, при-

внесенным в колчеданные руды на Урале, является U 238.

Вполне понятно, что ореолы с серией четких шаровых сфер (колец в плоскостных срезах) – это те частные случаи, когда уран в сфалерите образует небольшие точечные скопления микроскопических масштабов. Если же указанный элемент накапливался в больших количествах и в трещинах сфалерита, в контактах зерен этого и других минералов, то ореолы, естественно, будут иными (рис. 2, б).

Интенсивность альфа-излучения зависит от количества излучателя и периода полураспада его. Такая зависимость хорошо видна и на высвечиваемых в сфалерите ореолах. В микроучастках сфалерита, в которых уран накопился в относительно повышенных концентрациях (точечные скопления), вместо серии четких сфер внутри дворики (см. рис.1) будут видны две сферы – узкая самая наружная и широкая внутренняя, которая "поглотила" несколько сфер с меньшими радиусами, чем у наружной. Пространство в двориках, занятое широкими внутренними сферами, в ультрафиолетовом свете не высвечивает (рис.3, б), т.е. сфалерит здесь утратил способность люминесцировать.

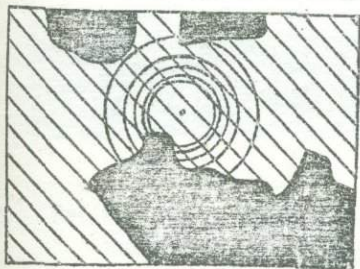
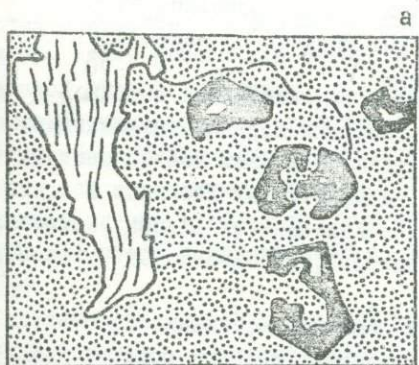
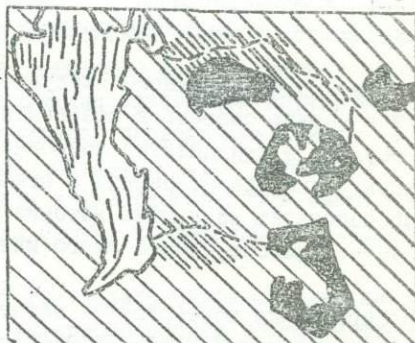


Рис.1. Четкий радиоактивный дворик в сфалерите (основной фон с косою штриховкой). Черное-пирит. Ультрафиолетовый свет. Рисунок по микрофото,  $\times 450$ .

В пирите, не обладающем способностью люминесцировать, следы альфа-излучения довольно легко обнаруживаются электролитическим травлением только в тех случаях, когда излучатель образует в них не большие точечные скопления, вокруг которых возникли четкие дворики (т.е. шаровых сфер, а последние поэтому и вытравливаются в пирите, что это места интенсивных нарушений альфа-частицами кристаллической решетки минерала). Ореолы в пирите около больших и неточечных скоплений урана несомненно вытравливаются, однако не всегда можно их надежно отличить от других картин, вытравливаемых в этом минерале.



а



б

в

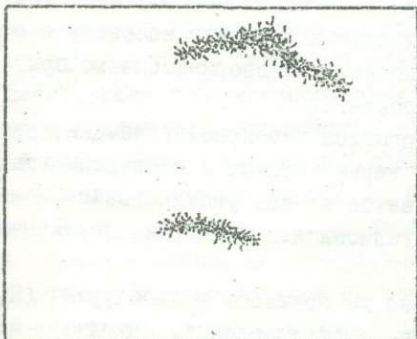


Рис.2. Микротрещинки в сфалерите (основной фон с точками). Отраженный свет. Рисунок по микрофото,  $\times 150$ . а-черное и заштрихованное – нерудные минералы, белое (внутри черного) – пирит, б-то же, в ультрафиолетовом свете. Около трещинок в сфалерите видны ореолы (мелкая штриховка). Рисунок по микрофото, в-треки – следы осколков ядер урана после облучения препарата нейтронами. Рисунок по микрофото.

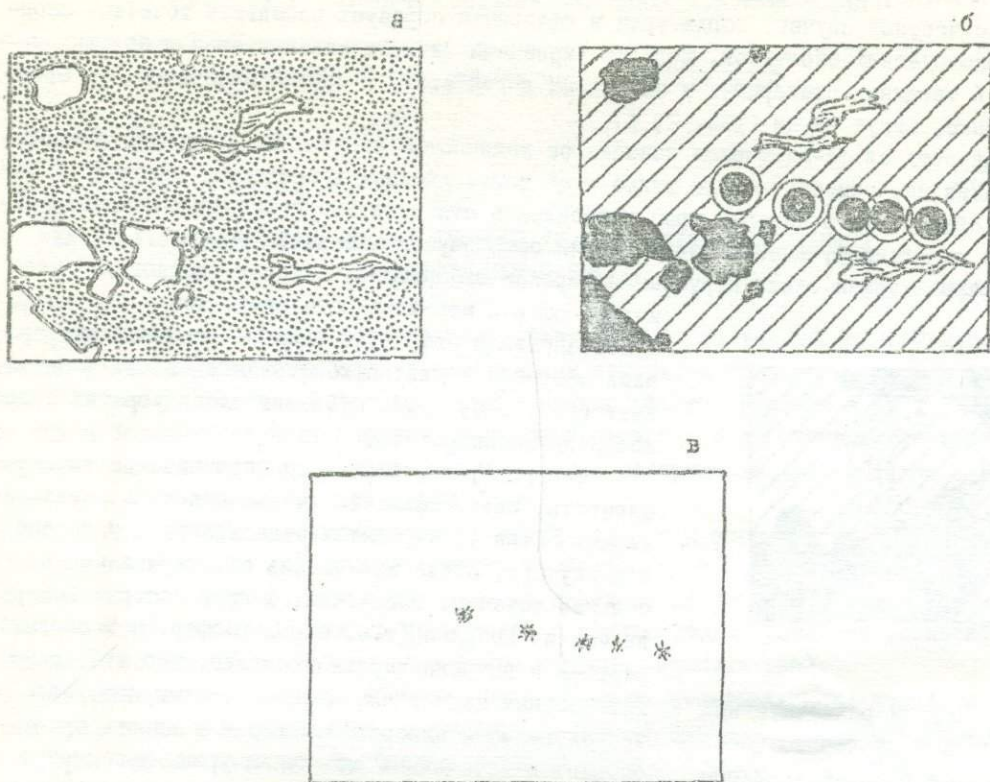


Рис.3. Взаимоотношения сфалерита (основной фон) с пиритом (белое) и серицитом (штриховка), а-отраженный свет. Рисунок по микрофото, х150, б-то же в ультрафиолетовом свете. Видны четкие радиоактивные дворники. Рисунок по микрофото, в-треки - следы осколков ядер урана после облучения препарата нейтронами. Рисунок по микрофото.

Таким образом, из приведенного следует, что изучение радиоактивных дворников в рудных минералах и в первую очередь в сфалерите и пирите (дворники изредка вытравливаются в халькопирите, борните и теннантите) позволяет обнаружить в последних места относительно высоких концентраций урана. Наряду с этим изучение радиоактивных дворников в значительной мере способствует раскрытию истории формирования колчеданных рудных агрегатов. Не вдаваясь в детальное обсуждение этого интересного вопроса, необходимо отметить следующее.

Для зерен пирита, не подвергшихся метаморфическим изменениям, характерна четкая зональность роста, которую С.Н.Иванов (1950) назвал зональностью первого рода, а П.Я.Ярошем и соавторами (1968, 1969) показано, что зерна пирита с такой зональностью формируются в стадии диагенеза, когда происходит раскристаллизация тонкодисперсных масс дисульфида железа. При метаморфизме зональность I в указанных зернах начинает исчезать и в них часто с периферии образуются незональные каемки. Радиоактивные дворники бываю приурочены только к таким каемкам и никогда не перекрывают зон роста I.

При метаморфизме колчеданных руд сульфиды подвергались перекристаллизации, при этом вырастали крупные и относительно крупные кристаллы и зерна пирита. В последних травлением также обнаруживается зональность роста, но она отличается от уже упоминавшейся зональности I и названа С.Н.Ивановым зональностью второго рода. Радиоактивные дворники перекрывают зональность II в упомянутых новообразованиях пирита.

В сфалерите, который претерпел заметные изменения до привноса в него урана (Ярош, Крип; 1966), ореолы (дворники) чаще всего приурочены к зонам дробления, крупным и мелким трещинам (см. рис.2,3), к пересечениям трещинок спайности. Заметные концентрации радио-

активных элементов видны в контактах зерен сфалерита и других минералов.

После того как в колчеданные руды был привнесен уран, альфа-излучение которого обусловило образование ореолов в рудных минералах, колчеданные рудные тела, особенно на Среднем Урале, испытывали интенсивные тектонические напряжения (направленное давление), обусловившие пластические деформации (течения) в рудах (Ярош, 1969). Деформации как в пирите, так и в сфалерите уничтожали радиоактивные дворники (рис.4). В сфалерите из руд,

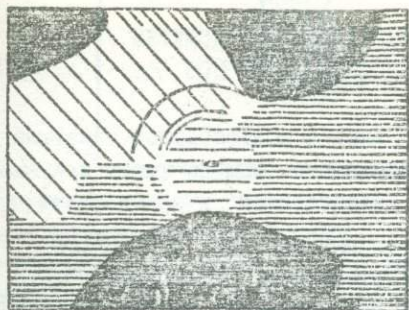


Рис.4. Четкие сферы радиоактивного дворника в недеформированном сфалерите (косая редкая штриховка). В деформированном сфалерите (частая горизонтальная штриховка) дворик не заметен. Черное - пирит. Ультрафиолетовый свет. Рисунок по микрофото,  $\times 450$ .  
таморфизма и времени его проявления (геологический возраст).

Радиоактивные ореолы в сфалерите и пирите дают представление и о распределении урана в колчеданных рудах, однако целый ряд причин и прежде всего исчезновение дворников при деформациях минералов ограничивают возможности примененного метода в раскрытии всех особенностей и деталей распределения указанных элементов в упомянутых рудах.

Чтобы стали ясными все нюансы в картине распределения урана в колчеданных рудах такой крупной рудной провинции, как Урал, автором совместно с И.Г.Берзиной представительные образцы руды с люминесцирующим и нелюминесцирующим сфалеритом изучались по специальной методике (Берзина и др., 1967). Облучение образцов проводилось в тепловой колонне атомного реактора, интегральный нейтронный поток составлял  $1 \cdot 10^{16}$  н/см<sup>2</sup>.

Сопоставление результатов изучения сфалерита в ультрафиолетовом свете в результате облучения этого и других минералов нейтронами (треки на лавсановых пленках) показало следующее.

1. Места относительно высоких концентраций излучателя альфа-частиц (центры радиоактивных дворников), обнаруживаемые в сфалерите ультрафиолетовым светом и травлением в пирите и других минералах, обнаруживаются так же и при облучении нейтронами этих же минералов (см. рис.2,3). При указанных условиях эксперимента разбитыми могут быть только ядра урана. Следовательно, вывод о том, что основным радиоактивным элементом, привнесённым в колчеданные руды, был уран, подтверждается. 2. Относительно повышенные содержания урана фиксируются в борнитсодержащих рудах. 3. В сфалерите урана больше, чем в находящемся рядом пирите и других минералах (это объясняется тем, что сфалерит имеет шесть направлений очень хорошо выраженной спайности, способствующей проникновению растворов прежде всего в зерна этого минерала). 4. Основная форма нахождения урана в рудах - примесь в минералах. 5. В сфалерите обнаруживаются микрочастки, в которых дворники вследствие тех или иных причин исчезли, но повышенные концентрации атомов урана сохранились. 6. В колчеданных рудах уран распределен неравномерно. Относительно высокие концентрации его наблюдаются в контактах зерен минералов, слагающих руду; в трещинках, пересекающих зерна

и агрегаты зерен минералов (см. рис.2); в точечных микроучастках (см. рис.3); в зернах акцессорного рутила (сорбция); рис.5; в зернах акцессорного давидита (?). Кроме того, в

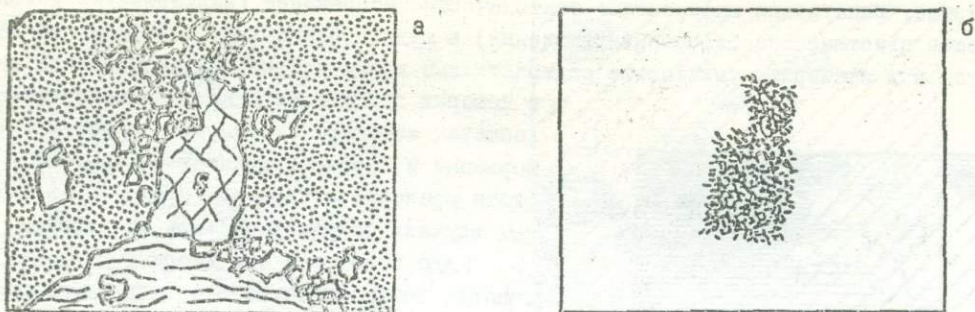


Рис.5. Взаимоотношение рутила (центр рисунка и пересекающие трещинки), сфалерита (основной фон), пирита (белое) и серицита (субпараллельные трещинки). а-отраженный свет. Рисунок по микрофото,  $\times 150$ , б-треки - следы осколков ядер урана после облучения препарата нейтронами. Рисунок по микрофото.

минералах встречаются микроучастки, где атомы урана распределены равномерно, однако концентрация их здесь значительно меньшая, чем в перечисленных случаях.

#### Л и т е р а т у р а

- Б е р з и н а И.Г., Б е р м а н И.Б., Г у р в и ч М.Ю., Ф л е р о в Г.Н., Ш и м е л е в и ч Ю.С. Определение концентрации урана и его пространственного распределения в минералах и горных породах. - Атомная энергия, 1967, т.23, вып.6.
- Б е р з и н а И.Г., Л у т ц Б.Г., А к и м о в А.П. Содержание и распределение урана в породах глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. - Изв. АН СССР, сер.геол., 1971, № 1.
- И в а н о в С.Н. Изучение зон роста зерен пирита в колчеданных месторождениях Урала. - Зап. Всесоюз.минерал. о-ва, 1950, № 2.
- Я р о ш П.Я. Метаморфизм руд колчеданных месторождений Урала. - Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Второго Урал. петрогр. совещ., т.3. Свердловск, 1969.
- Я р о ш П.Я., Ю р и н Ю.Ф. Фотолюминесценция сфалерита из колчеданных месторождений Урала. - Докл. АН СССР, 1965, т.165, № 3.
- Я р о ш П.Я., Ю р и н Ю.Ф. Использование фотолюминесценции сфалерита при решении некоторых вопросов генезиса колчеданных руд. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, вторая серия, 1966, ч.95, вып.6.
- Я р о ш П.Я., Б у с л а е в Ф.П., Ш е р с т о б и т о в а Л.А. Исследование тонкой скульптуры граней кристаллов пирита под электронным микроскопом. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1968, ч.97, вып.2.
- Я р о ш П.Я., Б у с л а е в Ф.П., Н и к у л о в а А.А. О диагенетических брекчиевидных текстурах в рудах Южноуральских колчеданных месторождений. - Геология рудных месторождений, 1969, № 1.
- R a m d o h r P. Neue Beobachtungen über radioaktive Höfe und radioaktive Sprengungen. - Abhandl. Akad. Wiss. Berlin Kl. Chem, 1957, Bd 2.
- J o l y J., R u t h e r f o r d E. The Age Pleochroic Halocs. - Philosophical Magazine, Ser.6, 1913, vol.25, April.

МЕТАМОРФИЗМ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ РАЗНЫХ ГЕОСТРУКТУРНЫХ  
ЗОН И ЕГО СООТНОШЕНИЕ С ПРОЦЕССАМИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Изучение метаморфизма горных пород привлекает к себе внимание не только петрологов. Основанием этому служит то положение, что состав метаморфизованных пород отражает не только эволюцию исходных образований, но и тесно связан со всей историей развития крупных структурных комплексов и зон. С другой стороны, большинство месторождений полезных ископаемых сопровождается метасоматическими изменениями, находящимися в сложных соотношениях с ассоциациями более ранних и поздних относительно формирования рудовмещающих комплексов вторичных продуктов. В этом смысле определение соотношений отдельных типов метаморфических процессов с рудообразованием в свете истории развития разных геоструктурных зон и слагающих их геологических комплексов, в том числе рудоносных и рудовмещающих, имеет прямое отношение к проблеме рудогенеза. Показательна проблема соотношения метаморфизма геосинклинальных вулканогенных толщ и колчеданного оруденения, начало детального изучения которой связано прежде всего с работами А.Н. Заварицкого (1936, 1950 и др.). Одно из положений выдвинутой им гипотезы о связи колчеданного оруденения с вулканическими процессами и порожденными ими комплексами, получившее всеобщее распространение, — признание существенной роли в формировании колчеданного оруденения явлений метаморфизма. Последующие исследования этой проблемы (Иванов, 1960, Логинов, 1950; Иванов, Нечехин, 1964, и др.) уточнили высказанные представления А.Н. Заварицкого, но они, несомненно, были толчком и отправной позицией исследований о природе метаморфизма, в том числе зеленокаменных изменений, вулканогенных толщ.

Вулканогенные породы в силу особенностей первичного состава, являющегося в целом метастабильным на ранних этапах накопления этих образований, условий формирования и геоструктурного положения в пределах подвижных зон, характеризуются частыми низкотемпературными минеральными преобразованиями, что не исключает наложение в определенных условиях и высокотемпературных изменений. Если последние обычно могут быть связаны с конкретными геологическими явлениями (регионально-контактовыми, контактовыми и другими), то природа первых менее ясна. В этом случае низкотемпературные изменения определяются как зеленокаменные, зеленосланцевые, пропилитовые. При этом предполагается, что они могут развиваться в вулканогенных комплексах разного геоструктурного положения, не имеют особых генетических отличий, а определяющим является низкотемпературный состав вторичных минеральных ассоциаций. Эволюционная направленность низкотемпературных минеральных преобразований вулканогенных пород, определяющая состав ассоциаций и особенно интенсивность минеральных преобразований, как правило, связывается с возрастом геоструктурных зон (Василевский, 1966; и др.). Однако анализ материалов показывает, что эти характеристики связаны в первую очередь с особенностями геотектонического заложения и развития подвижных зон, в разрезах которых присутствуют вулканогенные комплексы.

Вулканогенные образования, являясь составной частью продуктов магматизма, слагают значительную часть отложений разных геоструктурных областей. В соответствии с теорией геосинклиналей (Штилле, 1940; Обуэн, 1967, Хаин, 1964, и др.), а также учета нового материала по анализу особенностей заложения и развития зон активизации и изучения океанического дна (Пейве, 1969; и др.) следует различать эвгеосинклинали, включая вулканические и сланцевые (Дзоценидзе, 1948; Твалчрелидзе, 1971), терригенно-флишевые геосинклинали, миогеосинклинали, вулканические пояса зон ранней и поздней активизации и активизации на платформенном основании. В каждой из этих геоструктурных областей вулканогенные комплексы развиваются в разных частях геологического разреза и отличаются не только составом, но и степенью

низкотемпературного минерального преобразования и направленность метаморфических процессов, проявленных в этих комплексах (см. таблицу). Особо стоят современные рифтовые зоны срединных океанических поднятий, являющиеся, вероятно, современными аналогами древних подвижных поясов.

Типы геосинклинальных областей, характер вулканических процессов в них и метаморфизма вулканогенных пород

Геологические особенности	Эвгеосинклинали		Теригенно-флишевые геосинклинали	Микрогеосинклинали
	Вулканогенные	Вулканогенно-сланцевые		
Геоструктурное положение	Расположены во внутренней зоне геосинклинальной области, развиваются на океанической коре	Расположены во внутренней зоне геосинклинальной области, развиваются на океанической коре	Расположены на складчатом основании	Расположены во внешних зонах геосинклинальных областей, закладываются на консолидированном складчатом основании
Характер вулканизма, стадия проявления	Интенсивный базальтоидный вулканизм на раннегеосинклинальной стадии, слабый вулканизм раннеорогенной стадии	Отчетливый базальтоидный вулканизм на геосинклинальной стадии	Вулканизм на геосинклинальной стадии слабый, интенсивный субсеквентный вулканизм на позднеорогенной стадии	Магматические проявления отсутствуют или слабые на постскладчатой стадии, часто в связи с активизацией
Главные продукты вулканизма	Спилиты, базальтовые порфириты, порфириты, кислые вулканы	Спилиты, основные и кислые вулканы	Базальты, андезиты, липариты	Базальты, дациты, липариты
Осадочные породы, ассоциирующие с вулканистами	Ишмы, кремнистые сланцы, туффиты	Глинистые, кремнистые сланцы, туффиты	Песчаники, конгломераты, глинистые сланцы, флишеиды, известняки	Песчаники, конгломераты, глинистые сланцы
Изменения вулканогенных пород этапа становления вулканогенных комплексов	Региональный зеленокаменный метаморфизм на ранней стадии раннегеосинклинальных комплексов в условиях зеленокаменной и пумпеллит-пренитовой фаций, вулканы раннеорогенные свежие, не изменяются	Региональный зеленокаменный метаморфизм на ранней стадии, интенсивный динамометаморфизм на орогенной	Локальная пропилитизация	Изменения практически отсутствуют

Эндогенная метаталлогения вулканогенных комплексов	Характерно медноколчеданное, марганцевое, железомарганцевое, золотобаритовое, скарновомагнетитовое оруденение	Более характерно колчеданнополиметаллическое, меднопиротинное оруденение	Характерно жильное полиметаллическое, меднопорфировое, адунитовое, ртутное, золотополиметаллическое оруденение	Проявлена слабо или отсутствует
--	---	--	--	---------------------------------

В вулканогенных эвгеосинклиналиях, закладывающихся и развивающихся, по-видимому, на океанической коре или участках сильного утоньшения сиалической коры, характерно развитие на раннем этапе, соответственно в раннегеосинклиналиях вулканогенных комплексах, процессов регионального зеленокаменного метаморфизма, выделяемого в качестве самостоятельного типа (Иванов, Нечухин, 1964, 1969). Физико-химические условия их определены формированием этих комплексов в субмаринных условиях, скорее всего, положением в крупных рифтовых зонах (Иванов, 1970). В вулканогенных образованиях более поздних этапов выражены только локальные низкотемпературные изменения типа пропилитизации или околотретичные, отличающиеся резко от зеленокаменных, в первую очередь по характеру развития (Гуревич, Нечухин, 1970). В последующие этапы формирования эвгеосинклинали состав раннегеосинклиналих вулканогенных пород, претерпевших зеленокаменные изменения, усложняется наложением более поздних метаморфических явлений. Последовательно выделяются контактовый метаморфизм позднегеосинклиналих интрузий габбро-гранитного и габбро-сиенитового ряда, регионально-контактный и контактовый этап дислокационных движений и формирования складчатых гранитных интрузий.

Низкотемпературные преобразования вулканогенных пород сланцевых эвгеосинклиналий носят близкий характер, но необходимо специальное их изучение.

В терригенно-флишевых геосинклиналиях, основную часть разреза которых, включая ранние формации, составляют осадочные образования, вулканогенные комплексы формируются на средних и поздних стадиях, когда осадочные отложения образуют мощную сиалическую геосинклиналию кору. Внедрение магматических образований в этом случае связано с образованием расколов этой коры. Вулканогенные излияния происходят структурно в условиях сиалического, часто складчатого, основания, а фациально — в субэаральных или мелководных условиях, что, кроме всего прочего, существенно изменяет и физико-химические условия постмагматических явлений (Коржинский, 1960). Ранние низкотемпературные преобразования в вулканогенных породах имеют локальный характер развития и относятся к пропилитовому типу. На более поздних стадиях они могут усложняться наложением региональных, регионально-контактных и контактовых явлений, связанных с дислокациями и формированием кислых интрузий. Важно подчеркнуть, что низкотемпературные преобразования вулканогенных пород имеют пропилитовый тип и не несут черты регионального зеленокаменного метаморфизма. В свою очередь, локальные пропилитовые изменения слабо проявлены в геосинклиналих вулканогенных толщах эвгеосинклиналий.

Отметим также, что в геосинклиналиях на разных этапах их формирования выделяется два типа регионального метаморфизма. На ранних имеет место тип регионального метаморфизма, ограниченного низкими ступенями в рамках зеленокаменных изменений. Проявлен он, по-видимому, только в эвгеосинклиналиях и на Урале захватывает спилит-диабазовые и дифференцированные формации нижнего силура Тагильской зоны, аналогичные доверхнедевонские формации Магнитогорской зоны, а также визейские комплексы Иргизской зоны. Однако он не проявлен в вулканогенных комплексах более высоких горизонтов этих зон, как и в вулканогенных породах Тюменско-Кустанайской зоны. Последнюю следует рассматривать как зону активизации на складчатом основании (Иванов, Нечухин, 1968). Второй тип составляют процессы регионального метаморфизма орогенного и посторогенного этапов, связанные с региональной дислокацией, гранитизацией, гранитным магматизмом и мигматизацией. Характерная его черта — четкая температурная зональность, развитие пластических и разрывных дислокаций.

Метаморфизм отчетливо вычленивается (по крайней мере поздние этапы) на вулканогенно-осадочный субстрат, включающий в вулканогенных эвгеосинклиналих диабазы, спилиты, альбитофиры, кремнистые сланцы, габброиды, серпентиниты. Второй тип известен и в эвгеосинклиналих и терригенно-флишевых геосинклиналих, т.е. подвижных поясах геосинклинального типа.

Вулканогенные комплексы мегэосинклиналей, где они как магматические продукты имеют резко подчиненное значение, появляются на поздних этапах развития этих областей. Как правило, они выполняют наложенные структуры разломного характера и не исключено, что частично связаны с процессами магматической активизации. Вулканические породы мегэосинклиналей не подвержены низкотемпературным минеральным преобразованиям на ранних этапах формирования и часто сохраняют исходный состав, резко отличаясь этим от вулканогенных пород эвгеосинклиналей. Однако в силу структурного положения в зонах разломов, дислокационные явления в которых имеют многоэтапный характер, эти породы обычно сильно рассланцовываются и метаморфизуются в зеленосланцевой фации. В них сохраняются реликты исходных эффузивных пород, хотя минеральный состав сильно изменяется. Отличием является интенсивное развитие минеральных ассоциаций зеленосланцевой фации с преобладанием листоватых минералов (хлорита, серицита и др.).

Вулканогенные породы областей активизации как на складчатом основании, так и на платформенном независимо от возраста отложений представлены неизменными разностями. Сохраняются не только структурные, но и минеральные особенности исходных пород. При этом не составляют исключения минеральные образования метастабильного состояния, такие, как гидротизированные стекла, вулканические стекла (хлорофит, и т.д.). В качестве примеров можно привести неизменные или слабо измененные породы мезозойских тапоидов Урала, базальтоиды верхнепротерозойской структуры Ветреного пояса Байтийского щита, представляющей зону активизации на платформенном основании (Куликов, 1969) и т.д. Исключение составляют, естественно, зоны, оказавшиеся под воздействием интрузивного магматизма или расланцевания.

На основании приведенных сопоставлений можно сделать вывод, что степень низкотемпературного минерального преобразования вулканогенных пород связана не с их возрастом и возрастом геоструктурных зон, в которых развиты вулканические комплексы, а определяется структурным типом этих зон, в каждой из которых устанавливается свой эволюционный ряд метаморфических явлений. В этом смысле интенсивность преобразования пород, если брать во внимание суммарное отражение ее в горных породах, связана с полнотой проявления всех геологических процессов (интрузивного магматизма, дислокационных явлений и т.д.), которые сопровождаются метаморфическими изменениями. Контрастное сравнение в этом случае, например, каледонских образований с альпийскими, как и вулканогенных пород из геоструктурных зон разного типа, может создать неправильное представление. Примеры сохранения неизменных вулканогенных пород в древних вулканических поясах, накопившихся не на ранней геосинклинальной стадии (приводившийся выше пример Ветреного пояса Кольского полуострова как структуры верхнепротерозойской активизации на нижнепротерозойском основании), в сочетании их с зеленокаменноизмененными породами близкого в целом возраста раннегеосинклинальной стадии накопления (протерозойские отложения Центральной Карелии), а также присутствие зеленокаменно-измененных и неизменных вулканогенных пород в одной структурной зоне, но относящихся к разным стадиям (Урал, Алтай, Ц.Казахстан), говорят о том, что степень низкотемпературного преобразования и его характер зависят и тесно связаны с геотектоническим положением вулканогенного комплекса и места его в геологической истории подвижного пояса.

Зеленокаменная фация преобразования вулканогенных пород, как можно видеть из сопоставительного материала, имеет фиксированное проявление по комплексу признаков (Иванов, Нечухин, 1969) не во всех геосинклинальных областях (Усов, 1929), а в их конкретном типе, к которому относятся эвгеосинклинали. Условия накопления вулканогенных пород в геосинклиналих, развивающихся на складчатом основании, как и комплексов, проявляющихся на поздних геосинклинальных стадиях, по геотектоническим особенностям в-

разной степени близки к условиям формирования вулканогенных пород активизированных областей и зон. По-видимому, с этим можно связывать и отсутствие в них процессов регионально-зеленокаменного метаморфизма. В свою очередь, пропилитизация и региональный зеленокаменный метаморфизм, относясь к близким явлениям по связи их с постмагматическими процессами геосинклинального вулканизма, выделяются в разные типы в силу того, что они отчетливо развиваются на разных этапах эволюционного ряда метаморфических процессов.

Металлогения вулканогенных комплексов раннегеосинклинального базальтоидного магматизма эвгеосинклиналей определяется приуроченностью к ним колчеданного и скарново-магнетитового оруденений. Рудные месторождения колчеданного типа при этом залегают в толщах претерпевших зеленокаменный метаморфизм. Устанавливается не только пространственная, но и генетическая связь колчеданного рудообразования и процессов регионально-зеленокаменного метаморфизма (Иванов, Нечеухин, 1969), которая носит, однако, сложный характер. При геологической одновременности рудообразования и процессов метаморфизма и их генетической связи процессы регионально-зеленокаменного метаморфизма более продолжительны по времени, и их ранние стадии начинаются до, а поздние следуют за образованием колчеданных руд и перекрывающих их горных пород. Однако в целом процесс завершается в близкое с накоплением колчеданосных комплексов время. В свою очередь метаморфические процессы более поздних этапов формирования эвгеосинклиналей накладываются и на колчеданное оруденение, и на сопровождающие его метасоматиты, и на продукты зеленокаменного метаморфизма. К ним относятся явления контактового воздействия раннегеосинклинальных интрузивных комплексов габбро-гранодиоритовой формации, регионально-контактовые изменения в зонах гранитизации, контактовые и регионально-контактовые явления в связи с плутоническими гранитоидами, а также метасоматические преобразования регрессивной стадии, включающие хлоритизацию, серицитизацию, карбонатизацию, листвинитизацию, которые часто сопровождают золотое, золото-полиметаллическое и полиметаллическое оруденения. Все отмеченное, как и приуроченность к пропилитизированным комплексам эпигенетичных рудных формаций типа золоторудных и полиметаллических, исключает простую постановку вопроса возрастных соотношений колчеданного рудообразования и метаморфизма, как и соотношения пропилитизации и оруденения.

#### Л и т е р а т у р а

- В а с и л е в с к и й М.М. О понятии "пропилит" и процессе пропилитизации. - Зап.Всесоюз. минерал. об-ва, вторая серия, 1966, ч.96.
- Г у р е в и ч Л.П., Н е ч е у х и н В.М. Сравнительное сопоставление продуктов региональных, локальных и околорудных изменений вулканогенных пород западной части Магнитогорского прогиба. - Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск, 1970 (Свердл.горный ин-т).
- Д з о ц е н и д з е Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН Груз.ССР, 1948.
- З а в а р и ц к и й А.Н. Колчеданное месторождение Бява на Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще. - Труды Геол.ин-та АН СССР, 1936, № 5.
- З а в а р и ц к и й А.Н. Метаморфизм и метасоматизм в уральских колчеданных месторождениях. - Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- И в а н о в С.Н. Некоторые вопросы метаморфизма рудовмещающих вулканогенных толщ колчеданных месторождений на примере Урала. - Труды второго Всесоюзного петрографического совещания. М., 1960.
- И в а н о в С.Н. О происхождении гранитоидов и глубинных флюидов. - Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1970 г. Свердловск, 1971.
- И в а н о в С.Н., Н е ч е у х и н В.М. О времени зеленокаменных изменений и происхождении натриевых и существенно калиевых магматических серий в геосинклинальных образованиях Урала. - Докл. АН СССР, 1964, т.157, № 3.
- И в а н о в С.Н., Н е ч е у х и н В.М. О соотношении колчеданного оруденения и зеленокаменных изменений рудовмещающих вулканогенных толщ. - Геология рудных месторождений, 1969, № 1.

- К о р ж и н с к и й Д.С. Особенности постмагматических явлений в вулканических формациях в зависимости от глубины. - Докл. АН СССР, 1960, т.133, № 5.
- Л о г и н о в В.П. Геология Кабанских колчеданных месторождений (Средний Урал) и некоторые черты их генезиса и метаморфизма. - Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- О б у з н Е. Геосинклинали. М., "Мир", 1967.
- П е й в е А.В. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, 1969, № 4.
- Т в а л ч р е л и д з е Г.А. О тектонической основе прогнозирования рудоносности эвгеосинклиналей. - Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971 (ВСЕГЕИ).
- У с о в М.А. Фазы эффузивов. 1929.
- Ш т и л л е Г. Введение в строение Америки. - Избр.труды. М., "Мир", 1964.
- Х а и н В.Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1964.

В.С.ДОМАРЕВ, О.К.КСЕНОФОНТОВ,  
А.Н.УСПЕНСКИЙ

МЕТАСОМАТИТЫ И ГЕНЕЗИС МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТУРГАЯ

В последней работе по колчеданным залежам Урала А.Н.Заварицкий (1950) отмечал, что "вопрос о метаморфизме колчеданных месторождений должен будет дальше вырасти в еще более общую и широкую проблему метаморфизма рудных месторождений вообще, которая должна быть поставлена в таком объеме, в каком она еще не ставилась в науке". Это замечательное предвидение А.Н.Заварицкого полностью оправдалось, и в настоящее время различные аспекты метаморфогенного рудообразования в отношении всех генетических групп месторождений, от магматических до осадочных, широко рассматривается как советскими, так и зарубежными геологами. Что же касается колчеданных месторождений, то, как отметил В.И.Смирнов (1968), "... генеральная линия разработки теории колчеданного рудообразования ... прокладывается под знаком уточнения и совершенствования гипотезы А.Н.Заварицкого".

Одним из существенных вопросов метаморфогенного рудообразования является проблема источника рудного вещества и переносящих его водных растворов. Ортодоксальная теория гидротермального рудообразования, по которой и материал рудных минералов и основное количество переносящих их вод происходит из магматических очагов или из глубинных зон Земли (мантии?), в большинстве случаев вступает в противоречие с наблюдаемыми фактами. В настоящее время общепризнано, что происхождение вод рудообразующих растворов может быть различным. Наряду с водами, выделяющимися из магматического очага или из глубин Земли, решающую роль в образовании рудных залежей могут играть воды, освобождающиеся из вмещающих их пород при метаморфизме, а также глубоко погребенные или инфильтрационные вадозные воды. В связи с этим советскими и зарубежными геологами было сделано предложение различать три группы "гидротермальных" месторождений, образованных растворами магматического, метаморфического и вадозного происхождения. Выделение таких групп лишает термин "гидротермальное месторождение" геологического содержания, и он может обозначать лишь, что в образовании минералов руд принимали участие термальные водные растворы, как это свойственно большинству месторождений всех генетических групп. Существование среди гидротермальных образований жил альпийского типа, образованных из материала вмещающих пород, заставило пересмотреть представление о генезисе и других "гидротермальных" рудных жил, большинство которых с достаточным основанием может относиться к метаморфическим образованиям (Домарев, 1967).

Роль регионального метаморфизма в образовании скарновых месторождений изучена меньше, что, по-видимому, в известной степени связано с разнообразием рудных образований этой группы и отсутствием общепризнанных подразделений ее. Л.Н.Овчинников (1960) среди "контактовых-метасоматических" (скарновых) месторождений Среднего и Северного Урала выделяет четыре типа: 1) пластовые залежи в слоистой осадочно-вулканогенной толще, 2) месторождения непосредственного контакта интрузивов с известняками или реже с другими породами, 3) месторождения, связанные с ксенолитами пород кровли в интрузивном массиве и 4) залежи в тектонических зонах.

Первые два типа скарновых месторождений относятся к распространенным во многих районах рудным формациям, включающим не только месторождения железа и меди, как на Урале, но также месторождения свинца и цинка, вольфрама, олова, молибдена и других металлов.

Источником железа железорудных скарновых месторождений Среднего и Северного Урала, по мнению Л.Н.Овчинникова (1960), в какой-то степени могли являться вулканогенные породы вмещающих залежи толщ. Эти породы обычно осветлены за счет выноса железа, например, порфириты Второго Северного месторождения при осветлении теряют железо в количестве 3-6%

от веса породы.

Вынос железа из вмещающих пород магнетитовых скарновых месторождений первого типа широко распространен и в других регионах, в частности, в Тургае, где они нередко относятся к пластовым залежам в слоистой осадочно-вулканогенной толще. Многие авторы, изучавшие Тургайские месторождения, отмечают вынос железа из вулканитов вмещающих толщ, но роль этого железа в формировании скарнов и магнетитовых залежей оценивают различно. Однако некоторые из них приписывают освобожденному из пород железу второстепенное значение, считая главную массу железа скарнов и руд ювенильной. А.И.Иллев, О.К.Ксенофонов, Ю.Г.Фальков и А.В.Филатов (1969) образование Тургайских месторождений связывают с выносом железа из вмещающих рудные залежи толщ. Разделяя это мнение, в данной статье мы пытаемся рассмотреть его подробнее, чем это было сделано до настоящего времени.

Скарновые железорудные месторождения Тургайского прогиба локализируются в зоне субмеридионального простираания, прослеживающейся на расстоянии 350-400 км при ширине 40-70 км. Пространственно они тесно связаны с породами валерьяновской свиты, прорванной интрузиями сарбай-соколовского магматического комплекса. Валерьяновская свита сформировалась в течение среднего визе-верхнего намюра в периферической части Уральской складчатой системы, в пределах Валерьяновского мегасинклиория.

Мегасинклиорий ограничен региональными разломами субмеридионального простираания: Ливановским на западе и Олановским на востоке. Более молодыми субширотными и субмеридиональными сбросо-сдвигами он разбит на большое количество блоков.

Валерьяновская свита подстилается песчано-глинистой толщей верхнего турне-нижнего визе и перекрывается с резким угловым несогласием красноцветными континентальными отложениями верхнего палеозоя. Свита сложена вулканогенными и осадочными породами. Среди эффузивных образований резко преобладают разности андезитового и андезито-базальтового состава, представленные разнообразными плагиоклазовыми, пироксен- и амфибол-плагиоклазовыми порфиритами. Пирокластические породы среднего состава также наиболее распространены; среди них преобладают литокластические псаммитовые и псефитовые разности, которым подчинены алевритовые и лепловые, часто ассоциирующие с туффитами. Вулканиты кислого состава встречаются преимущественно в южной части Валерьяновского мегасинклиория, где развиты ограниченно, а также на севере, на участках Качарского и Давыдовского месторождений. Осадочные породы валерьяновской свиты представлены разнообразными известняками, алевролитами, аргиллитами. В разрезе валерьяновской свиты в нижних и верхних ее частях преобладают пирокластические породы, а в средней части развиты преимущественно лавы.

Вулканогенные породы на площади Валерьяновского мегасинклиория распределены неравномерно, что обусловлено очаговым характером вулканизма, причем наблюдается общая тенденция к уменьшению их количества в разрезе с севера на юг. В составе свиты среди вулканогенных пород отмечаются прослойки и линзы гипс-ангидритовых пород мощностью 5-10 м. Эти породы встречены на Качарском месторождении (северная часть валерьяновской свиты), Копоткинском (средняя часть свиты), Сорском (южная часть свиты).

Отсутствие сульфатных пород в других районах, где распространены отложения валерьяновской свиты, может быть объяснено блоковым строением мегасинклиория и относительно слабой изученностью разреза между месторождениями.

Присутствие в валерьяновской свите линз или пластов ангидрита, свидетельствующих об участии в ее составе галогенных пород, отложенных в мелководных бассейнах типа лагун, по нашему мнению, могло способствовать образованию железорудных залежей. С осадочным происхождением ангидрита согласуются и данные об изотопном составе серы, полученные в лаборатории ИГЕМ (Соколов, Павлов, 1970). Однако необходимо отметить, что, по мнению Г.А.Соколова и Д.И.Павлова, ангидрит эпигенетически выделялся из рассолов в разломах, секущих валерьяновскую свиту. С нашей точки зрения, такие представления не согласуются с имеющимися фактами.

Субвулканические породы представлены межпластовыми залежами, с иллами, некками диабазовых порфиринов, диорит-порфиринов и в меньшей степени гранит-порфиринов.

Интрузивный (сарбай-соколовский) комплекс включает в себя синтетектонические интрузии, по составу близкие вулканитам, среди которых они залегают. Наибольшим распространением пользуются основные и средние породы; умеренно кислые и кислые наблюдаются в подчи-

ненных количествах. Массивы плутонических пород образуют отдельные группы распределения, которые соответствуют расположению главных очагов вулканизма. С севера на юг отмечается повышение кислотности пород. Если в северной части формации типичны габбро и габбро-нориты, то в средней наиболее часто устанавливаются пироксеновые и роговообманковые диориты, а в южной – роговообманковые, кварцсодержащие и кварцевые диориты. Возраст интрузивного комплекса, по данным геологических наблюдений, намюрский.

Определения абсолютного возраста дают значения от 340 до 286 млн. лет.

Железорудные месторождения скарновой формации приурочены исключительно к породам валерьяновской свиты. Магнетитовые залежи нередко залегают согласно с вмещающими породами, замещая вулканиты, известняки и терригенные породы. Иногда в них проявлена полосчатая текстура, обусловленная чередованием рудных и силикатных полос, магнетитовых и пиритовых (пирротиновых) полос или полос крупно- и мелкозернистого магнетита.

Характерная черта пород валерьяновской свиты – постоянно наблюдающиеся зоны осветленных скаполитизированных и альбитизированных изверженных и пирокластических пород. В процессе осветления и альбитизации происходит раскисление плагиоклаза и разложение цветных минералов, при этом из пород выносятся кремний, алюминий, титан, железо, кальций и калий и привносится значительное количество натрия (см. таблицу). По составу рудовмеща-

Баланс вещества при альбитизации вулканитов валерьяновской свиты

Компоненты	Андезитовые и андезитобазальтовые порфириты и их туфы ( $d_v = 2,77$ ), среднее из 44 анализов			Альбитизированные андезитовые и андезитобазальтовые порфириты ( $d_v = 2,59$ ), среднее из 38 анализов			Привнос (+) и вынос (-) катионов на объем $16600 \times$		Привнос и вынос компонентов, г/100 см <sup>3</sup>	
	вес. %	Колич. катионов на объем $16600 \times$	Колич. компонентов, г/100 см <sup>3</sup>	вес. %	Колич. катионов на объем $16600 \times$	Колич. компонентов, г/100 см <sup>3</sup>	+	-	+	-
SiO <sub>2</sub>	51,77	238,77	143,40	52,27	205,59	135,38		23,18		8,02
TiO <sub>2</sub>	0,95	3,05	2,64	0,85	2,59	2,20		0,46		0,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,53	100,27	51,32	18,05	91,69	46,75		8,58		4,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,15	14,40	11,52	14,33	13,99	11,21		1,01		0,28
FeO	4,27	16,62	11,83	3,38	12,17	8,76		4,15		3,07
MnO	0,17	0,83	0,47	0,65	2,33	1,68	1,50		1,21	
MgO	4,34	29,92	12,02	3,87	25,12	10,02		4,80		2,00
CaO	6,95	34,07	19,25	6;57	30,56	16,92		3,51		2,33
Na <sub>2</sub> O	2,89	26,00	8,00	5,59	46,62	14,48	20,62		6,48	
K <sub>2</sub> O	1,48	8,86	4,00	0,92	5,18	2,38		3,68		1,62
H <sub>2</sub> O	0,66			0,48						
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17			0,16						
П.д.п.	3,67			2,88						
Сумма	100,00			100,00						

ющих метасоматических пород Тургайские месторождения железа можно разделить на пять типов: 1) скаполитовый, 2) скаполит-пироксеновый, 3) собственно скарновый, 4) гидросиликатный, 5) скарново-гидросиликатный. Состав метасоматитов, по-видимому, зависит от особенностей исходных пород и от глубины и температурных условий их образования.

Начекающаяся последовательность основных метасоматических изменений пород валерьяновской свиты альбитизация-скаполитизация-скарнирование, по-видимому, характеризует прогрессивную стадию развития метаморфизма от более низкотемпературных к более высокотемпературным. С этим согласуются приведенные В.М.Щербаком (1970) данные о декрипитации зерен магнетита скарновых месторождений, согласно которым она происходит в интервале температур 350–600° (при максимальном эффекте в интервале 400–500°С, а декрипитация магнетита гидросиликатных месторождений – при 340–390°С. Следует оговориться, что метасоматические процессы, в том числе образование руд, происходят относительно длительное время при меняющихся условиях, вследствие чего выделяется несколько генераций различных мета-

соматических и рудных минералов.

Приведенные факты не позволяют согласиться с мнением исследователей, связывающих образование Тургайских месторождений с интрузиями диоритов сарбай-соколовского комплекса и видящих источник железа в магматическом очаге или глубинных зонах Земли. Против определяющей роли интрузивных пород в образовании рудных залежей говорит тот факт, что метасоматические изменения, в частности альбитизация, с которыми связано образование рудных залежей, налагается на уже консолидированные интрузивы, причем эти изменения отражают прогрессивную стадию процесса. При интрузии магматические массы оказывали воздействие на вмещающие породы, вызывая образование контактовых роговиков и ранних скарнов, но эти изменения были дорудными. Скарны, как характерные рудовмещающие породы, обычны для месторождений Тургай, расположенных в контакте с интрузиями. Авторы, изучавшие подобные месторождения указывают, что процесс образования их был по меньшей мере двустадийным, между формированием скарнов и отложением руд существовал перерыв во времени. Отсутствие генетической связи оруденения с интрузивами иллюстрируется разобщенностью многих месторождений и массивов плутонических пород, кроме того, они не наблюдаются в подстилающих валерьяновскую свиту осадочных породах, также прорванных породами сарбай-соколовского интрузивного комплекса. В месторождениях, находящихся непосредственно около интрузивов или вблизи них, геологическая корреляция между размерами массивов и характером и масштабом оруденения отсутствует. В противоположность этому во всей рудной зоне характерна приуроченность месторождений к районам, где стратиграфический разрез насыщен вулканогенными породами.

Наиболее значительные месторождения находятся на участках преобладающего развития вулканитов, где последние имеют средний и основной состав. В связи с этим во всем железорудном поясе Тургай с севера на юг параллельно с уменьшением количества вулканитов месторождения становятся мельче. Намечается связь и между масштабами оруденения и интенсивностью метасоматических изменений пород. Как видно из таблицы и из аналогичных данных других авторов, количество выносимого из вулканитов, даже при слабой их альбитизации, железа достаточно велико, чтобы при значительном объеме измененных пород обусловить возможность образования месторождений любых масштабов. Значительный вынос железа имеет место и при скаполитизации.

Перенос и переотложение железа и других компонентов осуществлялся водами, мобилизованными из осадочно-вулканогенной толщи, поскольку указания на поступления магматических или глубинных вод отсутствуют. Наличие в валерьяновской свите галогенных пород, о чем свидетельствует присутствие ангидрита, могло обусловить существование концентрированных рассолов, химическая активность которых в настоящее время проиллюстрирована металлоносными рассолами п-ва Челекена и Калифорнии. Современные захороненные в палеозойских породах хлор-натриевые воды имеют минерализацию от 50 г/л и больше (Соколов, Павлов, 1970). Весьма вероятно, что в карбоне минерализация воды была еще выше. На хлоридный состав рудообразующих растворов указывает широкое распространение в метасоматитах скаполита, а присутствие в некоторых месторождениях датолита и других борных минералов (Ивлев, Сорочинская, 1970) в известной степени подкрепляет мнение об участии в составе рудообразующих рассолов материала галогенных отложений.

Таким образом, генезис Тургайских магнетитовых месторождений мы связываем с метаморфизмом пород валерьяновской свиты и происходящими в то время метасоматическими процессами. Это позволяет установить дополнительные к существующим критерии оценки перспектив отдельных участков и площадей.

#### Л и т е р а т у р а

- Д о м а р е в В.С. О метаморфогенном рудообразовании. - Совгеология, 1967, № 4.
- В а в а р и ц к и й А.Н. Метаморфизм и метасоматизм в уральских колчеданных месторождениях. - Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- И в л е в А.И., К с е н о ф е н т о в О.К., Ф а л ь к о в Ю.Г., Ф и л а т о в А.В. Валерьяновская андезит-диоритовая визе-намюрская вулканоплутоническая формация Тургайского прогиба и ее рудоносность. Алма-Ата, "Наука", 1969.
- И в л е в А.И., С о р о ч и н с к а я В.И. Об источнике борной минерализации Качар-

- ского магнетитового месторождения. - Магматизм и эндогенная металлогения Зауралья. Кустанай, 1970.
- О в ч и н и к о в Л.Н. Контактново-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Труды Геол. ин-та УФАИ СССР, 1960, вып.39.
- С м и р н о в В.И. Колчеданные месторождения. - Генезис эндогенных рудных месторождений. М., "Недра", 1968.
- С о к о л о в Г.А., П а в л о в Д.И. Об условиях формирования и локализации Тургайских магнетитовых месторождений. - Магматизм и эндогенная металлогения Зауралья. Кустанай, 1970.
- Щ е р б а к В.М. Некоторые черты металлогении средней части Тургайского железорудного пояса. - Магматизм и эндогенная металлогения Зауралья. Кустанай, 1970.

РАЗВИТИЕ ИДЕЙ А.Н.ЗАВАРИЦКОГО В ОБЛАСТИ ПЕТРОЛОГИИ

Александр Николаевич Заварицкий - ученый с мировым именем, с широким кругом научных интересов, вошел в историю прежде всего как крупнейший петролог и как исследователь Урала, автор многих ставших классическими монографий: по горе Магнитной, перидотитовому массиву Рай-Из, Платиноносному поясу, Ильменогорскому комплексу метаморфических и щелочных пород, Ишимскому щелочному комплексу, Бердяушскому плутону рапакиви, учебных руководств по петрографии и ее физико-химическим основам, как основоположник новой науки - петрохимии (Заварицкий, 1909, 1923, 1926, 1932, 1936, 1937а, б, 1939, 1944; Заварицкий, Соболев, 1961). Изложенные в этих работах идеи и фактический материал, непревзойденный по точности описания, до сих пор сохраняют свое значение, особенно для уральцев, как основа и руководство для дальнейших исследований. Сейчас, спустя два десятилетия после смерти А.Н.Заварицкого, уже можно подвести некоторые итоги тому, что сделано по главным направлениям его исследований, что реализовано из его научного наследства, его заветов.

Этот неизбежно краткий обзор - ибо в одном сообщении невозможно охватить весь круг исследований, начатых А.Н.Заварицким - мы начнем с ультраосновных пород и прежде всего с знаменитого Платиноносного пояса - колыбели русской петрографии. Здесь А.П.Карпинский одним из первых в России применил микроскопический метод для изучения горных пород и на пироксенитах горы Качканар сто лет назад защитил свою **диссертацию**. Хорошо известны капитальные исследования В.С.Федорова, Л.Дюпарка, Ф.Ю.Левинсон-Лессинга, Н.К.Высоцкого, достойным продолжателем которых был А.Н.Заварицкий.

Первые исследования были выполнены А.Н.Заварицким, студентом Петербургского горного института, в Нижне-Тагильском округе на дунитовом массиве горы Соловьевой еще в 1906-1908 гг. в качестве помощника Н.К.Высоцкого (Заварицкий, 1909). Значение их в полной мере мы смогли оценить лишь недавно. А.Н.Заварицкий выделил два главных типа аподунитовых серпентинитов - хризотилловых и антигоритовых, аналогичных по валовому химическому составу, но различных по минеральному составу и по структуре. Для первого типа он отметил отсутствие выделений магнетита и зеленоватую окраску хризотила, свидетельствующую о его повышенной железистости. Таким образом, А.Н.Заварицкий уже 60 лет назад выделил безмагнетитовый тип серпентинизации, который долго оставался незамеченным, хотя, как мы сейчас знаем, и является ведущим. Последующие исследователи (Г.Л.Падалка, Е.П.Молдавандцев и др.) подтвердили, что отсутствие магнетита - характерный признак всех аподунитовых серпентинитов пояса. Наши исследования (Штейнберг, Малахов, 1964) показали, что это - особенность вообще ранней серпентинизации всех бескальциевых ультрабазитов (дунитов, гарцбургитов), свойственная не только Платиноносному поясу, но и типичным альпинотипным ультрабазитам Урала и мира.

А.Н.Заварицкий показал также, что при перекристаллизации хризотилловых безмагнетитовых аподунитовых серпентинитов образуются магнетитовые брусит-антигоритовые серпентиниты ("серые змеевики" Н.К.Высоцкого). Сейчас мы знаем, что брусит присутствует и в хризотилловых серпентинитах, но в тонкодисперсном виде, вследствие чего обнаруживается только термическим анализом или путем селективного выщелачивания слабыми кислотами или хлористым аммонием.

Следующее важное наблюдение А.Н.Заварицкого касается взаимоотношений пироксенитов и дунитов. Он первый показал, что пироксениты образуются путем замещения дунитов в твердом состоянии (Заварицкий, 1928). Хотя его объяснение (образование пироксенитов в результате

реакции габбровой магмы с затвердевшим ранее дунитом) сейчас большинством петрологов не разделяется, сам характер взаимоотношений пород полностью подтвердился последующими исследованиями. По существу известные представления А.А.Ефимова о метасоматическом преобразовании дунитов под влиянием глубинных растворов с образованием на их месте пироксенитов и габброидов являются развитием наблюдений и идей А.Н.Заварицкого, хотя и в модифицированном виде (Ефимов, Ефимова, 1967).

Метасоматическое развитие клинопироксенитов по дунитам было установлено в дальнейшем во многих массивах Платиноносного пояса и за его пределами. Оно протекает в двух морфологических видах: с образованием полосчатых дунит-клинопироксенитовых комплексов в результате развития пироксена по сети параллельных трещин и с образованием массивных пироксенитов с ядрами сохранившихся слабо измененных, хотя и серпентинизированных дунитов, содержащих зерна хромита, при проникновении растворов по неправильной сети трещин.

Другой вид пироксенизации – развитие энстатита, которое было обнаружено А.А.Ефимовым (Ефимов, Иванова, 1965) в дунитах Иовской пропасти (Кытлымский массив Платиноносного пояса), Г.Б.Рудником (1965) в дунитах Нуралинского массива (Миасский район Южного Урала), И.И.Никитиным – в Халиловском массиве Кемпирсайского пояса (Южный Урал), В.ф.Морковкиной – на Полярном Урале (Морковкина, 1967) и др. Энстатит, не отличающийся по составу, по имеющимся пока данным, от первичного (равномерно распределенного, обладающего плоскостной ориентировкой) и содержащий нередко вставки клинопироксена (продукты распада твердого раствора), что позволяет оценить температуру образования в интервале 1000–1000<sup>0</sup>, образует цепочки зерен вдоль трещин отдельности, неравномерно распределенные гнезда, перматитные крупнокристаллические обособления, т.е. обнаруживает все признаки развития в твердой породе под действием каких-то растворов.

Изучая перидотитовый массив Рай-Из на Полярном Урале, входящий в состав главного пояса ультрабазитов Урала, А.Н.Заварицкий сделал важные наблюдения над метасоматическим развитием дунита и хромита по гарцбургиту, иллюстрировав их прекрасными зарисовками (Заварицкий, 1932). По А.Н.Заварицкому, хромит образует гнезда внутри дунитовых жил, секущих полосчатость гарцбургитов, создавая своего рода околорудную оторочку около хромитовых тел в гарцбургитах. А.Н.Заварицкий описал детально и сам процесс замещения ортопироксена в гарцбургитах оливином. Таким образом, Александр Николаевич Заварицкий первым обратил внимание на существенную роль метасоматоза в образовании ультрабазитов, которые долгое время считались, да и сейчас считаются многими исследователями, целиком магматическими. Эти наблюдения А.Н.Заварицкого были детализированы на примере перидотитовых массивов Полярного Урала Г.М.Виноградской, которая пришла к выводу о метасоматическом происхождении не только поперечных жил дунита, но и тонких его прослоев, обуславливающих полосчатую текстуру пород (Виноградская, 1957). По мнению Г.М.Виноградской, это доказывается приуроченностью полос дунита к системе трещин отдельности, секущих под очень острым углом плоскостную ориентировку равномерно распределенных табличек энстатита, которые есть все основания считать первичными. Много внимания метасоматическому развитию оливина в ультрабазитах Урала уделила С.В.Москалева (1954), описавшая оливинизацию клинопироксенитов Платиноносного пояса на примере Баранчинского массива (в пироксенитах горы Голый). В последующем явления оливинизации были установлены в пироксенитах Качканара (Штейнберг, 1960; Фоминых и др., 1967). С.В.Москалева, однако, начав с выделения реальных процессов, сошла в дальнейшем в этого пути и пришла к необоснованным выводам об образовании всех оливиновых пород путем оливинизации первичных пироксенитов. Это заключение противоречит фактам. В целом оливинизация по сравнению с метасоматическим развитием пироксена по дунитам – процесс второстепенный, хотя и широко распространенный. Отрицать его полностью также нет оснований.

Таким образом, широкое развитие разнообразных метасоматических процессов в рамках составов ультрабазитов без образования полевых шпатов сейчас можно считать доказанным. Речь может идти лишь о разделении первичных и метасоматических ультрабазитов, о выяснении их взаимоотношений, геологической роли, уточнении физико-химических условий формирования. Это разнообразие усиливается широким развитием по ультрабазитам плагиоклаза (анортита) с образованием метасоматических габброидов (Морковкина, 1967; Ефимов, Ефимова, 1967). Несмотря на важность этого процесса, мы на нем не останавливаемся, так как

он выходит за рамки вопросов, рассматривавшихся А.Н.Заварицким в его работах.

Особо следует остановиться на идеях А.Н.Заварицкого о генезисе так называемых магматических месторождений титаномагнетитов, хромитов и других руд. Как известно, он ввел новое понятие "фузивных" месторождений, имея в виду позднее развитие рудных обособлений в ходе становления интрузивных пород (Заварицкий, 1937). А.Н.Заварицкий подошел к представлению о метасоматическом образовании многих магматических руд; об этом говорят его наблюдения над хромитами в гарцбургитах Рай-Иза. Поэтому мы можем с полным правом говорить о том, что возникшие на Урале представления о метасоматическом происхождении многих титаномагнетитов Качканарского, Волковского типов (Штейнберг, 1953; Штейнберг, Фоминых, 1962; Штейнберг, Еремина, 1963; Штейнберг и др., 1964; Ефимов, Ефимова, 1967; Фоминых и др., 1967) являются дальнейшим развитием идей А.Н.Заварицкого, а также А.П. Карпинского, который в 20-е годы высказался довольно смело для того времени в пользу пневматолитового происхождения коренных месторождений платины в дунитовом массиве горы Соловьева на Урале. В этом вопросе, как и в проблеме генезиса ультрабазитов, надо не спорить о том, существуют ли метасоматические титаномагнетиты - это уже доказано, а пытаться разделить действительно магматические от постмагматических. По-видимому, к первому типу ближе всего месторождения Копанского типа и их аналоги на Урале (месторождение Малый Куйбас в Магнитогорском рудном поле) и за его пределами (Лысанское, Патинское и др.). Ко второму несомненно относятся месторождения Качканарско-Первоуральского типа, представляющие собой метасоматические концентрации титаномагнетита в основном во вкрапленной форме, возникшие в пироксенитах и горнблендитах в результате привноса железа в условиях высокого потенциала кислорода, который препятствовал повышению железистости силикатов выше 20-25%. Сами рудовещающие породы, как мы уже отмечали, являются также метасоматическими образованиями - продуктами переработки дунитов. К метасоматическим же относятся титаномагнетитовые руды Волковского типа, не говоря уже о малотитанистых магнетитах, ассоциированных с пироксен-скаполитовыми (Осокино-Александровское, Качарское месторождения на Урале), пироксен-плаггиоклазовыми (Евстунинское месторождение в Нижне-Тагильском районе) породами в рудных полях контактово-метасоматического типа.

Существенного прогресса в понимании генезиса хромитовых месторождений пока нет. Большинство исследователей стоит на традиционных позициях ликвации и магматического генезиса вообще, не отрицая роли метасоматоза в отдельных редких случаях. С нашей точки зрения, главное затруднение в том, что экспериментальные данные Кейта и А.Т.Базилевского исключают возможность обогащения хромом остаточного наиболее легкоплавкого расплава, так как эвтектика содержит только 1% хромита, т.е. столько же, сколько рядовой дунит (Keith, 1954; Базилевский, 1966). По этим же данным, ликвация имеет место в расплавах, чрезвычайно, в десятки раз против эвтектики, обогащенных хромом. Каким путем такие расплавы могут образоваться из обычных ультрабазитов, содержащих 1% хромита, остается неясным. Что касается хромитов в стратиформных дифференцированных массивах, то их первично магматический (сегрегационный) генезис по-прежнему сомнений не вызывает. На Урале к этому типу относится Сарановское месторождение.

А.Н.Заварицкий первый показал, что Платиноносный пояс не является межформационным образованием и залегает внутри вулканогенных толщ Тагильского прогиба, подвергшихся метаморфизму, но не на границе их с древними метаморфическими толщами Урал-Тау (Заварицкий, 1941). Он первый привлек внимание к проблеме амфиболитов, тесно ассоциированных с массивами пояса. Сейчас после многолетних исследований ряда геологов мы не сомневаемся, что амфиболиты пояса - продукт метаморфизма вмещающих его вулканогенных толщ, а не интрузивов. Более того, выяснилось, что амфиболиты по диабазам - характерный спутник ультраосновных массивов не только Платиноносного пояса, но всего Главного ультрабазитового пояса Урала, приуроченного к зоне сопряжения палеозойской эвгеосинклинали с фундаментом Русской платформы, к так называемому Главному глубинному разлому. Это, по-видимому, характерная особенность многих серпентинитовых поясов мира. Амфиболиты не являются продуктом контактового воздействия ультрабазитов, как можно думать судя по их пространственной близости, а древнее их и подвергались пластической деформации - линейному течению и перекристаллизации - до внедрения ультрабазитов. Природа взаимоотношений ультрабазитов и амфиболитов и других метаморфических пород, ассоциированных с ультрабазитами -

сейчас одна из интереснейших проблем не только петрологии, но и геологии вообще, для решения которой на Урале имеются благоприятные условия.

С именем А.Н.Заварицкого связано возникновение и широкое развитие науки о химическом составе горных пород – петрохимии. Главная заслуга Александра Николаевича Заварицкого не в изобретении нового способа пересчетов и графического изображения химических анализов – это было одним из его увлечений, а в том, что он показал значение петрохимии как науки, специального раздела петрологии, изучающего закономерности вещественного состава пород, на физико-химической основе.

В известной монографии ("Введение в петрохимию изверженных горных пород", 1944) А.Н.Заварицкий развил учение о петрохимических сериях магматитов, показал, что они образуют две главные совокупности – известково-щелочных и щелочных пород, что эти совокупности в системе трех координат, выбранных А.Н.Заварицким, статистически отображаются поверхностями. Развитие этого вывода показало, что вулканиты известково-щелочной группы и их интрузивные комагматы образуют единую бивариантную серию, составы которой могут быть изображены на плоскости с помощью системы изолиний (Штейнберг, 1964; Штейнберг, Коротеев, 1968).

Серии вулканитов, выделенные А.Н.Заварицким, приобрели большую популярность среди широких кругов геологов, в том числе среди уральских, и продолжают оставаться основой для петрохимического сопоставления эффузивных комплексов, для их разделения, формационной оценки.

А.Н.Заварицкий показал пример творческого научного подхода к изучению химического состава изверженных горных пород. Нам хочется привести несколько примеров из своей практики, иллюстрирующих плодотворность такого нестандартного подхода, учитывающего специфику состава пород. Нестандартность, по нашему мнению, должна состоять прежде всего в выборе сопоставляемых компонентов химического состава, в отказе от кремнезема как обязательного компонента, содержания которого откладываются по одной из осей координат, обычно, по оси абсцисс. Нам хочется также показать плодотворность сопоставления состава вулканитов с котектиками, которому А.Н.Заварицкий также придавал большое значение.

В ряде статей (Штейнберг и др., 1964; Штейнберг, 1964) мы обратили внимание на значение соотношений титана, железа, магния при выделении серий и формаций вулканитов с участием базальтов при разделении щелочно-оливин-базальтовой и нормально-базальтовой групп, диабазовых и порфиритовых формаций, входящих соответственно в состав контрастных и непрерывных серий, при выделении отдельных серий внутри группы афировых базальтов и долеритов (траппов) платформ, каждая из которых характеризуется обратным соотношением между магнием и титаном при выдержанности содержаний железа.

Результаты дальнейшего изучения указанных закономерностей показаны на рис. I-3. Рис. I показывает, что при вариации содержаний окиси магния от 5 до 40-50% суммарное содержание железа в пересчете на закись остается в пределах от 8 до 12-13%. Намечается главная вариационная линия порфиритовых серий вплоть до меймечитов с постепенным некоторым увеличением содержаний железа в наиболее распространенных типах пород при постоянстве крайних пределов. Несколько пониженным против среднего содержания железа характеризуются дунит-гарцбургиты. Это хорошо согласуется с представлением о них как о наиболее тугоплавком остатке при выплавлении магм ряда никрит-базальт. Диаграмма показывает, что при выплавлении базальтовых магм из мантии содержание железа остается почти постоянным и фракционирование происходит в основном за счет магния.

Содержание железа резко падает только при содержании окиси магния менее 4-5% в сериях базальт-диарит и базальт-трахит. Однако, если содержание окиси магния падает до 0,4%, т.е. в десять раз, содержание железа уменьшается в 2-3 раза (до 2-4% в пересчете на закись). В целом вариациям содержаний окиси магния в сто раз (от 0,4% до 40-50%) соответствуют колебания содержания железа от 2-4 до 8-12%, т.е. в 2-6 раз. Содержание железа поэтому позволяет различать серии, содержание магния – степень дифференциации внутри них.

Рассматриваемая диаграмма имеет большое преимущество перед обычными диаграммами с кремнеземом по оси абсцисс: вариациям окиси магния от 4 до 50% соответствует изменение содержания кремнезема от 50 до 40%, т.е. всего на 20% (относительных).

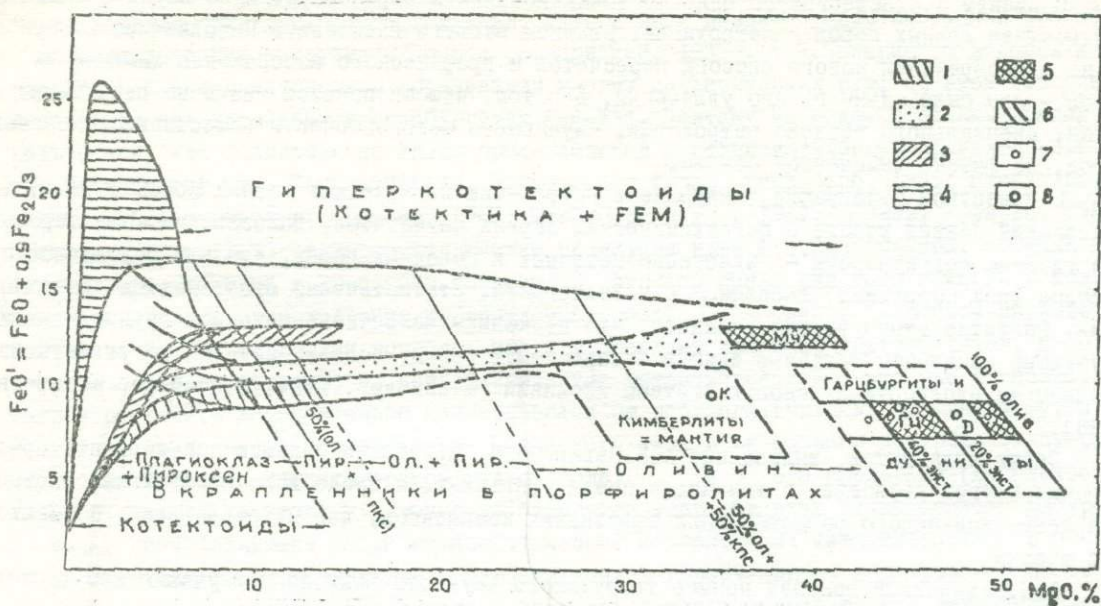


Рис.1. Диаграмма химических составов магматических пород вулканической группы в координатах  $MgO - FeO'$ .

1 - порфиритовые формации Урала, 2 - то же Карелии, 3 - щелочные порфиритовые формации западного склона Урала, 4 - область составов ферро-габбро (Скергаард), 5 - Наиболее распространенные составы ультрабазитов, 6 - вариационные линии составов афировых толеитовых базальтов, 7 - средние составы уральских ультрабазитов, 8 - средние составы по Дэли: Д - дуниты, Гц - гарцбургиты, К - кимберлиты, М - меймечиты.

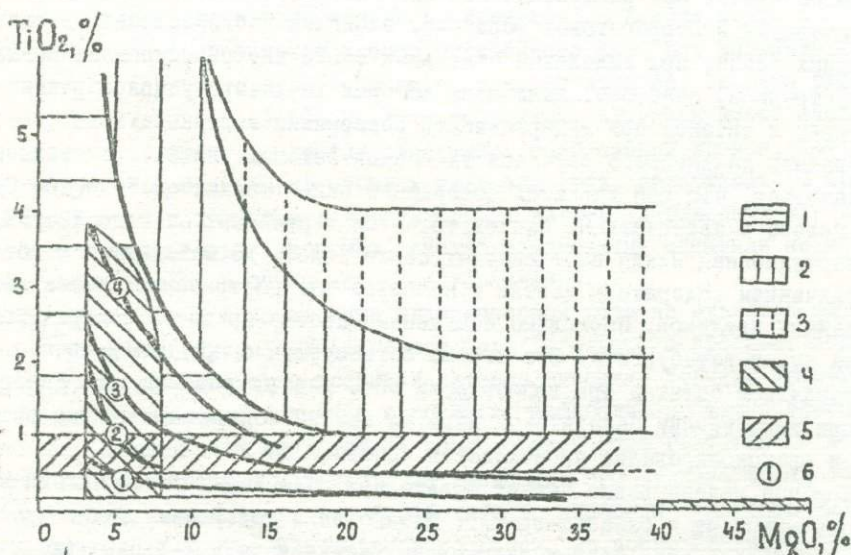


Рис.2. Схема классификации эффузивов по содержанию магния и титана.

1 - серия известково-щелочных базальтоидов, 2 - щелочно-оливин-базальтовая серия (наиболее распространенные составы), 3 - то же, редкие составы, 4 - афировые толеитовые базальты и долериты и ультрабазиты дунит-гарцбургитовой серии, 5 - известково-щелочная порфиритовая серия, 6 - примеры серий афировых толеитовых базальтов (1 - долериты Тасмании, 2 - базальты провинции Худэи, Японии, 3 - долериты Карру, 4 - долериты бассейна р.Виллий, Сибирская платформа).

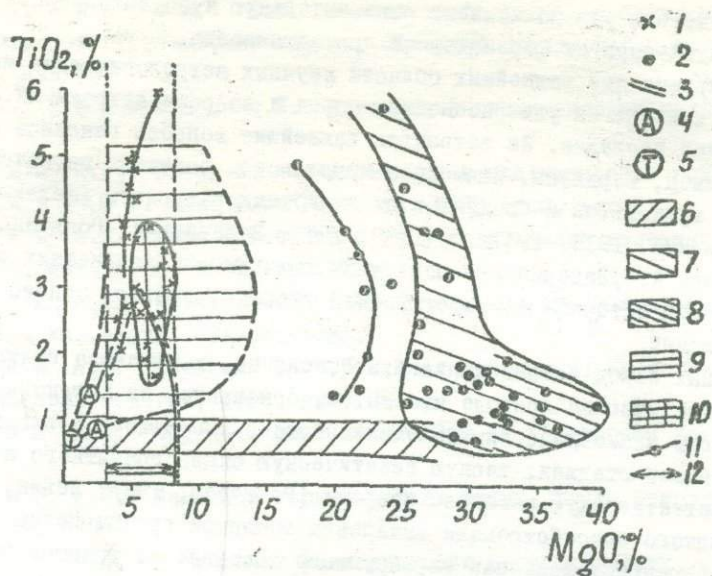


Рис.3. Схема разделения эффузивов по содержанию магния и титана.

1 - афировые трахибазальты (вариационные линии - Маймеча-Котуйский район; Бутакова, Егоров, 1962; область составов, условное обозначение IO; Урал; Румянцева, 1968);

2 - порфировые щелочные ультраосновные эффузивы - единичные анализы;

3 - примерная граница гиперкотектоидов и котектоидов;

4 - составы щелочных и нормальных андезитов;

5 - составы трахитов;

6 - известково-щелочная порфиритовая серия;

7 - кимберлиты северной части Сибирской платформы (Бобриевич, Соболев, 1962);

8 - меймечиты Маймеча-Котуйского района (Бутакова, Егоров, 1962);

9 - щелочные базальтоиды - мезо- и меланократовые;

10 - трахибазальты западного склона Урала (см. I);

11 - щелочные пикритовые порфириты Маймеча-Котуйского района (Бутакова, Егоров, 1962);

12 - мезократовые базиты (базальты, габбро).

На диаграмме хорошо выделяются области составов, соответствующих котектике плагиоклаз-фемические минералы ("котектоиды") и пересыщенных по отношению к ней фемическими компонентами ("гиперкотектоиды"). Это четко проявляется в составе порфировых вкрапленников. В водных котектоидах появляются плагиофировые разности за счет потери воды при подъеме магмы ("анортозитовая тенденция").

На рис. 2 уточнено положение составов главных групп основных эффузивов и их серий в координатах магний-титан. Отчетливо видно резкое различие в поведении титана в афировых и порфировых известково-щелочных базальтах. В первых выделяются серии с обратной зависимостью между содержаниями этих компонентов, во вторых - содержание титана выдержано и не зависит от содержания магния.

Граница между нормально базальтовой и щелочно-оливин-базальтовой группами сохраняет положение, которое было намечено нами ранее (Штейнберг, 1964). На рис. 3 видно различие в зависимостях между содержаниями магния и титана в известково-щелочных и щелочных порфиритовых сериях. В первых оно не зависит от содержания магния и довольно выдержано, будучи умеренным (менее 1%), во вторых - напротив, при одном и том же содержании магния содержание титана колеблется. Выделяются даже серии (щелочных пикритов, меймечитов, щелочных базальтоидов) с резко варьирующим содержанием титана, достигающим даже в высокомагнезиальных разностях 4-5%, при довольно постоянном содержании магния. Это различие, пока эмпирическое, несомненно имеет глубокий генетический смысл.

Приведенные данные еще раз показывают исключительную чувствительность титана в основных магматитах как индикатора их формационной принадлежности.

Мы рассмотрели кратко две важнейших области научных петрологических интересов А.Н. Заварицкого: вопросы петрологии ультраосновных пород и вопросы петрохимии. Этим не исчерпывается его научное наследие. Им затронуты важнейшие вопросы генезиса щелочных пород (на материале Ильмен, Бердяша, Ишимского комплекса), генезиса пегматитов, классификации и номенклатуры вулканитов и продуктов их низкотемпературного (зеленокаменного) изменения и др. (Заварицкий, 1936, 1937а, б, 1939, 1947; Заварицкий, Гоньшакова, 1945). Во всех этих вопросах идеи А.Н.Заварицкого послужили толчком для дальнейших исследований, способствовали повышению интереса к теоретической стороне, явились основой для развития новых научных направлений.

В области щелочных пород исследования Б.М.Роненсона, В.Я.Левина подтвердили выводы А.Н.Заварицкого о магматической природе миаскитов, основанные на котектическом составе пород, показали сложность взаимодействия щелочных пород с вмещающими толщами на магматической и послемагматической стадиях, тесную генетическую связь гранитного и нефелин-сиенитового процесса, их анатектическую в основе природу (Роненсон, 1967; Левин, 1971).

Идеи А.Н.Заварицкого способствовали выявлению обширной группы пегматитов-продуктов высокотемпературной перекристаллизации варьирующего состава: от дунитов через габброиды до гранитов и сиенитов (Виноградская, 1954). В то же время выяснилось, что существуют собственно пегматиты-продукты первичной кристаллизации из особой подвижной среды, богатой летучими компонентами, которые и несут полезную минерализацию. Эти две группы, несмотря на внешнее сходство, отличаются, по-видимому, по составу: первая группа сохраняет состав вмещающих пород, вторая - специфична и отличается не только от вмещающих пород, но и от родственных интрузивов (гранит-пегматиты - от гранитов, миаскит-пегматиты - от миаскитов).

Если интрузивы близки к котектическому расплаву при давлении воды 3-5 кбар, то родственные им пегматиты, очевидно, отвечают котектике, кристаллизующейся из водного флюидного раствора (Штейнберг, 1969). Гранитные пегматиты поэтому беднее кварцем, чем граниты, миаскитовые - богаче нефелином, нежели миаскиты (Левин, 1971).

По классификации и номенклатуре эффузивных горных пород, которым Александр Николаевич придавал большое значение, сделано пока недостаточно. С нашей точки зрения, мы продвинулись вперед в создании основы для естественно-исторической действительно научной классификации, для перехода от условных формальных к естественным границам на эмпирической статистической, а в идеале - на физико-химической основе. Создана основа для перехода к единой номенклатуре, учитывающей степень и тип диагенетического и метаморфического изменения в форме соответствующих дополнений к главному термину (например, зеленокаменный андезит, альбитизированный плагиолипарит и т.д.).

В развитии идей А.Н.Заварицкого почти за двадцать лет сделано немало, и в этом большая доля принадлежит коллективу уральских геологов и петрографов. Дело чести для нас - добиться новых достижений в этом направлении в ближайшие годы. На Институт геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР ложится почетная и ответственная задача - оправдать высокое имя, которое он носит.

#### Л и т е р а т у р а

- Б а з и л е в с к и й А.Т. Экспериментальное изучение системы оливин-хромит. - Второе Уральское петрографическое совещание. Тезисы докладов, т.2, Свердловск, 1966.
- Б о б р и е в и ч А.П., С о б о л е в В.С. Кимберлитовая формация северной части Сибирской платформы. - Петрография Восточной Сибири, т.1. Сибирская платформа и ее северное обрамление. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Б у т а к о в а Е.Л., Б г о р о в Л.С. Маймеча-Котуйский комплекс щелочных и ультраосновных формаций. Там же.
- В и н о г р а д с к а я Г.М. Дунит-пегматиты ультраосновной формации на Урале. - Докл. АН СССР, 1954, т.97, № 5.
- В и н о г р а д с к а я Г.М. О генезисе полосчатых дунито-перидотитов западной полосы

- гипербазитов Урала. - Материалы ВСЕГЕИ, нов.серия, 1957, вып.21.
- Ефимов А.А., Иванова Л.П. Об энстатитсодержащих оливиновых породах Иовского дунитового тела (Кытлымский массив, Северный Урал). Труды Ин-та геологии УФАН СССР, 1965, вып.70.
- Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М., "Недра", 1967.
- Заварицкий А.Н. Отчет об исследованиях в платиноносном районе Н.-Тагильского округа в 1908 г. Зап. Горного ин-та, 1909, т.2, вып.3.
- Заварицкий А.Н. Гора Магнитная и ее месторождения железных руд. Труды Геол. комитета, нов.серия, 1923, вып.122.
- Заварицкий А.Н. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Л., Науч.хим.-техн. изд-во, 1926.
- Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. - Материалы по общей и прикладной геологии, 1928, вып.108.
- Заварицкий А.Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. М.-Л., ОНТИ, 1932.
- Заварицкий А.Н. Щелочные горные породы Ишима. Труды Петрогр. ин-та АН СССР, 1936, вып.7-8.
- Заварицкий А.Н. О фюзинных магматических месторождениях. - Изв. АН СССР, сер.геол., 1937, № 4.
- Заварицкий А.Н. Петрография Бердяшского плутона. М., Гл.ред. геол.-развед. и геодез. лит., 1937.
- Заварицкий А.Н. Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей. М., 1939.
- Заварицкий А.Н. Некоторые основные вопросы геологии Урала. - Изв. АН СССР, сер.геол., 1941, № 3.
- Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1944.
- Заварицкий А.Н., Гоньшак ова В.И. Определитель горных пород, вмещающих колчеданные залежи Урала. М., Металлургиздат, 1945.
- Заварицкий А.Н. О пегматитах как образованиях, промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 2 серия, 1947, ч.76, вып.1.
- Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Левин В.Я. Нефелиновые сиениты как альтернативные эквиваленты гранитов. - Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов, Свердловск, 1971.
- Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., "Наука", 1967.
- Москалева С.В. О природе Баранчинской "эруптивной брекчии". Докл. АН СССР, 1954, т.98, № 2.
- Роненсон Б.М. О генезисе щелочных пород Урала. - Изв. высших учебных заведений, Геология и разведка, 1967, № 5.
- Рудник Г.Б. Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале. - Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М., "Наука", 1965.
- Румянцев а Н.А. Формация щелочных базальтоидов западного склона Урала. - Щелочные вулканические формации складчатых областей. Л., "Недра", 1967.
- Фоминых В.Г., Самойлов П.И., Максимов Г.С., Макаров В.А. Пироксениты Качканара. Труды Ин-та геологии и геохимии УФАН СССР, 1967, вып.72.
- Штейнберг Д.С. О взаимной связи контактово-метасоматических и так называемых магматических железорудных месторождений Урала. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1953, ч.82, № 4.
- Штейнберг Д.С. Роль некоторых процессов метаморфизма в формировании основных и ультраосновных пород Урала по новым данным (к истории формирования основ-

- ных интрузий Урала), - Магматизм и связь с ним полезных ископаемых". Труды Второго Всесоюзного петрографического совещания. М., 1960.
- Штейнберг Д.С. О химической классификации эффузивных горных пород. Труды Ин-та геологии УФАИ СССР, 1964, вып.72.
- Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г. О составе титаномагнетитов Урала. - Докл. АН СССР, 1962, т.147, № 6.
- Штейнберг Д.С., Еремина М.В. Новые данные по петрологии Волковского месторождения. - Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Урал. петрогр. совещания, т.1. Свердловск, 1963.
- Штейнберг Д.С., Малахов И.А., Фоминых В.Г. Генетическое значение закономерностей распределения элементов семейства железа в магматических горных породах Урала. - Зап. Всесоюз. минерал. с-ва, 1964, ч.93, вып.5.
- Штейнберг Д.С., Малахов И.А. О поведении железа при серпентинизации. - Докл. АН СССР, 1964. т.156. № 2.
- Штейнберг Д.С. О роли котектик в петрогенезисе. - Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, 1969.
- Штейнберг Д.С., Коротеев В.А. Бивариантная серия эффузивных горных пород Урала. - Вулканические образования Урала. Свердловск, 1968.
- Кейтх. Phase Equilibrium in the system  $MgO - Cr_2O_5 - SiO_2$ . - J.Amer. Ceram. Soc. 1954, vol.37, N 10.

СТРОЕНИЕ И ГЕНЕЗИС ГАББРО-ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ  
МАГНИТОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА

За последние годы Магнитогорской геологоразведочной партией проведены поисковые работы на массивах Магнитогорского интрузивного комплекса, с которыми ассоциированы контакто-метасоматические железорудные месторождения. На них пробурены скважины глубиной 1000-1500 м, проведены разнообразные геофизические исследования (магнитные, гравиметрические, сейсмические). В результате этих работ выявлены новые важные особенности внутреннего строения массивов, позволяющие по-новому подойти к решению ряда вопросов генезиса гранитоидов и механизма формирования массивов.

Типичным и наиболее изученным массивом является Магнитогорский, описанный в отдельной работе автора (Ферштатер, 1966). Обнаженная часть массива представляет собой верхи крупного штока, сложенного преимущественно габброидами. От этого штока на разных глубинах отходят существенно гранитные алофизы. Одной из них является крупный Московский массив, а вторая - располагается к югу от обнаженной части интрузива. Кровля такого сложного габбро-гранитного тела вскрыта многими глубокими скважинами. Она располагается на отметках от +600 и выше до -1000 м.

Апикальная часть кровли штока согласна со вмещающими породами. Западный, северный и южный боковые контакты падают от массива под углом 60-80°, а восточный контакт является на всем протяжении тектоническим. Плоскость его падает на запад под углом 70-85°. В целом степень эродированности массива увеличивается с запада на восток.

В апикальной части штока преимущественно развиты граниты и граносиениты, составляющие около 65% обнаженной части Магнитогорского интрузива. Остальную площадь составляют тела габброидов первой интрузивной фазы (10%) и пестрые, неустойчивые по составу породы типа гранодиорита или кварцевого диорита.

По данным буровых скважин, количество гранитов и граносиенитов с глубиной уменьшается. На горе Магнитной по скв. 801, 1701 и 1705 граниты и граносиениты прослежены до 120-150 м и ниже сменяются брекчиевидными породами, в которых обломки в разной степени переработанных габброидов сцементированы гранитами, граносиенитами и гранодиоритами. В зависимости от степени переработки, породы обломков представлены габбро или габбро-диабазы, ороговикованными габброидами, превращенными в мелкозернистые диоритовидные породы, неустойчивые по составу и структуре. Состав цементирующей породы с глубиной закономерно изменяется в сторону повышения основности. Если в верхней части массива разнообразные по составу обломки сцементированы в основном гранитами, граносиенитами или гранодиоритами (средний объемный вес 2,65-2,70), то в нижней части разреза, вскрытого скважинами, преобладают кварцевые диориты, диориты, вплоть до габбро со средним объемным весом 2,85 - 2,90 г/см<sup>3</sup>.

Это изменение происходит постепенно, но с большим градиентом в интервале 600-700 м. Ниже 700 м состав цемента очень плавно изменяется от кварцево-диоритового до диоритового и габбрового. Эта общая картина осложняется процессами ассимиляции, наличием гранитных прожилков, секущих более основные вмещающие породы, но в целом проявлена довольно четко (см. таблицу).

Состав обломков тоже изменяется. Если в верхней части массива в обломках преобладают гранитизированные габброиды, преобразованные в породы типа кварцевого диорита, то ниже постепенно начинают преобладать неизменные габбро и габбро-диабазы, а с глубины примерно 600-700 м обломки сложены в основном офитовыми габбро-диабазы. Это может служить убедительным свидетельством того, что повышение основности цемента брекчиевид-

ных пород не является результатом увеличивающейся с глубиной контаминации, так как в случае контаминации наблюдалась бы обратная зависимость между основностью цементирующей породы и составом ксенолитов: чем сильнее переработаны ксенолиты, тем более основной состав приобретала бы цементирующая их порода.

Средние значения удельного веса пород в 100-метровых интервалах по скв.1701

Интервалы глубин	0 100	100 200	200 300	300 400	400 500	500 600	600 700	700 800	800 900	900 1000	1000 1100
Колич. замеров	19	10	14	9	8	13	5	19	21	19	11
Средний уд. вес	2,68	2,70	2,77	2,79	2,80	2,79	2,82	2,85	2,86	2,87	2,87

Интересно сопоставить распространенность габбро на поверхности и на глубине. На горе Магнитной (южная часть Магнитогорского массива) габброидами сложено 11% площади. В объеме до глубины 1000 м эта цифра возрастает до 60%, а до глубины 1500 м - до 80-85%.

Граниты и граносиениты обособляются в верху штока в виде пологих пластообразных тел, перемежающихся в более глубоких частях с габброидами и кварцевыми диоритами. В плане последние образуют полукольцевые тела, четко проявленные в северной части Магнитогорского массива, известной под названием Куйбасовского массива (рис.1).

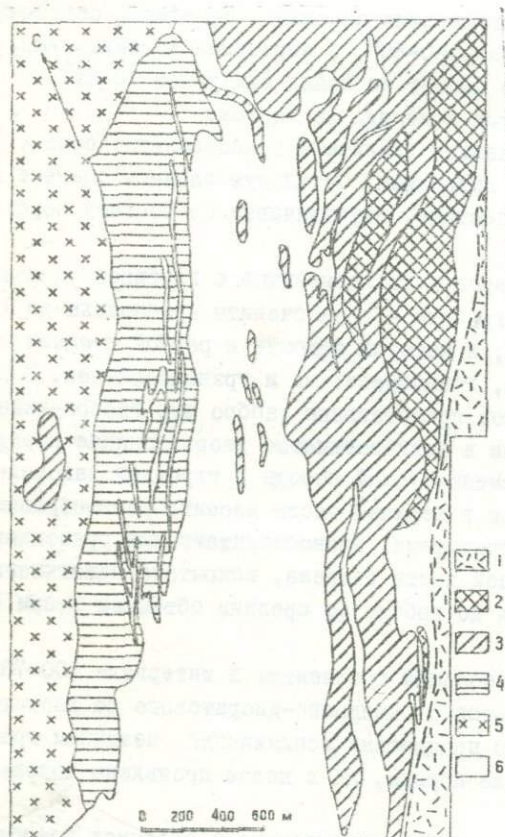


Рис.1. Схематическая карта центральной части Куйбасовского массива.

1 - порфиры, 2- брекчии габброидов с гранитоидным цементом, 3- габброиды, кварцевые диориты и гранодиориты с жилами гранитов, 4- кварцевые диориты и гранодиориты, устойчивые по составу, 5-граносиениты, 6 - граниты.

В этой части массива отчетливо проявляется и описанная выше расслоенность. Граносиениты, залегающие в кровле массива, подстилаются однородными кварцевыми диоритами, которые восточнее с увеличением уровня эрозийного среза сменяются брекчиями, аналогичными тем, которые были вскрыты скважинами на горе Магнитной. Основность брекчиевидных пород с запада на восток увеличивается. Эти породы прорваны крупным гранитным телом, выполняющим центральную часть массива и, по данным геофизических работ, быстро выклинивающимся на глубине (см.рис.1).

Залегание гранитов в верхних частях сближает массивы Магнитогорского комплекса с расслоенными интрузиями платформенных областей, в которых состав пород снизу вверх меняется от габбро до гранофилов (Уэйджер, Браун, 1970). Это сходство усиливается тем, что большая часть гранитов массивов Магнитогорского комплекса, залегающих в приподнятых блоках, т.е. наиболее приповерхностных частях, имеет микропегматитовую структуру и полностью аналогична гранофирам габбро-гранофировых комплексов типа Стидуотер или Скергаард.

По-видимому, описанная картина распространена значительно шире, чем предполагается. Так, Е.К. Устиев (1969) в отчете о симпозиуме в Ливерпуле по проблеме "Механизм внедрения магматических интрузий" отметил, что в докладе М. Боттома (Англия) сообщалось об аномалиях силы тяжести над гранитными массивами Шотландии: в Мал + 60 мгг, Рам + 83 мгг, Скай + 60 мгг. Как и в Магнитогорске, обозначенными на поверхности породами объяснить аномалии нельзя, и поэтому делается предположение, что под гранитами во всех массивах залегают основные породы, распространенные на большие глубины.

Сопряженные с габбро-гранитным штоком существенно гранитные тела имеют пластообразную форму. В южной части массива кровля такого тела строго стратифицирована и на протяжении более 3 км прослежена скважинами в пределах горизонта рудомещающих турне-нижнебийских известняков, общая мощность которого не превышает 200 м. Здесь массив сложен в основном однородными по составу и структуре гранитами, которые по отдельным скважинам прослежены на глубину до 800 м от кровли массива.

Московский массив хорошо вписывается в структуру вмещающих его вулканогенно-осадочных толщ. Согласно положению его западного контакта подтверждено рядом скважин и шурфов.

Данные по мощности таких пластообразных тел скудны. По-видимому, мощность самых крупных из них не менее 1,5 км. В центральной части Московского массива на глубине примерно 1,5 км сейсмическими исследованиями, проведенными Баженовской экспедицией, установлена четкая площадка, которая может интерпретироваться как подошва. В южной части массив был пересечен скв. 1717. Полная мощность его на выклинивании 450 м.

Строение пластовых тел однообразно. Они сложены однородными граносиенитами и гранитами, которые в апикальной части кровли часто приобретают состав плагιοгранитов вследствие альбитизации. Мощность такой плагιοгранитной каймы увеличивается с уменьшением глубины залегания кровли: на глубине 1000 м и более от современной дневной поверхности она составляет 10-30 м, на глубине 50-100 м возрастает до 100-150 м. Контакты плагιοгранитов с гранитами и граносиенитами всегда нерезкие, плавные, мощностью переходной зоны от 0,5 до 10-20 м.

В гранитах и граносиенитах сверху вниз постепенно увеличивается крупность зерна. Наблюдаются признаки грубой расслоенности: за зоной среднезернистых гранитов вновь следуют мелкозернистые, крупность зерна которых с глубиной увеличивается. Мощность таких зон может, по-видимому, достигать 500 м.

В Московском массиве внутренняя неоднородность проявляется в распределении гранитоидов с разными фемическими силикатами: в краевых частях залегают роговообманковые граносиениты, а в центральной части массива они постепенно сменяются сначала биотит-роговообманковыми гранитами и граносиенитами, а затем и биотитовыми гранитами. Уровень эрозионного среза массива увеличивается с севера на юг. В его северо-восточной части сохранились остатки верхней плагιοгранитной каймы, а к югу наблюдается некоторое повышение основности гранитоидов.

Рассмотренные особенности внутреннего строения Магнитогорского массива присущи и другим массивам Магнитогорского комплекса, но степень изученности этих массивов гораздо ниже. Данные по увеличению количества основных пород с глубиной есть по Богдановскому и Грязнушинскому массивам, на которых пробурены скважины глубиной более 700 м. Скважины вскрыли брекчиевидные породы с габброидами в обломках и гранитоидным цементом, количество которого с глубиной сокращается. В Грязнушинском массиве габброиды на поверхности вообще отсутствуют, а по данным, полученным в результате проходки в западном эндоконтакте скважины глубиной около 700 м, до этой глубины они составляют в объеме около 40%. В Богдановском массиве на поверхности габброиды составляют 10%, а в объеме до глубины 800 м, не менее 90%.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что массивы Магнитогорского комплекса представляют собой сложные габбро-гранитные тела, в которых граниты слагают верхние части, а габброиды -- нижние. Массивы сопровождаются мощными пластообразными существенно гранитными апофизами.

Геологические данные показывают, что становление массивов Магнитогорского комплекса начинается внедрением габброидов, которые интродуцируют вдоль зон разрывных нарушений, обрезают вытесненные трещинные интрузии, штоки или силловые залежи, сложенные мелкозернистыми габбро-диабазами или габбро-диоритами. Эти габброиды коагматичны мощным толщам нижнекаменноугольных основных эффузивов.

Особенности внутреннего строения массивов и минерального состава пород свидетельствуют о том, что обособление гранитного расплава происходит в результате внутрикамерной кристаллизационной дифференциации базальтовой и андезито-базальтовой (большой частью) магмы.

Собственно говоря, мысль о базальтоидном происхождении гранитоидов Магнитогорского комплекса не нова. Её высказывали в разное время М.А.Карасик (1959), Л.Н.Овчинников (1960), Д.С.Штейнберг (1961). Главное возражение их оппонентов сводилось к количественным соотношениям пород: резкое преобладание на поверхности гранитоидов (90% площади) противоречило модели дифференциации основной магмы.

Изложенные факты показывают, что граниты преимущественно развиты в верхней части массивов, а на глубине сменяются породами основного состава. С учетом объёмных соотношений количество гранитов и граносиенитов не превышает 10%. Это положение хорошо иллюстрируется гистограммой распределения объёмного веса, полученной в результате массовых систематических измерений в глубоких скважинах (рис.2,А). Здесь же для сопоставления приводится гистограмма распределения пород по содержанию кремнезема (рис.2,Б), которая в общем повторяет гистограмму объёмного веса. Вследствие широкого развития гранитов на поверхности гранитный максимум на диаграмме оказывается большим, чем габбровый. Оба распределения бимодальны и отражают контрастный габбро-гранитный характер серии.

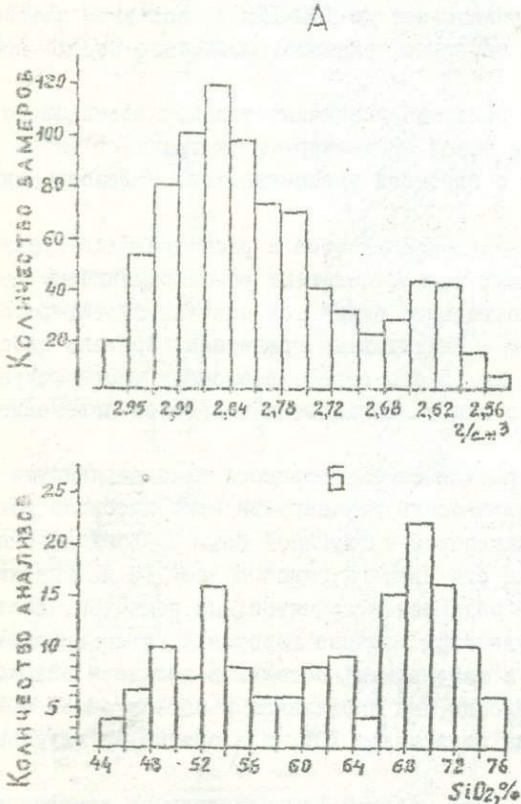


Рис.2. Гистограммы распределения объёмного веса А и кремнезема Б в породах Магнитогорского комплекса.

Дискретность составов в рамках серии хорошо согласуется с распределением составов плагиоклазов (рис.3). Каждому типу пород, геологически обособляющемуся в массивах, соответствует свой максимум распространенности составов плагиоклазов: в габброидах это преимущественно лабрадор  $An_{55}$  или  $An_{65}$  в более основных разностях или ядрах зональных зерен, олигоклаз  $An_{24-28}$  в гранодиоритах и, наконец, олигоклаз  $An_{16-20}$  в гранитах. Максимум  $An_{16-20}$  отвечает анортоклазовым гранитам.

Такая дискретность составов полевых шпатов наблюдается не только статистически, но и проявляется в каждом отдельном полевом шпатовом зерне (Ферштатер, 1971). Особенно четко она выражена в некоторых габброидах и кварцевых диоритах. В каждом зерне выделяется широкое лабрадорное ядро, промежуточная зона характерного для гранодиоритов андезина или олигоклаза и внешняя зона олигоклаза  $An_{16-20}$  — типичного плагиоклаза гранитов. Этапу кристаллизации анортоклазовых субщелочных гранитов и граносиенитов отвечает анортоклазовая зона, часто окружающая олигоклазовую.

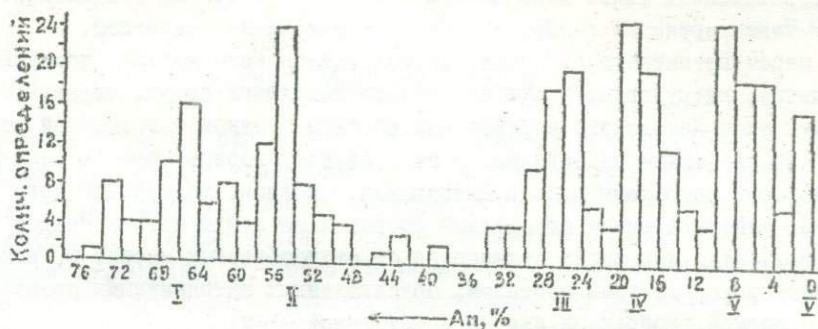


Рис.3. Распределение составов плагиоклазов, слагающих ядра зональных зерен или обособленные слабо зональные зерна. Составы, характерные для габброидов (I), кварцевых диоритов (II), гранодиоритов (III), олигоклазовых гранитов (IV), анортоклазовых гранитов (V), (VI - постмагматический альбит).

Эти особенности полевых шпатов, отражающие прерывистый, дискретный характер кристаллизации, подробно описаны (Ферштатер, 1966, 1968, 1971). Они показывают, что серию гранитоидов можно в первом приближении параллелизовать с рядом плагиоклазов. При таком сопоставлении понятен и смысл дискретности гранитоидов вообще. Как известно, плагиоклазы представляют собой непрерывную серию твердых растворов альбита и анортита. Несомненно, что отмеченная дискретность в распределении составов плагиоклазов как в отдельном зерне, так и во всей серии, обусловлена процессом кристаллизации. Следовательно, аналогичную дискретность в составах пород также проще всего объяснить процессами кристаллизационной дифференциации. Данные по внутреннему строению габбро-гранитных массивов свидетельствуют о том, что эта дифференциация большей частью происходит в магматической камере на уровне становления массива.

Обособление кислого расплава происходит во всем объеме интрузива. Он выжимается в верхние части массива, образуя гранофировую покрывку, и фиксируется в виде гранитного штокверка - системы прожилков, количество которых кверху увеличивается. Рассеянные капельные обособления продуктов кристаллизации кислого расплава отмечаются и в массе габброидов в виде мелких кварц-щелочнополевых участков микропегматитовой или глини-диоморфнозернистой структуры.

Ранее закристаллизованные основные породы интродурируются все более кислым, меняющим свой состав в процессе кристаллизации расплавом, в результате чего образуются широко развитые брекчии с габброидными обломками и гранитоидным цементом. В верхней части массива преобладают хрупкие деформации, а на больших глубинах заметную роль начинают играть и пластические. Судя по скв.1701, уже с глубины 1000 м от современной поверхности, соответствующей 2000-2500 м в момент формирования интрузива, обломки в брекчиях приобретают формы, характерные для структур пластического течения.

Наличие брекчиевидных пород, в которых обломки мелкозернистых габбро-диоритов сцементированы гранитоидным цементом, составляет характерную черту массивов габбро-гранитного формационного типа. В этих породах фиксируется механизм формирования гранитоидной серии. Универсальность этого механизма подчеркивается постоянным присутствием брекчиевидных пород во всех без исключения габбро-гранитных массивах, в которых брекчии занимают определенное положение, слагая либо средние и нижние части штоков, либо выполняя зоны магмоподводящих разломов.

Такие породы отмечаются в массивах и других формационных типов гранитоидов, производных бедной водой магмы, подчеркивая тем самым их общие черты. Однако количество брекчиевидных пород с габброидными обломками в массивах тоналит-гранодиоритового и адемитит-гранитного формационных типов меньше, чем в габбро-гранитных. В адемитит-гранитном типе они редки, и мелкозернистые габброиды образуют отдельные ксенолиты.

Большие массы гранитного расплава, зарождающиеся ниже уровня, доступного непосредственному изучению, интрузируют вдоль слоистости вмещающих пород, образуя мощные пластообразные апофизы типа Московского массива или апофизы в южной погребенной части Магнитогорского, вскрытой глубокими скважинами. В этом случае оторвавшийся от магматического очага гранитный расплав слабо реагирует с вмещающими породами, вследствие чего гранитоиды в пластообразных массивах имеют однородный состав и не несут четких следов контаминации гранитной магмы. Этим они резко отличаются от штокообразных массивов, в которых гранитоиды характеризуются пестрым составом, обусловленным интенсивными процессами ассимиляции гранитной магмой габброидов первой интрузивной фазы.

По особенностям химического состава и времени образования граниты Магнитогорского комплекса комагматичны средне-верхневизейским липаритовым порфиром кизильской свиты (Ферштатер, 1966).

Рассмотренный механизм формирования серии габбро-гранитного формационного типа соответствует модели кристаллизационной дифференциации Н.Боуэна. По аналогичной схеме идет и образование гранитоидных серий в других формационных типах, но вследствие более кислого состава исходной магмы, процессы дифференциации в них представляют собой фрагменты рассмотренной наиболее полной картины.

#### Л и т е р а т у р а

- К а р а с и н М.А. О некоторых особенностях Магнитогорского рудного поля и перспективы его расширения. - Труды Горно-геол. ин-та УФАИ СССР, 1959, вып.40.
- О в ч и н н и к о в Л.Н. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Труды Горно-геол. ин-та УФАИ СССР, 1960, вып.39.
- У с т и е в Е.К. Годиный симпозиум Ливерпульского геологического общества по проблеме "Механизм внедрения магматических интрузий". - Изв.АН СССР, сер.геол., 1969, № 9.
- У э й д ж е р Л., Б р а у н Г. Расслоенные изверженные породы. М., "Мир", 1970.
- Ф е р ш т а т е р Г.Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск, 1966 (Урал.фил. АН СССР).
- Ф е р ш т а т е р Г.Б. Полевые шпаты гранитоидов Урала как индикаторы условий их формирования. - Докл.АН СССР, № 6, т.180, 1968.
- Ф е р ш т а т е р Г.Б. Кристаллизационная дифференциация и ее роль в формировании гранитоидных тел. - Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971.
- Ш т е й н б е р г Д.С. Интрузивные формации Урала. - Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып.8. М., Гостеолтехиздат, 1961.

ПРОБЛЕМА ГИПЕРБАЗИТОВ

Проблема гипербазитов и оруденения, с ними связанного, приобретает все более важное значение. В настоящее время в ней намечаются два кардинальных направления: 1) способ образования пород и руд, разрешение чего необходимо для выявления материнских пород того или иного оруденения и, следовательно, одного из важнейших факторов локальных закономерностей размещения оруденения; 2) место образования и способ транспортировки глубинного материала с целью выявления тектонических предпосылок его размещения в тех или иных областях, т.е. выявления факторов региональных закономерностей размещения оруденения.

Очевидно, что для разрешения этих вопросов необходимо детальное изучение ультраосновных пород. Фундаментальнейшие основы познания гипербазитов были заложены на уральском материале. Среди выдающихся исследователей гипербазитов Урала почетное место по праву принадлежит А.Н. Заварицкому.

В итоге многолетних исследований А.Н. Заварицкий пришел к выводу о том, что все многообразие ультраосновных и основных пород — следствие происхождения их из двух главных, но разных источников — перидотитовой и базальтовой магм (Заварицкий, 1941). Выделение А.Н. Заварицким двух групп гипербазитов явилось основой современного формационного разделения ультраосновных пород на две главные гипербазитосодержащие формации — дунит-гарцбургитовую и дунит-диалагит-габбровую.

Такое формационное деление позволило уточнить специфичность металлогении, связанной с гипербазитами, и установить, что хромитокосность связана с дунит-гарцбургитовой формацией, а платиноносность и титаносность — с дунит-диалагит-габбровой.

Проведенные нами геолого-петрологические исследования показали, что такая специфичность металлогении каждой из формаций не случайна и обусловлена геохимической дифференциацией глубинного вещества с тенденцией обособления в группы — скопления — слои однородных, близких по  $R_1$  химических элементов (Москалева, 1964а, б; 1969а). Протекая в условиях больших глубин и высоких давлений, этот процесс заключается в тончайшем замещении элементов, менее устойчивых в данной среде, элементами более устойчивыми, что в итоге способствует химическим и минеральным преобразованиям вещества. Так, в условиях подкорового слоя обособляются элементы с наименьшими значениями  $R_1$ , что способствует образованию здесь наиболее плотных мантийных пород (гарцбургитов, дунитов, хромититов). Процесс их образования заключается в непрерывном приносе в существенно энстатитовый субстрат Mg и Cr. Геологически обогащение Mg проявляется в оливинизации энстатитов, вследствие чего последовательно кристаллизуются гарцбургиты, дунит-гарцбургиты и, как итог, дуниты и хромититы (Москалева, 1966, 1969; Варлаков, 1966). Хром, вначале максимально насыщающий энстатит, при содержании в гарцбургите 50% оливина, начинает кристаллизоваться в виде самостоятельных, но отдельных зерен. При 70-75% оливина он образует некрупные скопления, а при 85-100% оливина (т.е. в дунит-гарцбургитах и дунитах) концентрируется в крупные густовкрапленные и сплошные скопления. Чем значительнее масса дунит-гарцбургитов и дунитов, тем крупнее объем хромитовых концентраций. На основании установленных закономерностей определяется степень хромитокосности различных пород дунит-гарцбургитовой формации:

- 1) главные материнские породы хромитового оруденения — дуниты и дунит-гарцбургиты;
- 2) наиболее важны области крупных локализованных масс этих пород.

Попадая в условия "базальтового" слоя, с иными, чем в мантии, условиями P и T, гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации подвергаются обогащению химическими элементами, свойственными именно этому слою (Ca, Al) и вытесняющими Mg, Fe, Cr. Этот процесс способствует вначале их диопсидизации, с появлением перцолитов, габброизации, с образованием форелленштейнов, обеднению хромитовых руд хромом, а в итоге — полному исчезновению всех

собственно мантийных образований с заменой их породами и рудами, устойчивыми в условиях базальтового слоя и в совокупности составляющими дунит-диаллагит-габбровую формацию (Москалева, 1970). Наиболее ранней является диспидизация, заканчивающаяся образованием диаллагитов. Интенсивное замещение Mg кальцием в этом процессе способствует высвобождению его значительных количеств. Однако, обладая слабой миграционной способностью, Mg связывается в новообразованном оливине, развитие которого обуславливает оливинизацию диаллагитов, появление верлитов и, в итоге, дунитов II генерации. Одновременно происходит обособление платиноидов, вследствие чего именно дуниты II генерации и являются платиноносными. Так как масштаб данной оливинизации определяется количеством Mg, вытесненного при диспидизации дунит-гарцбургитового субстрата, то объем дунитов II генерации закономерен и нередко невелик. Этой же причиной объясняется отсутствие в таких дунитах крупных скоплений хромшпиделида (Москалева, 1970).

Габброизация нередко охватывает непосредственно дунит-гарцбургитовый субстрат, но наиболее типична приуроченность ее к дунит-диаллагитам, постепенное обогащение которых Al и служит причиной появления так называемых "нормальных" габбро и анортозитов (Москалева, 1965). Этот процесс способствует высвобождению огромных масс Fe и Ti, которые, связываясь, образуют титаномагнетит. Чем интенсивнее прошел процесс, тем крупнее его скопления. Именно поэтому наиболее значительными концентраторами титаномагнетитовых руд являются анортозиты.

Все разобранные процессы протекают в условиях больших глубин. В связи с этим остро встал вопрос о том, в каком же состоянии транспортируется этот глубинный материал в верхние горизонты земной коры. До недавнего времени существовало убеждение о внедрении гипербазитов в виде расплава, поднимающегося по глубинным разломам. Отсутствие активных контактов вокруг гипербазитовых тел, типичность чего была подчеркнута В.Н.Лодочниковым еще в 1936 г., породило представление о внедрении гипербазитов в серпентинизированном состоянии (Неза, 1938; Пинус и др., 1958). Однако наличие несерпентинизированных гипербазитовых масс, вокруг которых контактовые ореолы также отсутствуют, заставило критически пересмотреть эту гипотезу. После экспериментов Н.Л.Боузена и О.Ф.Таттла, приведших их к выводу о невозможности существования гипербазитового расплава, родилось представление о внедрении гипербазитов в виде смеси кристаллов, разделенных только пленкой расплава (Ross и др., 1954; Tuttle, 1955; Пинус, Колесник, 1966). В это же время публикуется большое количество материалов, свидетельствующих о том, что гипербазиты не только не внедряются в зоны разломов, но рассекаются ими; что материал их размыта и держится в толщах, их окружающих; что гипербазитовые тела обнаруживают отчетливые тектонические контакты и содержат многочисленные следы перемещений в твердом состоянии (Коптев-Дворников, 1946; Thomas, 1951; De Roever, 1957; Москалева, 1959; Batey, 1960). Анализ этого материала привел многих современных исследователей к выводу о том, что гипербазитовые тела представляют собой либо блоки, оторванные от мантии и перемещенные во время складчатости в верхние горизонты Земли (De Roever, 1957; Москалева, 1961; Pamic, 1964), либо диапиры (Milovanovic, Karalata, 1960), или интрузии (Книппер, Костанья, 1964) погребенных гипербазитовых масс.

На материале альпийской зоны, где во многих участках гипербазиты представлены тонко раздробленной массой, перемешанной с обломками эффузивов, кремнистых пород и т.д., что впоследствии получило название "анкарского меланжа" (Bailey, Mc Gallien, 1953), Дюбертре (Dubertret, 1959) высказал представление о подводных излияниях гипербазитов. Позднее А.В.Пейве (1969), изучив эту зону, установил, что меланж представляет собой следствие покровных перемещений твердых гипербазитовых масс и никак не связан со способом их образования. Анализируя гипербазиты других складчатых областей, А.В.Пейве (1969; Пейве и др., 1971а,б) обнаружил, что такое явление типично для гипербазитовых масс и имеет планетарное значение.

В связи с этим с новой остротой встал вопрос о закономерностях размещения гипербазитовых масс. Для его разрешения нами (Москалева, 1968) было проанализировано тектоническое положение гипербазитов различных складчатых областей СССР и зарубежных стран.

Наиболее крупные гипербазитовые массы сосредоточены на Урале. Вместе с тем в этом

регионе наряду с уникальными по размерам и степени сохранности гипербазитовыми массами, что отличает его от всех геосинклиналей мира, широко распространены мелкие тела сильно измененных пород, аналогичные хорошо известным во многих других складчатых областях. Эта особенность Урала заставляет рассмотреть его гипербазиты наиболее детально.

По структурной позиции гипербазитовые пояса Урала выделяются в две группы. Первая группа образована поясами, имеющими региональное протяжение и залегающими на границе главных антиклинорий и синклинорий Урала ("внешние пояса"). Вторая группа образована короткими цепочками мелких тел, расположенными внутри того или иного антиклинория или синклинория Урала ("внутренние пояса").

Внешних поясов шесть: 1) Западный (Кракинский), отделяет Зилаирско-Вишерский синклинорий от Урал-Тау; 2) Главный (Кемпирсайский), проходит по границе Урал-Тау и эвгеосинклинали Урала; 3) Серовско-Миасско-Кацбахский, ограничивает восточный борт Тагильско-Магнитогорского синклинория от Восточно-Уральского антиклинория; 4) Алапаевско-Татищевский, проходит вдоль границы Восточно-Уральского антиклинория с Алапаевско-Брединско-Челябинской геосинклиналью; разделяется на ряд частных ветвей: Северная - Алапаевско-Магнитогорская - проходит вдоль восточной границы Ильменогорско-Сысертской геосинклинали, и южная - вдоль границы Камышовско-Кверкенской геосинклинали с Брединско-Челябинской геосинклиналью; 5) Наследниково-Бородиновский отделяет Брединско-Челябинскую геосинклиналь от Восточно-Мугоджарской геосинклинали; 6) Джетыгаринский отделяет Восточно-Мугоджарскую геосинклиналь от Верхне-Тобольской геосинклинали.

Западный (Кракинский) пояс по геофизическим данным, залегает в области восточной окраины Русской платформы. Наиболее крупные массивы (Крака, северной части Сакмарского поднятия) обнажены в области интенсивных деформаций земной коры, сопровождающихся расчленением фундамента на две самостоятельные антиклинорные зоны (Башкирский антиклинорий и Урал-Тау). Для этого пояса типичны: существенно дунит-гарцбургитовый состав пород; резкие тектонические контакты с окружающими толщами при наличии обломков гипербазитов в отложениях "уралид" ( $O_1$  и выше); полная дисгармоничность прототектоники и гармоничность вторичной тектоники структурам рамы и "уралид" вообще; большая тектоническая нарушенность и метаморфизм гипербазитов по сравнению с породами окружающих толщ; значительная протяженность гипербазитов на глубину.

Главный (Кемпирсайский) пояс протягивается вдоль всего Урала, ограничивая собственно эвгеосинклиналь от доуралид Урал-Тау. Пояс состоит из почти непрерывной цепи крупнейших массивов. Судя по данным геофизики (Таврин, Родионов, 1963) и бурения, многие массивы соединяются на глубине в единое тело. Крутой наклон углов падения плоскостей полосчатости, трахитоидности при единстве структурного плана в разных массивах пояса и ряд других данных привели нас к выводу о залегании гипербазитов, пояса *in situ*, значительной протяженности их на глубину и возможной непосредственной связи с верхней мантией.

Первичный субстрат массивов состоит из крутозалегающих, переслаивающихся субширотной полос дунита и гарцбургита. В его верхних горизонтах развиты диопсидизация, габброизация и т.д., вначале протекающие по субмеридиональным зонам дробления, а затем и более широко. Учитывая это, можно определить уровень глубинности вскрытых образований. Так, полярноуральские массивы с широким развитием перечисленных процессов представляют собой более высокие горизонты, чем южноуральские, в которых прослеживаются преимущественно начальные стадии этих процессов. По этим же признакам для всего пояса намечается тенденция воздымания более глубоких - собственно хромитоносных дунит-гарцбургитовых горизонтов в полярных его областях, и погружение их со сменой менее глубинными - лерцолит-диаллагитовыми, а затем и дунит-диаллагит-габбровыми - по направлению к Среднему Ураду. Учитывая это, мы полагаем, что, по-видимому, в пределах Среднего Урала дунит-гарцбургитовый субстрат пояса имеет наибольшее погружение, и потому потенциально хромитоносные массы расположены здесь на наибольшей глубине. Очевидно, что здесь должна быть наибольшей глубина залегания поверхности Мохоровичича.

Исследование взаимоотношений гипербазита с окружающими толщами показывает: 1) в соприкосновении с уралидами ( $O-T_2$ ) приходят многократно нарушенные, деформированные и метаморфизованные ультраосновные породы; 2) чем моложе возраст толщ, окружающих гипербазиты,

тем сильнее дислоцированы и серпентинизированы ультраосновные породы. Вследствие этого среди более молодых и наименее нарушенных уралитов залегают наиболее дислоцированные, многократно нарушенные, нередко до меланжа, серпентиниты, а среди более древних пород — наименее нарушенные и серпентинизированные дуниты, гарцбургиты и их хромитовое оруденение.

Возраст гипербазитов доуральский и, по-видимому, дорифейский. Однако время их появления среди окружающих толщ более позднее. Судя по наличию обломков гипербазитов в отложениях ордовика и более молодых, вертикальным или крутым углам падения окружающих толщ от массивов, в течение длительного времени (Pt-Pz) шел непрерывный подъем твердых гипербазитовых масс, по механизму сходный с диапиризмом. В процессе позднейшей складчатости происходило отчленение и отрыв чечевицеобразных блоков от твердых гипербазитовых масс. В этом случае внедрение блоков также далеко оторвано от времени формирования гипербазитов.

Для гипербазитов пояса типичны разрывные нарушения, приводящие к нарушению сплошности, дроблению пород, отчленению блоков и т.д. Однако, несмотря на несомненное развитие меланжа в отдельных участках, в целом гипербазиты пояса раздроблены относительно слабо. Выделяется несколько этапов их нарушений.

Каждый из них сопровождается нарастающей серпентинизацией и разуплотнением гипербазитов. Для серии ранних нарушений типично совпадение зон разломов с уральским региональным планом. Для всех деформаций вообще типично интенсивное проявление их в гипербазитах, лежащих среди "уралитов", более слабое — в областях воздымания доуралитов, почти полное отсутствие — в гипербазитах, лежащих под покровом доуралитов. Это свидетельствует о том, что древние толщи, покрывающие гипербазиты, являются своего рода "щитом", предохраняющим гипербазиты от дробления, а также о том, что каждая новая складчатость усугубляет дробление гипербазитов.

Метаморфизм гипербазитов многообразен (серпентинизация, оталькование, диопсидизация, амфиболитизация, гранатизация, фельдшпатизация и др.). Наиболее широко развита серпентинизация, предшествующая остальным процессам. Этот тип метаморфизма, соответствующий зеленосланцевой фации, изофациален региональному геосинклинальному метаморфизму, который особенно ярко проявлен в уралитах Урала. Поэтому этот тип метаморфизма — серпентинизацию — следует рассматривать как форму регионального геосинклинального метаморфизма гипербазитов.

Серпентинизация (как правило, лизардитизация) протекает по зонам дробления, а ее интенсивность прямо пропорциональна степени раздробленности породы. Вследствие этого характер ее развития повторяет особенности тектонической нарушенности гипербазитов, а именно: 1) наиболее серпентинизированы гипербазиты, обнаженные среди уралитов, менее — среди доуралитов, крайне слабо — лежащие под субстратом уралитов; 2) иными словами, фундамент "уралитов" явился щитом, предохранявшим гипербазиты не только от дробления и складчатости, но и от проявлений геосинклинального метаморфизма.

Изложенное свидетельствует о том, что в ходе геосинклинальной эволюции гипербазитового вещества происходит не только чисто механическое нарастание степени серпентинизации и разуплотнение породы, но и заметное изменение химизма эдуктов и продуктов метаморфизма, которое заключается в последовательном обогащении ультраосновных пород водой и обеднении их и связанных с ними хромитовых руд такими глубинными компонентами, как Mg, Sr, Fe, составляющими главную сущность гипербазита. Из этого следует, что геосинклинальная стадия существования гипербазитового вещества и связанного с ним хромитового оруденения определяется приспособлением его к низкотемпературным условиям зон пониженных давлений и высокой обводненности, характеризующих геосинклинальный режим. Физически этот процесс способствует превращению наиплотнейших пород, подстилающих земную кору, в разуплотненные образования верхних горизонтов коры.

Восточно-Уральские гипербазитовые поясы залегают в пределах собственно эвгеосинклинальной зоны Урала и ограничивают поднятия, сложенные доуралитами, от геосинклиналей, заполненных собственно уралитами. В случае контакта с уралитами контакт гипербазитов отчетливо тектонический.

Состав массивов преимущественно дунит-гарцбургитовый, но близ крупных выходов гранитовых комплексов в них сильна диопсидизация, с появлением перцолитов и диаллагитов, и

габброизация с образованием габбро. Последние через габбро-диориты связаны переходами с границами. Поэтому можно утверждать, что граниты моложе гипербазитов.

Области выхода таких гранитов, согласно данным А.А.Пронина (1965), К.П.Плюснина, А.А.Плюсниной (1965), И.Д.Соболева (1968), в истории развития Урала играли роль срединных масс. Следовательно, гипербазиты, представляющие собой образования, более ранние, чем граниты, являются составными, притом более глубокими частями таких срединных масс. С этих позиций становится понятной многократная тектоническая нарушенность и метаморфизм гипербазитов, изофациальные аналоги которых либо отсутствуют в окружающих уралидах, либо проявлены в них крайне слабо.

В отличие от Кемпирсайского пояса, Восточно-Уральские поясы состоят из серий коротких цепочек, протяженность которых определяется размерами окаймляемых ими выступов доуралид. Большинство тел представляет собой несомненные тектонические блоки, отграниченные от окружающих толщ зонами дробления, зеркалами скольжения и т.д. Размеры блоков колеблются от нескольких десятков до сотен, редко тысяч квадратных метров. Слагающие их породы более раздроблены и серпентинизированы, чем в Кемпирсайском поясе. Серпентинизация протекает в водонасыщенной-хризотиловой фации, что способствует, с одной стороны, возникновению здесь залежей асбеста, отсутствующих в Кемпирсайском поясе, а с другой - разуплотнению хромитовых руд. Все это свидетельствует о значительной геосинклинальной переработке, которой подверглись гипербазиты таких поясов, заставляя сомневаться в их непосредственной связи с мантией. Вместе с тем концентрированные локализованные выходы их сравнительно крупных масс, наличие в зонах распространения последних положительных гдубофокусных гравитационных аномалий (Соболев, 1968) дает основание предположить, что, возможно, составляя нижние части срединных масс уральской эвгеосинклинали и, соответ - венно, претерпев всю геосинклинальную эволюцию, гипербазиты восточно-уральских "внешних" поясов являются индикаторами верхних, наиболее нарушенных горизонтов перидотитового слоя, который, по предположению А.В.Пейве (1961), подстилает уральскую геосинклинали. Если это предположение справедливо, то амплитуду нарушения и метаморфизма гипербазитов данных поясов, можно рассматривать как амплитуду развития геосинклинали Урала (Москалева, 1970б). Анализ широтных разрезов через Урал показал следующее.

Южный Урал (широта массива Крака). Антиклинорные зоны сложены доуралидами. По геологическим данным, мощность этих образований, отождествляемых с "гранитным слоем", 6-8 км, по геофизическим (Николаевский, Тюрин, 1963) - в области Урал-Тау она составляет 20 км, а в Восточно-Уральском антиклинории - 18 км. Синклинорные участки заполнены образованиями "базальтового" слоя, на которых лежат осадочно-вулканогенные толщи уралид. На границе этих двух структур обнажены гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации, массы которых круто расширяются книзу. Контакты гипербазитов с уралидами синклинориев, тектонические. С образованиями же антиклинорных структур соотношений многообразны. В тех случаях, когда между гранитоидами и гипербазитами расположена промежуточная зона диаллагит-габбровых пород с серией постепенных переходов, тектоническая нарушенность гипербазитов не имеет четкой локализации. В тех же случаях, когда контакт гипербазитов с гранитоидами непосредственный, отчетлива его тектоническая природа. Такие соотношения приводят к заключению о том, что, по-видимому, граниты надвинуты на гипербазиты, а промежуточный между ними слой (диаллагит-габбровый) уничтожен. Если этот вывод справедлив, то под гранитоидными толщами антиклинориев располагаются гипербазитовые массы, интенсивно нарушенные и серпентинизированные, т.е. разуплотненные до "гранитных" плотностей. В таком случае находит свое объяснение расхождение в оценке мощности "гранитного слоя" по геологическим и геофизическим данным. В свете сказанного, антиклинорные поднятия на Южном Урале следует рассматривать как горстовые выступы хромитоносных подкоровых масс, на которые налегают поднятые и разорванные в своей сплошности образования фундамента Уральской геосинклинали. Соответственно этому прогибы проступают как участки грабеновых - рифтовых впадин между перидотитовыми выступами, дно которых выполнено образованиями, покрывающими перидотитовый слой, т.е. "базальтовым слоем". Судя по характеру пород, развивающихся в верхах тектонически нарушенного дунит-гарцбургитового субстрата, эти образования соответствуют породам диаллагит-габбровой формации Урала.

На Среднем Урале развиты преимущественно гранитоидные толщи, представленные гнейса-

ми и огнейсованными амфиболитами с реликтовыми телами габбро и амфиболитов, т.е. образованиями области гранитизации основных пород с широким развитием исходного субстрата. По-видимому, именно по этой причине глубинные массы здесь обладают скоростями, аномально высокими для "гранитового" слоя и более типичными для "базальтового" (7,7 км/сек). Вполне вероятно, что собственно "гранитовый слой" данного участка имеет ничтожную мощность и представлен своим нижним горизонтом - переходным к "базальтовому". Гипербазиты здесь расположены на очень больших глубинах.

Строение на участке Северного разреза (широта Баранчинского массива) принципиально сходно со Среднеуральским. Вместе с тем в этой части Урала особенно резко проступает его блоковое строение; в зонах нарушения сплошности "базальтового" слоя отмечаются выступы "подкоровых" масс.

Как видно из рассмотренного, южный разрез характеризуется грабенообразными выступами значительных подкоровых масс с полным уничтожением покрывающих их пород дунит-диаллагит-габбровой формации ("базальтовый слой"). Остатки этого слоя сохранились лишь в грабеновых долинах между горстовыми выступами, т.е. в синклинорных структурах, развитие которых, по данным А.А.Пронина (1965), определено рифтовым обрушением фундамента уральской геосинклинали. В антиклинорных выступах гипербазиты тектонически граничат преимущественно с гранитоидами, а промежуточные между ними породы дунит-диаллагит-габбровой формации либо отсутствуют, либо развиты незначительно. Эти факты заставляют полагать, что, помимо вертикальных, Южный Урал испытывал мощные горизонтальные движения, уничтожившие базальтовый покров поднятых участков подкоровых масс и надвинувшие на них горизонт более высоких гранитоидов. К северу амплитуда глубинных дислокаций, по-видимому, уменьшается и, к Среднему Уралу затухает. Вследствие этого здесь подкоровый слой сменяется сверху по-следовательно "базальтовым" и низами "гранитового", обнаженного в виде гнейсовых и гранитовых комплексов Среднего Урала. Еще севернее вновь прослеживаются рифтовые обрушения кровли и крайне постепенное воздымание "подкорового" и "базальтового" слоев с реликтами покрывающих гранитоидов. Таким образом, фемический характер Уральской геосинклинали не случаен и определяется близостью подкоровых масс, отдельные выступы которых, поднятые непосредственно к дневной поверхности, обнажены в виде поясов хромитоносных гипербазитов. Если учесть, что ультраосновные породы рассматриваемой формации древнее не только образований Уральской геосинклинали, но и разлома, обусловившего ее становление и специфику структуры (Москалева, 1963), то приуроченность главных разломов к выступам подкоровых масс, наличие рифтовых обрушений вдоль них дают основание полагать, что, по-видимому, именно подъемом этих масс, сопровождавшимся возникновением рифтовых долин, обусловлено формирование данного региона как геосинклинали. Максимальной интенсивности этот процесс достиг на Южном Урале, где развиты наиболее контрастные структуры, а производные подкоровых масс представлены особенно широко. С меньшей интенсивностью он проявился на Полярном, в северной и южной частях Среднего Урала, где на дневную поверхность выведены производные "базальтового" и в ряде случаев "гранитового" слоев. Самую минимальную амплитуду движений имели в районе центральной части Среднего Урала, где преимущественное развитие имеют образования низов "гранитового" слоя.

Изложенный материал показывает, что появление гипербазитов Урала в зоне глубинных разломов обязано растяжению и рифтовым обрушениям вышележащих слоев, обнаживших подкоровый слой. Подобное растяжение с возникновением ограниченных сбросами глубоких трогов, борта которых сложены подкоровыми массами, известно во многих районах нашей планеты и получило название рифтовых зон. В ряде случаев гипербазитовые поясы, разделяющие такие трогги, слагают вытянутые подводные хребты. По составу пород, характеру и степени их динамических нарушений и серпентинизации гипербазиты типичных рифтовых зон аналогичны рассмотренным гипербазитам Урала.

Чередование выступающих гипербазитовых поясов Урала с троговыми долинами, образующими его мегасинклинории, рифтовое происхождение таких долин (Пронин, 1965) и, наконец, древний возраст гипербазитов относительно всех образований Уральской геосинклинали - все это позволяет предположить, что Уральская структура представляет собой внутрикоровый рифт, а слагающие ее борта гипербазитовые поясы - типичные поднятия подкоровых масс. Если это предположение справедливо, то вполне вероятно, что заложение фемических геосинклинали типа Уральской обусловлено рифтогенезом, с одной стороны обнажающим кивильные

подкорковые массы, в с другой – являющимся толчком к возбуждению и развитию геосинклинальных процессов. В ходе последних обнажение части подкоркового слоя разбивается на блоки, что усугубляется с каждой складчатостью.

"Внутренние" пояса Урала располагаются в пределах одной крупной структуры Урала, тяготея в ней к границе антиклиналей, горстантиклинорий, сложенных древнейшими в данном участке толщами. Размер массивов незначителен, контакты отчетливо тектонические. Породы представлены неоднократно раздробленными перекристаллизованными серпентинитами, обычно без надежных реликтов исходных образований. Наряду с этим все виды метаморфизма, охватывающие окружающие толщи, от зеленокаменных изменений до гранитизации, изофациально проявились и в гипербазитах, которые изменены от серпентино-хлоритовых пород до тальцитов, энстатит-антофиллитов и т.д.

Такой характер многократных, разнофациальных преобразований, типичный только для "внутренних" поясов, но отсутствующий по всем "внешним", дает основание предположить, что, по-видимому, породы "внутренних" гипербазитовых поясов Урала имеют более длительную историю эволюции, чем гипербазиты "внешних" поясов. Вполне вероятно, что тела "внутренних" поясов представляют собой реликты гипербазитовых масс, участвовавших в более ранних складчатостях, чем те, которыми охвачены "внешние" гипербазитовые поясы.

В Казахстане и Средней Азии подавляющее количество гипербазитовых поясов приурочено к областям развития каледонской складчатости, реже – к областям герцинской складчатости, где и сами пояса, и слагающие их массивы мельче, а степень измененности гипербазитов – больше. Поясы залегают на границах антиклинорий, в ядрах которых расположены выходы реликтов более древних складчатостей.

Размер древних блоков здесь значительно меньше уральских; размер тяготеющих к ним гипербазитовых тел также значительно меньший. Учитывая интенсивное неоднократное дробление слагающих их гипербазитов, полную неоднократную их серпентинизацию, нередко – с последующей лиственизацией и т.п., обычные тектонические контакты тел, можно заключить, что тела гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации Казахстана и Средней Азии представляют собой оторванные и перемещенные во время складчатости блоки, т.е. образования, сходные с массивами внутренних поясов Урала.

В Алтае-Саянской области, по данным Г.В.Пинуса (1965), гипербазитовые поясы расположены: 1) на границе геосинклинальной области со срединными массивами, отторгнутыми от древних складчатых сооружений обрамления; 2) во внутренних частях геосинклинальных прогибов с геоантиклинальными поднятиями; 3) на границе разновозрастных складчатых зон, например, древнекаледонских (садаирские) и собственно каледонских; 4) некоторые поясы проникают из геосинклинальных зон в более древние жесткие, ранее консолидированные системы.

Таким образом, в этом регионе структурная позиция серпентинитовых поясов 2,3,4 типов сходна с позицией "внутренних" поясов Урала, и лишь поясы первого типа близки по своему положению к внешним, восточноуральским. Судя по имеющемуся материалу, это сопровождается соответствующими чертами сходства в размерах тел, степени их раздробленности, метаморфизма и т.д.

В Альпийско-Гималайской складчатой области также намечается два типа структурной позиции гипербазитовых поясов: 1) аналогичные "внешним", восточноуральским, но без стадии хризотилизации (турецко-пакистанская ветвь Южно-Азиатской хромитоносной провинции; Малкинский, Беденский, Бескесский массивы Б.Кавказа; Севано-Амассийский пояс М.Кавказа; поясы, окаймляющие Динариды, Родопы, Мирдит и др.); 2) сходные с "внутренними" поясами Урала; их типичные представители широко распространены в зоне Пшекши-Тырнаузского разлома, по границам Бечаскинского блока и Блыбской горстантиклинали Кавказа (Морозова, 1971) и в других областях.

Для этого пояса типичен также меланж, более развитый, чем в палеозойских геосинклиналях. В то же время поясы, подобные Кемпирсайскому на Урале, сохраняющему следы рифтогенного происхождения, в Альпийско-Гималайской области отсутствуют. По-видимому, эта область претерпела более длительную и напряженную геологическую эволюцию, чем Урал.

В кайнозойских тектонических зонах восточной части Тихоокеанского кольца гипербазитовые поясы также залегают либо на границе сложно построенных древних антиклиналей и четвертичных прогибов, и иногда они сложены относительно слабо измененными крупными мас-

сами (Усть-Бельский и Пенжинский массивы Западно-Камчатского пояса, хромитоносные пояса Японии, Индонезии, Новой Гвинеи), либо тяготеют к ядрам горстантиклинориев, слагая в них мелкие тела серпентинитов.

Аналогичные особенности типичны для поясов Калифорнии, Аппалачч, Кубы и Бразилии, а также докембрийских систем.

Проведенный анализ позволяет выявить следующие особенности.

1. Наиболее значительными по протяженности и объему слагающих их масс и наименее метаморфизованными являются гипербазитовые пояса, выступающие на границе подвижных областей с жесткими структурами высшего порядка. Пояса, обнаженные внутри геосинклинальных систем несут на себе следы интенсивных деформаций и метаморфизма.

2. Пояса, выступающие на границе подвижных областей с жесткими структурами высшего порядка, обнаруживают следы рифтогенного происхождения и, по-видимому, обладают непосредственной связью с мантией. Во всех других поясах массивы являются блоками, оторванными от погребенных масс и перемешавшимися во время складчатости.

3. В процессе геосинклинального развития происходит не подъем хромитоносных гипербазитовых масс, а лишь их механическое измельчение и низкотемпературные изменения. Каждая последующая складчатость способствует новому дроблению и рассеиванию перидотитового-подкорового материала. Поэтому в полициклических областях наиболее "молодые" гипербазиты представлены наименьшими по размерам, интенсивно серпентинизированными телами, наименее хромитоносными.

4. Наиболее полно весь гипербазитовый цикл проявлен на Урае, где можно проследить весь ход появления и эволюции хромитоносного гипербазитового материала, тогда как в других складчатых областях наблюдаются лишь отдельные, притом более поздние, его звенья.

Полученный материал позволяет предполагать, что эволюция хромитоносных гипербазитовых масс проходит следующие этапы:

1. Рифтогенез, обнажающий ювенильный подкоровый слой, способствующий обрушению вышележащих слоев и началу геосинклинального цикла.

2. Дальнейшее развитие эггеосинклинали с полным циклом складчатых движений, способствующих отрыву и перемещению блоков перидотитового субстрата в более высокие горизонты. Этот процесс прекращает связь хромитоносных перидотитов с подкоровым слоем, превращает их в чужеродные тела, которые, в ходе последовательного геосинклинального развития, подвергаются постепенному динамическому и химическому рассеиванию, усиливающемуся с каждым новым циклом.

Судя по материалам изучения современных рифтовых систем, рифтогенез может охватить любой глубинный горизонт. В тех случаях, когда он достигает подкорового перидотитового слоя, возникающая геосинклинали имеет фемический характер. Учитывая вышеизложенное, мы считаем возможным выделить по степени измененности гипербазитовых масс три стадии развития первично фемических геосинклиналией - раннюю, среднюю и конечную. На ранней стадии обнаруживаются признаки рифтогенного происхождения геосинклинали. Гипербазитовые пояса этой стадии, обнажающиеся в бортах рифтовых долин, корнями уходят в мантию. Они слабо изменены геосинклинальными процессами и потому содержат наименее разубоженное хромитовое оруденение.

Спорадически присутствующие реликты земной коры в таких областях имеют ничтожную мощность. В СССР в пределах послекембрийских систем к таким областям относится Урал, который, по-видимому, испытывал менее длительную тектоническую эволюцию, чем другие складчатые пояса.

На средней стадии развития фемические геосинклинали утрачивают следы рифтогенного происхождения. Мощность земной коры в них значительна. Гипербазиты этой стадии развития представлены только тектоническими блоками, протрузиями и т.п., оторванными от материнского перидотитового слоя и перемещенными во время складчатости. Гипербазиты и их эндогенное оруденение (хромиты) раздроблены, разлинзованы, метаморфизованы, большей частью интенсивнее, чем вмещающие геосинклинальные толщи.

К конечным стадиям относятся такие геосинклинали, которые развиваются в областях, прошедших первые две ступени развития. В них гипербазитовые массы представлены мельчайшими телами, полностью, притом неоднократно измененных пород и руд. Такие области практически нехромитоносны. Яркий пример их - области развития главных гипербазитовых пояса

Анализ материала по различным складчатым областям мира показывает, что выделенные три стадии развития охватывают время полного мегацикла в понимании Г.Штилле. Из этого следует, что подъем подкоровых масс и вызванный им рифтогенез возможны только однажды - в начале мегацикла. Иными словами возникновение рифтов знаменует начало мегацикла.

х х

х

1. Хромитоносные гипербазиты и их эндогенное оруденение (хромит) возникают в подковом слое - верхней мантии Земли.

2. В условиях земной коры хромитоносные гипербазиты подвергаются серии преобразований, которые способствуют изменению их состава, рассеянию слагающих элементов и в итоге - химическому и физическому уничтожению. Преобразование идет двумя путями.

Путь первый - эволюционный, заключается в постепенном преобразовании дунит-гарцбургитового субстрата в химически иные соединения, свойственные "базальтовому" и еще более высоким слоям коры. В ходе этих процессов происходит вынос и рассеивание подкорового материала, способствующие уничтожению хромитовых руд, и возникновение соединений "базальтового" слоя с типичной для него полезной минерализацией руды платиноидов, титаномагнетита, никеля. Образования последовательных стадий этого цикла вскрывается в областях, не претерпевших геосинклинального развития (Гушвелд, Стидлуотер, Китай). В таких участках сосуществуют серии разновременных полезных ископаемых - хромит, платина, титаномагнетит.

Путь второй - катастрофическое нарушение глубинных процессов в том или ином его звене, вызванное локальным поднятием глубинных слоев (мегаундация) с рифтовым обрушением вышележащих. Рифтогенез способствует началу мегацикла геосинклинального развития и появлению геосинклинали. В тех случаях, когда рифтогенезом обнажен перидотитовый слой, первичная геосинклинали имеет фемический характер.

Гипербазиты появляются в начале мегацикла. На всем остальном протяжении они подвергаются геосинклинальным преобразованиям - дроблению на блоки, обводнению (серпентинизации) и т.п., т.е. коровым преобразованиям, способствующим приспособлению наиболее плотного подкорового вещества к чуждым им по природе термодинамическим условиям земной коры, что ведет к постепенному их физическому и химическому рассеянию и уничтожению. Каждая новая складчатость усугубляет этот процесс. Поэтому полициклические области с наиболее мощной корой содержат наименьшие по размерам, наиболее измененные блоки гипербазитов.

#### Л и т е р а т у р а

- Беллави́н О.В., Та́врин И.Ф. Формы гранитных и гипербазитовых массивов Урала по геофизическим данным. - Тезисы УІ научно-технической геофизической конференции, 1968.
- Варлаков А.С. Роль оливинизации в формировании дунитов Урала. - Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму, 1966.
- Заварицкий А.Н. Некоторые основные вопросы геологии Урала. - Изв. АН СССР, сер.геол., 1941, № 3.
- Коптев - Дворников В.С. Несколько замечаний о возрасте ультраосновных и основных интрузий Урала. - Академику Белянкину. М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Книппер А.Л., Костанян Ю.Л. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья озера Севая. - Изв. АН СССР, сер.геол., 1964, № 10.
- Морозова Э.А. Опыт прогнозной оценки хромитоносности гипербазитов Кавказа. - Материалы совещания. "Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых". Л., 1971.
- Москалева С.В. О возрасте и структуре массива Крака на Южном Урале. - Докл. АН СССР, 1959, т.127, № 1.
- Москалева С.В. К вопросу о генезисе гарцбургитовых комплексов Урала. - Материалы к I Уральскому петрографическому совещанию, Свердловск, 1961.

- Москалева С.В. О гипербазитовых поясах и зонах глубинных разломов (на примере Урала). - Глубинные разломы, М., "Недра", 1964а.
- Москалева С.В. Проблема верхней мантии и генезис гипербазитов. - Докл. АН СССР, 1964б, т.156, № 5.
- Москалева С.В. Химизм метасоматических превращений в дунито-пироксенито-габбровой формации Урала. - Сов. геология, 1965, № 5.
- Москалева С.В. Роль метасоматоза в образовании хромита и хромитсодержащих пород. - Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., "Недра", 1966.
- Москалева С.В. Тектоническое положение гипербазитовых формаций в складчатых областях СССР в связи с проблемой верхней мантии. - МГК, XXIII сессия, докл. сов. геологов, проблема I, 1968.
- Москалева С.В. К проблеме генезиса гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации Урала. - Зап. ВМО, 1969а, ч.98, вып.3.
- Москалева С.В. Петрохимические особенности и металлогеническая специализация гипербазитов. - Вопросы петрохимии. Л., 1969б.
- Москалева С.В. Роль процессов метасоматизма в образовании полезных ископаемых гипербазитовых формаций складчатых областей. - Проблемы метасоматизма. М., "Недра", 1970а.
- Москалева С.В. О возможной природе поверхности Мохровичича. - Проблемы строения земной коры и верхней мантии, № 7. М., "Наука", 1970б.
- Николовский А.А., Тюрин М.Н. Некоторые черты глубинного геологического строения Магнитогорского синклиория по данным геофизики. - Сов. геология, 1963, № 5.
- Пейве А.В. Тектоника и магматизм. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 3.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л., Марков М.С., Богданов Н.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В. Океаны и геосинклинальный процесс. - Докл. АН СССР, 1971, т.196, № 3.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С., Поспелов И.И., Руженцев С.В., Самыгин С.Г. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. - Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука", 1971.
- Пинус Г.А., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Пинус Г.В. Тектоническое положение гипербазитовых поясов каледонид Юга Сибири и сопредельных территорий. - Геология и геофизика, 1965, № 1.
- Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпийские гипербазиты юга Сибири. М., "Наука", 1966.
- Плюснин К.П., Плюснина А.А. Новые данные о протерозойских образованиях восточного склона Южного Урала. - Докл. АН СССР, 1965, т.162, № 3.
- Пронин А.А. Основные черты истории тектонического развития Урала. М., "Наука", 1965.
- Соболев И.Д. Основные черты глубинного строения Урала. - Глубинное строение Урала. М., "Наука", 1968.
- Таврин И.Ф., Родионов П.Ф. О строении ультраосновных массивов западного крыла Магнитогорского синклиория по геофизическим данным. - Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Урал. петрогр. совещ., т.1, Свердловск, 1963.
- Ваттеу М.Н. Observations on the peridotites and pyroxenites of the Jotunheim complex in Norway - Intern. - Geol. Congr. Rep. 21 sess. Norden, 1960, Pt.13.
- Bailey E.B., Mc Gally W.Y. Serpentine lavas, the Ankara Melange and the Anatolian Thrust - Trans. - Roy Soc. Edinb., 1953, 62.

- D u b e r t r e t G. Geologie de rockes vertes du nord onest de la Syrie et du Hatay (Turquie). Paris, 1953.
- H e s s H.H. A primary peridotit magma. - Amer. E. Sci., 1938, vol.35, N 209.
- M i l o v a n o v i c B., K a r a m a t a S. Uber den Diapirismus Serpentinischer Massen (Jugoslavia). Rep. on the XXI session Intern. Kongr., 1960, vol.18.
- P a m i c I. Magmatske i tektonske structure u ultrafitima Bosanske serpentinske sone. Geological savod u Sarajevu, 1964.
- R o s s C.S., F o s t e r M.D., M y e r g A.T. Origin of dunites and of olivine-rich inclusions in basaltic-rocks. - Amer. Min., 1954, vol.39, N 9-10.
- D e R o e v e r W.R. Sind die alpinotipen Peridotit massen vielleicht textonisch, vertrachtete Bruchstocks der Peridotitschale. - Geol. Rundschau, 1957, Bd 4, N 1.
- T h o m a s R.G. An example of re - intrusion of Serpentinite. - Trans. Amer. Geol. Union, 1951, vol.32, N 3.
- T i r r e l G.W. Distribution of igneous rocks in space and time. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1955, vol.66, N 4.

ЭТАПНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ГУСЕВОГОРСКОГО ГАБЕРО-ПИРОКСЕНИТОВОГО МАССИВА  
(СРЕДНИЙ УРАЛ) И ПОВЕДЕНИЕ ПЛАТИНОИДОВ И ЗОЛОТА В ХОДЕ ЭТОГО ПРОЦЕССА

Автор в течение нескольких лет занимался петрологическими и геохимическими исследованиями в связи с решением проблемы платиноносности Гусевогорского массива. В результате проведенного детального картирования в карьере Главной залежи (рис.1), геологических наблюдений по Западной и Северной залежам Гусевогорского титаномагнетитового месторождения, с учетом данных других исследователей (Решитько, 1959, 1967; Фадейчев, 1961; Фоминых и др., 1967; Ефимов, 1963) установлено, что в истории формирования Гусевогорского массива отчетливо намечается пять последовательных этапов; в большинстве из них оказывается можно выделить и ряд стадий.

Первый этап привел к формированию протоинтрузии (термин А.А.Ефимова, 1963) дунитов выдержанного состава, по-видимому, аналогичных дунитам Светлого и Вересового бора, слагающим западную и северо-западную части Качканарского комплекса. В пределах Гусевогорского массива продукты первого этапа встречаются в виде многочисленных разноразмерных реликтовых участков неправильной, либо пластообразной формы, сложенных сильно серпентинизированными метадуниитами и верлитами с минимальной (10-13 мол.%) железистостью оливина и пироксена. Эти участки встречаются исключительно среди оливиновых пироксенитов (см.рис.1).

Второй этап характеризуется широким проявлением процессов метасоматизма, вызванных воздействием на дунитовую протоинтрузию глубинных флюидов, обогащенных Ca, Al, Si, что привело к массовой пироксенизации и образованию на ее месте массива оливиновых пироксенитов с многочисленными реликтовыми участками метадуниитов и верлитов. Имевшее при этом место перераспределение железа, содержащегося в дунитах, не могло привести (в чем убеждают несложные расчеты баланса железа) к возникновению крупных участков с промышленной концентрацией, а лишь способствовало повсеместному образованию акцессорной вкрапленности магнетита (1-5, максимально до 10 вес.%) в оливиновых пироксенитах. В статистически установленных границах этого массового процесса (Волченко, Вилесов, 1971) железистость сосуществующих оливина и пироксена варьирует соответственно от 14 до 16 и от 11 до 15 мол.% (рис.2).

Специфические же черты Гусевогорского массива, как крупнейшего месторождения вкрапленных титаномагнетитовых руд во многом, по-видимому, определяются третьим этапом, который характерен качественным изменением процессов метасоматизма. Последнее обусловлено резким изменением состава метасоматирующих флюидов и, возможно, физико-химической обстановки, в которой данные процессы протекали. Все основные особенности третьего этапа связаны с прорывом флюидов, резко обогащенных железом, титаном и ванадием в ряде структурно определенных мест сформировавшегося к тому времени массива оливиновых пироксенитов и образованием среди них, на их месте, огромных участков - залежей, сложенных магнетитовыми пироксенитами (диаллагитами). Заметим, что в отличие от оливиновых пироксенитов они резко обогащены магнетитом (15-20 вес.%) и характеризуются максимальной железистостью сосуществующих оливина и пироксена 22-26 и 18-24 мол.% соответственно (см.рис.2). Морфология и внутреннее строение таких участков, сложенных магнетитовыми пироксенитами, очень сложны, что определяется их соотношением с образованиями второго (и первого) этапа. Оливиновые пироксениты слагают периферические части рудных залежей и встречаются внутри последних в виде реликтовых пятно-полосообразных блоков (см.рис.1). В отличие от данных ряда исследователей (Фоминых и др., 1967; Ефимов, 1963) о постепенности перехода от оливиновых к магнетитовым пироксенитам, нами установлено отсутствие ее, свидетельствующее о дискретности процесса и проявляющееся в образовании на контактах магнетитовых и оливиновых пироксенитов специфических реакционных пород, резко обогащенных магнетитом и оливином - оливиновых магнетитовых пи -

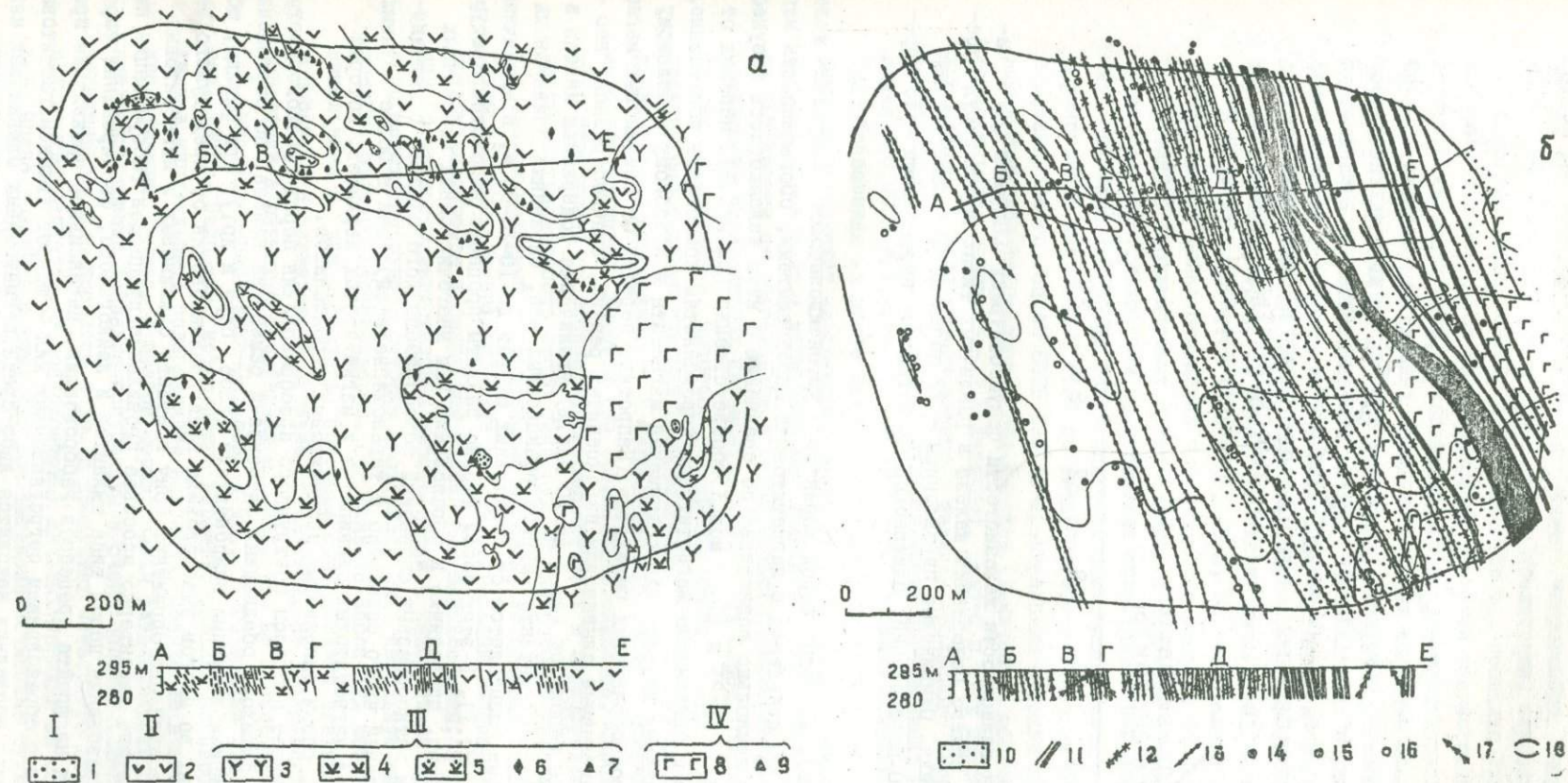


Рис.1. Схематическая геологическая карта Главной залежи Гусевогорского месторождения (карьер). Составлена Ю.А.Волченко (с учётом данных В.А.Макарова, В.Г.Фоминных и геологической службы Качканарского ГОКа). а - образования ранних этапов, б - образований поздних этапов.

I - метадуниты, верлиты; 2- оливиновые пироксениты; 3- магнетитовые пироксениты; 4- оливиновые магнетитовые пироксениты; 5- магнетитовые оливиниты, магнетитовые верлиты; 6- участки с интенсивным проявлением процесса оливинизации; 7 - оливин-титаномагнетитовые жилы; 8 - габброизированные пироксениты; 9 - сегрегационные жилы сплошной титаномагнетитовой руды; 10- амфиболлизированные пироксениты; II- серии маломощных сближенных жил андезитов; 12- серии маломощных сближенных жил олигоклазитов, 13- жилы и дайки плагиоаплитов и плагиопегматитов; 14-16 - участки с интенсивно проявленной сульфидизацией (14), серпентинизацией (15), амфиболлизацией (16); 17 - зоны дробления пород; 18 - проектные контуры карьера Главной залежи.



Рис.2. График зависимости железистости сосуществующих оливинов (1) и пироксенов (2) от общего содержания железа в различных типах пород и руд Гусевогорского массива. Оливиновые пироксениты - 22 определения; магнетитовые пироксениты - 20 определений; оливиновые магнетитовые пироксениты - 13 определений.

роксинов (типа косьвитов). Для этих пород характерно устойчиво-высокое содержание железа (19-24%); еще большая, по сравнению с магнетитовыми пироксенитами, обогащенность магнетитом (20-30 вес.%), но несколько пониженная по сравнению с ними железистость сосуществующих оливина и пироксена - 18-21 и 17-19 мол.% соответственно (см.рис.2). Переход от магнетитовых пироксенитов к оливиновым магнетитовым пироксенитам происходит постепенно, что прослеживается по плавному возрастанию содержания магнетита и подобному небольшому снижению железистости породообразующих силикатов. Напротив, переход от оливиновых магнетитовых пироксенитов к замещаемым оливиновым пироксенитам резкий, скачкообразный, несмотря на отмечаемое иногда небольшое (от 8 до 10 вес.%) увеличение содержания железа в оливиновых пироксенитах в зоне контакта. Ширина реакционных зон, сложенных оливиновыми магнетитовыми пироксенитами, изменяется от нескольких метров до 10-20-50 м, в единичных случаях до 100-200 м (см.рис.1). В этих зонах широко развиты процессы высокотемпературного магниевого метасоматоза, приводящие к образованию как многочисленных цепочечных агрегатов, полосовидных и пятнообразных скоплений новообразованного оливина с железистостью 19-22 мол.% (последний часто совместно с титаномagnetитом), так и более крупных разнообразных по форме тел магнетитовых оливинитов и магнетитовых верлитов, которые встречаются именно здесь, среди оливиновых магнетитовых пироксенитов.

Четвертый этап охватывает процессы пострудного преобразования пород Гусевогорского массива под воздействием флюидов, обедненных элементами семейства железа, но обогащенных наряду с кальцием и алюминием летучими компонентами (хлор, сера и др.). Эти флюиды, обогащенные минерализаторами, во многом унаследовали пути проникновения от предыдущего этапа и избирательно использовали благоприятную зону контакта оливиновых и магнетитовых пироксенитов. Для этого этапа характерно массовое проявление процессов габброизации пироксенитов, вплоть до образования пород типа тылаитов и лейкогаббро, формирование широкого ореола амфиболитизации на фронте процессов габброизации, интенсивное проявление процессов перекристаллизации с образованием сегрегационных жил - шпиров титаномagnetитовых руд. Абсолютное большинство последних находится либо среди пегматоидных оливиновых магнетитовых пироксенитов, либо в участках оливиновых пироксенитов и магнетитовых пироксе-

нитов, непосредственно примыкающих к этой зоне повышенной проницаемости. С основными процессами четвертого этапа сопряжено формирование разнообразных по составу метасоматических жил (гусевитов, габбро-пегматитов, микрогаббро, анортозитов и др.), а также образование локальных зон интенсивной амфиболизации, серпентинизации и сульфидизации.

Заключительный, пятый, этап в истории формирования Гусевогорского массива связан с внедрением к северу от него небольшой интрузии плагиогранитов и формированием Гусевогорского жильного поля, представляющего собой ориентированный штокверк (см. рис. 1). Среди лейкократовых жильных пород, слагающих его, нами выделены (в порядке возрастной последовательности от древних к молодым) следующие разновидности: андезиниты, олигоклазиты, плагиоаплиты и плагиопегматиты, кварц-плагиоклазовые и кварцевые жилы. Положение в общей истории формирования массива небольших интрузий габбро-норитов, установленных А.А.Ефимовым (Ефимов, 1970), как и магматических жил микрогаббро, требует уточнения, но, по-видимому, время их внедрения близко четвертому этапу.

В предыдущих работах (Волченко, 1970; Волченко, Вилесов, 1971) мы постарались показать тесную связь поведения платиноидов и истории формирования массива и существенное различие геохимических путей платины и палладия в этом процессе. Чрезвычайно важно и интересно, используя прецезионные определения платины, палладия и золота, выявить основные тенденции поведения этих элементов, учитывая установленную этапность формирования массива. С этой целью в Институте геологии и геохимии им. академика А.Н.Заварицкого УНЦ АН СССР химико-спектральным методом выполнен анализ 60 проб, охватывающих все типы пород и руд массива (химическое обогащение проб - Л.И.Меттих; спектральное окончание - Л.И.Коленко). Золото в этих пробах определялось активационным методом в лаборатории ядерного анализа Уральского территориального геологического управления (Н.Д.Гутин). Чувствительность определений: платина - 0,0005 г/т; палладий - 0,0005 г/т; золото - 0,0003 г/т. Основные результаты сводятся к следующему. При образовании на месте инициальных платиноносных дунитов массива оливиновых пироксенитов происходит перераспределение платины, содержащейся в первых. Замещение же оливиновых пироксенитов магнетитовыми приводит к заметному выносу платины (что фиксируется пониженным ее содержанием в магнетитовых пироксенитах) и некоторому обогащению ее оливиновых магнетитовых пироксенитов и других пород, сформировавшихся в результате процессов замещения. Процессы четвертого этапа, с одной стороны, содействовали дальнейшему рассеиванию платины (габброизация, амфиболизация и др.), а с другой - привели к некоторому накоплению ее в сегрегационных жилах - шпихрах титаномagnetита, что обусловлено установленной высокой (по сравнению с оливином, пироксеном и другими минералами) концентрирующей способностью ферришпинелидов и предопределило, как минимум, высокую фоновую платиноносность этого типа руд. Лейкократовые жильные породы Гусевых Гор, являющиеся самыми молодыми образованиями массива, не содержат платины в уловимых количествах. Таким образом, устанавливаются два относительных максимума содержания платины, один из которых приурочен к безрудным оливиновым пироксенитам, а другой - к самым богатым рудам (оливиновым магнетитовым пироксенитам и находящимся среди них жилам сплошной титаномagnetитовой руды), которые составляют лишь небольшую часть руд Гусевогорского титаномagnetитового месторождения. Основная же масса руд месторождения характеризуется минимальными и, как оказалось, фоновыми содержаниями платины, т.е. практически не платиносна. Для палладия, в отличие от платины, не устанавливается преимущественной концентрации в ранних образованиях массива, что не противоречит данным, полученным ранее О.Е.Юшко-Захаровой (Юшко-Захарова и др., 1970) и нами (Волченко, 1970; Волченко, Вилесов, 1971). Напротив, метадуныты, верлиты, оливиновые пироксениты характеризуются близкими и минимальными содержаниями палладия. Появление в заметных количествах и накопление палладия связано с этапом формирования титаномagnetитовых руд, при этом максимальные концентрации палладия приурочены к очень богатым (18-24% Fe) рудам - оливиновым магнетитовым пироксенитам и др. В продуктах четвертого этапа накапливается еще большее количество палладия. В лейкократовых жильных породах он содержится в следовых количествах. Можно говорить о том, что все титаномagnetитовые руды Гусевогорского месторождения вообще, а богатые - в особенности палладиеносны. Однако установленное нами ранее

(Волченко, 1970) и подтвержденное Л.В.Разиным (Разин, Юркина 1971) отсутствие собственно-палладиевых минералов в рудах месторождения ставит под вопрос возможность извлечения палладия из гусевогорских руд. Различие геохимических путей платины и палладия подчеркивается резким изменением величины отношения Pt:Pd в породах и рудах в процессе формирования массива от 20-10 в образованиях первого и второго этапов, до 10-3 в образованиях третьего этапа и до 1 в габброизированных пироксенитах и других породах четвертого этапа.

Поведение золота своеобразно. В породах ранних этапов и титаномагнетитовых рудах оно содержится в близких и очень небольших количествах и целиком рассеяно в породе-рудообразующих минералах. Привнос и накопление золота генетически связаны с четвертым этапом, причем максимальные содержания его отмечаются в продуктах заключительных стадий этого этапа, где концентрации золота на два-три порядка выше, чем в протопородах и рудах. Лейкократовые жильные породы содержат золото в тех же количествах, что и образования ранних этапов, однако, внедряясь, они, возможно, играли роль мобилизаторов, поскольку в реакционных каймах около жил содержание золота резко (на два-четыре порядка) увеличивается. Таким образом, на протяжении большей части истории формирования массива золото ведет себя как геохимически малоподвижный элемент. Существенного привноса извне либо локальной концентрации золота в процессе возможного перераспределения в течение первого-третьего этапов не происходило, что и предопределило практически не золотоносный характер гусевогорских титаномагнетитовых руд.

#### Л и т е р а т у р а

- В о л ч е н к о Ю.А. Состав платиноидов и золота Гусевогорского габбро-пироксенитового массива (Средний Урал). - Ежегодник Института геологии и геохимии УФАИ СССР 1969 г. Свердловск, 1970.
- В о л ч е н к о Ю.А., В и л е с о в Н.Г. Генетическая природа корреляционных связей Fe, Pt и Pd в платиноносных клинопироксенитах Урала. - Ежегодник Института геологии и геохимии УФАИ СССР 1970 г. Свердловск, 1971.
- Е ф и м о в А.А. Кытлымский платиноносный массив. - Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, Труды Первого Урал.петрогр.совещ., т.1. Свердловск, 1963.
- Е ф и м о в А.А. О геологической позиции и внутреннем строении Качканарского массива (Платиноносный пояс Урала). - Ежегодник Института геологии и геохимии УФАИ СССР 1969 г. Свердловск, 1970.
- Р а з и н Л.В., Ю р к и н а К.В. Минералы платиновых металлов в рудах Гусевогорского титаномагнетитового месторождения (Средний Урал). - Геология рудных месторождений, 1971, т.13, № 2.
- Р е ш и т ь к о В.А. Геологическое строение Качканарского габбро-перидотитового массива на Среднем Урале. - Материалы Первой научной конференции аспирантов. Изд-во Ростовского гос. ун-та, 1959.
- Р е ш и т ь к о В.А. Платиновое оруденение в брахисинклиналиях Качканарского габбро-перидотитового массива на Урале. - Изв.высших учебных заведений, Геология и разведка, 1967, № 5.
- Ф а д е й ч е в А.Ф. Качканарский габбро-пироксенитовый массив и связанное с ним титаномагнетитовое оруденение. - Первое Уральское петрографическое совещание. Путеводитель Тагило-Кувшинской экскурсии. Свердловск, 1961.
- Ф о м и н ы х В.Г., С а м о й л о в П.И., М а к с и м о в Г.С., М а к а р о в В.А. Пироксениты Качканара. Свердловск, 1967.
- Ю ш к о - З а х а р о в а О.Е., И в а н о в В.В., Р а з и н а И.С., Ч е р н я е в Л.А. Геохимия, минералогия и методы определения элементов группы платины. М., "Недра", 1970.

ПРОБЛЕМЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ УРАЛА

Видное место в исследованиях академика А.Н.Заварицкого на Урале занимает изучение нефелиновых сиенитов. Он сделал описания двух наиболее значительных щелочных комплексов - Ильменогорского и Бердяшского, ( в последнем нефелиновые сиениты были открыты им.). Особое внимание А.Н.Заварицкого привлекал Ильменогорский комплекс. Начиная с 1909 г. почти до конца жизни он многократно обращался к геологии Ильмен: первая статья была опубликована в 1910 г., последняя - в 1946 г. Монография "Геологический и петрографический очерк Ильменского заповедника и его копей" на многие годы стала настольной книгой всех исследователей Ильменских гор.

А.Н.Заварицкий сделал первый шаг на пути фациального расчленения нефелиновых сиенитов Урала. Сопоставляя особенности минерального состава и структуры нефелиновых сиенитов Ильменских гор и Бердяша, он пришел к заключению, что и "среди нефелиновых сиенитов можно выделить те же две фации, которые уже давно отмечены среди гранитов: граниты гнейсовидные, переходящие в гнейсы и входящие в состав гнейсовых зон регионального значения, с одной стороны, и граниты штоков с порфировой структурой периферической зоны, - с другой (Заварицкий, 1937). А.Н.Заварицкий считал нефелиновые сиениты, как и граниты, анхизвектическими горными породами.

Критически оценивая многочисленные гипотезы происхождения щелочных пород, А.Н.Заварицкий (1937, 1939, 1956) отдавал предпочтение идеям особой ответственности летучих за появление нефелиновых сиенитов вместо гранитов и считал, что режим летучих регулируется тектоническими движениями.

В развитие идей А.Н.Заварицкого проведем анализ нефелин-сиенитовой части системы петрогенетических остатков  $Ne-Kz-SiO_2$  в сравнении с гранитной частью этой системы. Нефелиновые сиениты и граниты принадлежат к существенно полевошпатовым эвтектикам, что определяет их сходство по многим чертам структуры и состава. Их точки минимума располагаются в пределах единого в системе низкотемпературного трога, разделенного на гранитную и нефелин-сиенитовую части сиенитовым (полевошпатовым) максимумом (рис.1). Граниты и нефелиновые сиениты представляют собой те пределы, к которым стремятся все составы в этой системе. Сиениты являются промежуточными породами. В природе они обычно ассоциируют с гранитами или нефелиновыми сиенитами.

Вода оказывает качественно одинаковое влияние на изменение состава гранитов и нефелиновых сиенитов и температур их кристаллизации. При повышении  $P_{H_2O}$  снижение температур плавления у полевых шпатов значительнее, чем у кварца, а у нефелина - значительнее, чем у полевых шпатов, что и определяет обогащение гранитной эвтектики полевыми шпатами, а нефелин-сиенитовой - нефелином. Это наглядно иллюстрируется составами нефелин-альбитовых эвтектик (рис.2).

Д.С.Штейнбергом и Г.Б.Ферштатером (1968) были статистически установлены различия в содержании  $SiO_2$  в водных и сухих гранитах. Составы природных нефелиновых сиенитов в этом отношении оценить трудно, так как они очень часто метасоматически изменены, что, к сожалению, редко отмечается при опубликовании анализов. Тем не менее в средних составах нефелиновых сиенитов и фонолитов имеется заметная разница в содержании  $SiO_2$  : 54,63 и 57,45%, - по Р.Дэли и 55,38 и 56,9% - по С.Ноккольдсу, что отражает влияние воды и других летучих. Это же различие показано недавно и О.А.Воробьевой (1971): среднее содержание  $SiO_2$  в нефелиновых сиенитах СССР - 54,72% и в фонолитах - 56,21%.

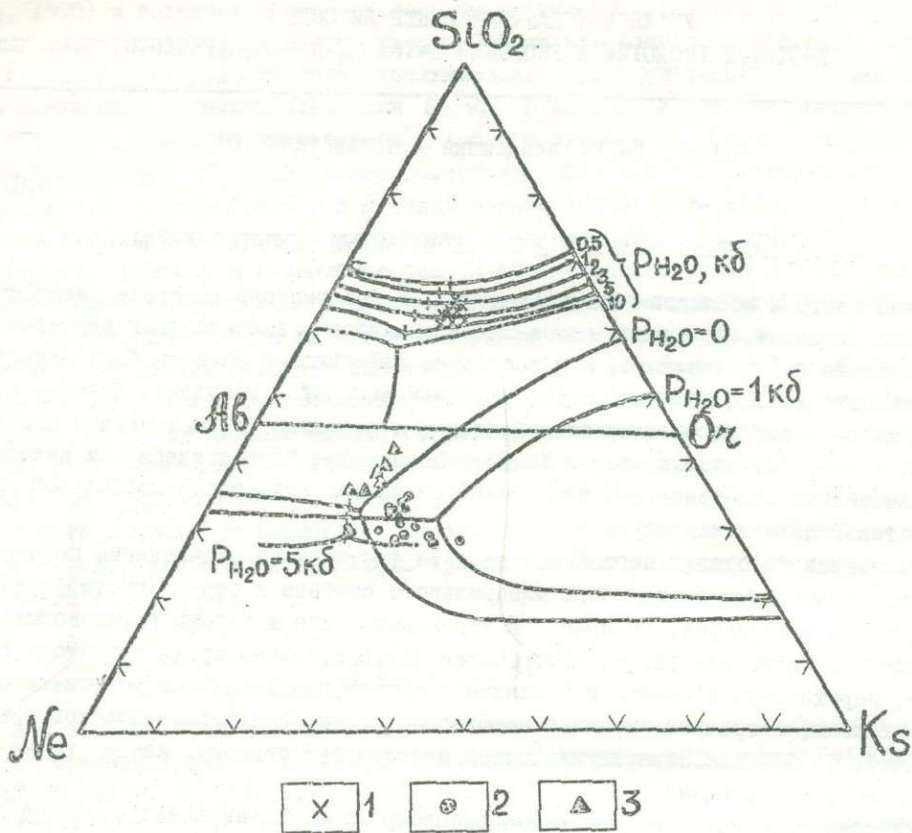


Рис.1. Диаграмма системы  $Ne-Ks-SiO_2$  при разных  $P_{H_2O}$  с точками составов гранитов (1), миаскитов (2) Ильмен и нефелиновых сиенитов Бердяуша (3).

В отношении других компонентов, входящих в состав флюида, пока еще очень мало количественных данных о влиянии на температуры кристаллизации и составы гранитов и нефелиновых сиенитов. Растворимые в расплавах дополнительно к воде летучие понижают температуры их кристаллизации, а нерастворимые - повышают. Растворимые летучие влияют и на составы котектик и эвтектик, так как участвуют в реакциях, причем, по-видимому, в том же направлении, но более интенсивно чем вода, а нерастворимые летучие не оказывают влияния.



Рис.2. Зависимость содержания нефелина в эвтектике с альбитом от  $P_{H_2O}$ . Точки - экспериментальные данные (Greig, Barth, 1938; Mackenzie, 1954; Кларк, 1969; Morse, 1968; Boettcher, Wyllie, 1969).

Из экспериментов известно, что действие, подобное воде, оказывает фтор, хорошо растворимый в расплавах гранитов и нефелиновых сиенитов, причем растворимость фтора, как и воды увеличивается с ростом щелочности расплава (Bowen, Tuttle, 1950; Wyllie, Tuttle, 1961; Когарю, Кригман, 1970). Аммиак и  $CO_2$  мало растворимы в гранитном расплаве и повышают температуры кристаллизации посред-

ством снижения парциального давления воды во флюиде при постоянстве его общего давления (Wyllie, Tuttle, 1959, 1961).

Недавно получены данные об особенностях плавления нефелинового сиенита под давлением смеси  $H_2O + CO_2$  (Millhollen, 1971).  $CO_2$  увеличивает температуры плавления пропорционально возрастанию его доли во флюиде  $H_2O + CO_2$ , при сохранении неизменного общего давления флюида. Так, при давлении чисто водного флюида 1 кбар температура солидуса нефелинового сиенита будет 750 С, при 50%  $CO_2$  во флюиде - 860°, 80%  $CO_2$  - 960°С, 90%  $CO_2$  - 1000 С. Нефелиновый сиенит в сухих условиях при  $P=1$  кбар начинает плавиться около 1030°С; при  $P_{H_2O + CO_2} = 5$  кбар температуры, соответственно, будут 650, 750, 870, 950 и 1080°С.

Таким образом, можно сказать, что состав нефелин-сиенитового расплава, как и гранитного, является функцией условий генерации и прежде всего давления и состава флюида.

Нефелиновые сиениты в природе, как правило, ассоциируют с другими породами, составляя меньшую часть единых петрографических комплексов. Наиболее обычна их ассоциация с гранитами или габброидами. Выдержанность таких ассоциаций во всем мире, приуроченность их к определенным этапам развития крупных земных структур и планетарность проявления в некоторые геологические эпохи - несомненное доказательство генетической связи нефелиновых сиенитов с гранитоидами или габброидами. Это положение общепризнано и служит основой формационных классификаций (Шейнманн и др., 1961); Воробьева, 1969; Бородин и др., 1970; Свяжин, Левин, 1971).

Ассоциации с гранитами, по-видимому, в большинстве случаев являются сиалическими, образуются в позднеорогенные стадии зон поднятий и находятся в автохтонных (вместе с гнейсами и мигматитами) или аллохтонных плутонических условиях. Формирование нефелиновых сиенитов и гранитов невозможно объяснить с позиций дифференциации единой магмы, так как этот процесс опровергается экспериментами (Tilley, 1958; Воробьева, 1969). Очевидно, наиболее подходящая модель - последовательное или параллельное выплавление соответствующих магм из метасоматически подготовленных метаморфитов амфиболитовой или гранулитовой (?) фаций. Такая модель процесса впервые была предложена Б.М.Роненсоном (1966) для гранитов и миаскитов Вишневых гор и в последнее время используется исследователями и в других комплексах (Котина и др., 1971; Павленко, Быховер, 1971).

Геологические наблюдения во многих случаях не позволяют связывать образование гранитов и нефелиновых сиенитов с простым плавлением первично разного по составу субстрата. Первостепенное значение, очевидно, имеет состав и интенсивность потока домагматических (а затем сквозьмагматических) флюидов ювенильного происхождения, подготавливающих метаморфиты к палингенезу. Сравнительная низкотемпературность, отсутствие перегрева и насыщенность таких магм водой и другими летучими при малом температурном интервале кристаллизации (не более 100°С) определяет их локализацию в плутонической фации в местах генерации или недалеко от них.

Нефелиновые сиениты, ассоциирующие с габброидами, образуются при дифференциации базальтовых расплавов, по-видимому, в подкоровых областях и залегают в гипабиссальной фации в вулканических комплексах с широко варьирующими по составу интрузивными и эффузивными комагматами (непрерывные серии). Такие ассоциации приурочены к зонам стабилизации в прогибах или к глубинным разломам в прогибах и на платформах.

Единый базальтовый расплав в равновесных условиях не может одновременно дать кварц и нефелинсодержащие остатки, что и определяет альтернативность остаточных продуктов дифференциации базальтов (Йодер, Тилли, 1965). Направление дифференциации зависит от состава базальтового расплава и от условий дифференциации. Судя по включениям нодулей ультрабазитов, ассоциациям с кимберлитами и приуроченности к особо глубинным разломам (рифтовые зоны, края платформ), щелочные базальты генерируются на больших глубинах по сравнению с толеитовыми.

Эксперименты показывают, что повышенное давление (более 13 кбар) благоприятствует дифференциации базальта в сторону недосыщенного кремнезема остатка (Йодер, Тэлли, 1965; Грин, Рингвуд, 1968). Таким образом, можно предполагать, что нефелин-сиенитовые расплавы образуются при дифференциации преимущественно в подкоровых условиях. Гранитные дифференциаты формируются в пределах коры (Штейнберг и др., 1971).

Нефелин-сиенитовые дифференциаты базальтов очевидно, могут быть сухими и водонасыщенными (плюс другие летучие компоненты). Геологические наблюдения показывают, что в первом, и втором обычно локализуются в габиссальной фации, т.е. на большом

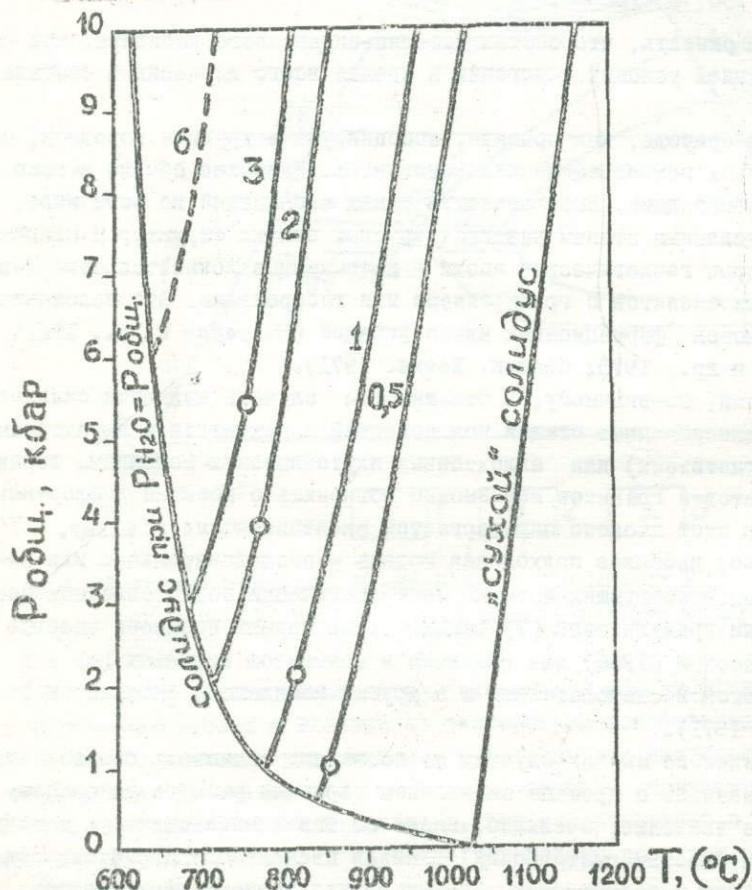


Рис.3. Положение линий солидуса нефелинового сиенита при условии  $P_{H_2O} < P_{общ}$ . Кружками отмечены данные при  $P_{H_2O} = P_{CO_2}$  (Millhollen, 1971). Цифры на кривых -  $P_{H_2O}$ , кбар.

лидации расплава и обеспечит его подъём к поверхности Земли. Следует заметить, что здесь еще много неясного, главным образом, в связи с трудностью оценки общего действия на температуры плавления сложного флюида, содержащего, кроме воды, другие летучие. Тем не менее описанная модель привлекает новыми возможностями в решении этой проблемы.

Как уже отмечалось (Свяжин, Левин, 1971; Левин, 1971), на Урале имеются четкие представители сиалических плутонических и базальтоидных вулканических нефелиновых сиенитов. Наиболее ярко различия выражены у описанных А.Н.Заварицким нефелиновых сиенитов Ильменских гор и Бердяуша.

Первые слагают довольно крупные массивы (Ильменогорский и Вишневогорский) среди метаморфитов и автохтонных гранитоидов Восточно-Уральского поднятия и сформировались

удалении от мест генерации. В связи с этим для "водных" расплавов можно предполагать значительный "перегрев", создающийся при подъеме, по-видимому связанный с тем, что при их генерации  $P_{H_2O} < P_{общ}$ . Уже в коре по мере усиления  $P$  и  $T$  (повышения глубинности метаморфизма) происходит снижение  $P_{H_2O}$  по сравнению с  $P_{общ}$  (Добрецов и др., 1970), а в подкоровых условиях роль воды очень мала.

Милхоллен (Millhollen, 1971) недавно показал, что при  $P_{H_2O} < P_{общ}$  температуры плавления нефелиновых сиенитов значительно повышаются по сравнению с условиями  $P_{H_2O} = P_{общ}$  (рис.3).

Падение общего давления при подъеме таких расплавов будет вести к снижению температур их кристаллизации. Такое снижение, очевидно, может компенсировать повышение температуры кристаллизации, связанное с некоторой потерей воды при транспортировке, что будет препятствовать раскристал-

в генетическом единстве с ними в результате анатексиса из того же метаморфического субстрата, из которого выплавились и гранитоиды. Нефелин-сиенитовый анатексис произошел позже гранитного и был ограничен узкой локальной зоной в наиболее сильно схвачтой ядерной части антиклинория. Область гранитного анатексиса очень широкая и располагается на крыльях антиклинория, причем объем и однородность гранитоидов увеличивается по направлению к периферии метаморфического комплекса, где находятся крупные массивы гранитов. (Роненсон, 1966; Левин 1971). Таким образом, граниты и нефелиновые сиениты-миаскиты оказываются поллярны друг другу.

Миаскиты и гранитоиды сформировались в позднем палеозое (250-280 млн. лет) в период завершения варисского орогенеза и массового гранитного плутоизма на Урале. Глубина генерации миаскитовой магмы 15-20 км, давление воды 3-5 кбар (см. рис. I). Общее давление по равновесию кианит-силлиманит с учетом температур метаморфизма (~700°C) по диаграммам разных исследователей, суммированных Н.Л. Добрецовым и другими (1970), 12-14 кбар. Локализовались миаскиты на глубине 7-12 км. Температура кристаллизации миаскитов 750-800°C (Базарова, 1965; Роненсон, 1966; Перчук, 1970; Левин, 1970). Основные особенности состава и структуры миаскитов показаны в таблице.

Сравнение нефелиновых сиенитов Ильмен и Бердяуш

Комплекс	Ильменский	Бердяушский
Фация глубинности	Абиссальная	Гипабиссальная
Текстура и структура пород	Гнейсовидная, редко массивная, гингидноморфнозернистая	Порфириовидная, трахитоидная, сферолитовая
Форма выделения нефелина	Ксеноморфная	Идиоморфная, реже ксеноморфная
Состав нефелина	$\text{Ne}_{75}\text{Ks}_{18}\text{Al}_2\text{Q}_5$	$\text{Ne}_{66}\text{Ks}_{18}\text{Al}_6\text{Q}_{10}$
Первичные полевые шпаты	Альбит-олигоклаз и К-шп. полевой шпат в отдельных зернах	К-шп. полевой шпат
Состав К-шп. III	$\text{Or}_{60}\text{Ab}_{40}$	$\text{Or}_{40}\text{Ab}_{60}$
Соотношение нефелина и III	35 : 65	24 : 76
Срастания нефелина и III	Мирмекитоподобные на границе с андезитом в гибридных породах	Пойкилопегматитовые, грубые и тонкие графические
Темноцветные минералы	Лепидомелан ( $f = 82\%$ ), в гибридных породах - гастингсит ( $f = 86\%$ ), эгириин-салиит ( $f = 78\%$ )	Гастингсит ( $f = 90\%$ ), эгириин-салиит ( $f = 90\%$ )
Среднее содержание $\text{SiO}_2$ , вес. %	55,16	57,8
K : Na (ат. кол.)	0,98	0,42
Среднее содержание редких элементов, вес. %	Nb - 0,017; Zr - 0,039, Ta - 0,0006, $\text{TR}_2\text{O}_3 = 0,013$	Nb - 0,005; Zr - 0,005 Ta - 0,0004; $\text{TR}_2\text{O}_3 = 0,015$

Пегматиты	Широко распространены обособления и жилы	Очень редкие обособления
Постпегматический метасоматоз	Альбитизация-карбонатизация - преципитация; под воздействием поздних гранитов - серицитизация	Альбитизация-цеолитизация - серицитизация

Нефелиновые сиениты Бердяуша сформировались в позднем протерозое (1350 млн. лет, по данным В.А. Дунаева) в субплатформенных условиях и слагают отдельные дайки среди близких по времени образования гипабиссальных гранитов - рапакиви. Последние составляют небольшой единый массив, приуроченный к Юрзано-Зураткульскому глубинному разлому. Вмещающие породы - доломиты саткинской свиты позднего протерозоя. Нефелиновые сиениты Бердяуша, судя по особенностям состава и структуры (см. таблицу), кристаллизовались из сухого расплава при более высоких температурах, чем миаскиты Ильмен (см. рис. 1). Диаграмма на рис. 4 показывает более высокую кремнекислотность, меньшую щелочность и более высокую натровость нефелиновых сиенитов Бердяуша по сравнению с ильменогорскими.

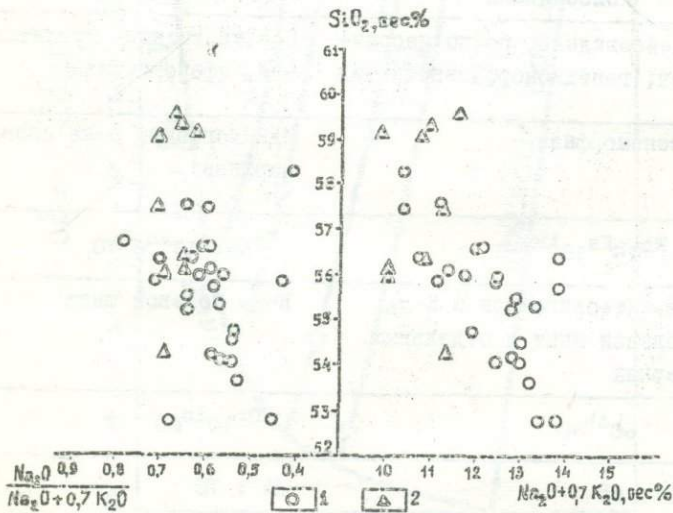


Рис. 4. Диаграмма химических составов нефелиновых сиенитов Ильмен (1) и Бердяуша (2).

сиенитов Урала, предпринятое в последние годы, полностью подтвердило первые классификационные построения академика А.Н. Заварицкого.

#### Л и т е р а т у р а

- Б а з а р о в а Т.Ю. Минералотермические исследования включений в минералах некоторых нефелиновых пород. - Докл. АН СССР, 1965, т. 161, № 4.
- Б о р о д и н Л.С., Н е ч а е в а И.А., Г а н з е е в А.А., О с о к и н Е.Д. К проблеме формаций щелочных пород и их редкометального оруденения. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 3.
- В о р о б ъ е в а О.А. Главные особенности размещения и формирования щелочных пород. - Проблемы геологии, минеральных месторождений, петрологии и минералогии, т. П, М., "Наука", 1969.

- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968.
- Добрецов Н.Д., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации метакорфизма. М., "Недра", 1970.
- Заварицкий А.Н. Петрография Бердяшского плутона. М., ОНТИ, 1937.
- Заварицкий А.Н. Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей. М., 1939.
- Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Йодер Г.С., Тилли С.Е. Происхождение базальтовых магм. М., "Мир", 1965.
- Кларк С. (редактор) Справочник физических констант горных пород. М., "Мир", 1969.
- Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. Фазовые равновесия в системе нефелин-фторид натрия. - Геохимия, 1970, № 2.
- Котина Р.П., Крейнева М.А., Попова Р.П. Некоторые особенности процесса метасоматической сиенитизации и образования щелочных расплавов на примере Катунского массива (Восточная Тува). - Геохимия, 1971, № 8.
- Левиц В.Я. Новые данные по петрологии Ильменского щелочного комплекса. - Ежегодник Института геологии и геохимии УФАИ СССР, 1969 г. Свердловск, 1970.
- Левиц В.Я. Нефелиновые сиениты как альтернативные эквиваленты гранитов. - Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971.
- Маракушев А.А. Минеральные фации гранитоидов. - Там же.
- Павленко А.С., Биховер В.Н. Монголо-Тувинская провинция щелочно-гранитоидных пород и некоторые черты их происхождения и геохимии. - Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М., "Наука", 1971.
- Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М., "Наука", 1970.
- Роневсон Б.М. Происхождение миекистов и связь с ними редкометалльного оруденения. - Геология месторождений редких элементов. Вып.28. М., "Недра", 1966.
- Свяжия Н.В., Левиц В.Я. Щелочной магматизм Урала. - Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Второго Урал. петрогр. совещ., т.4. Свердловск, 1971.
- Шейманн Ю.М., Апельцин Ф.Р., Нечаев Е.А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. - Геология месторождений редких элементов, вып.12-13. М., "Недра", 1961.
- Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б. Об особенностях химического состава гранитов вулканических и плутонических ассоциаций. - Докл.АН СССР, 1968, т.182, № 4.
- Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Малахова Л.В., Бушляков И.Н., Краснобаев А.А., Чашухина В.А. Основные проблемы петрологии гранитоидов. - Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971.
- Voettcher A.L., Wylie P.I. Phase relationships in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{SiO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  to 35 kilobars pressure. - Amer. J. Sci., 1969, vol.267, N 8.
- Wopen N.L., Tuttle O.F. The system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{H}_2\text{O}$ . - Geol. 1950, vol.58.
- Greig J.W., Barth T.F.W. The system  $\text{Na}_2\text{O}\cdot\text{Al}_2\text{O}_3$  -  $2\text{SiO}_2$  (nepheline carnegieite) -  $\text{Na}_2\text{O}\cdot\text{Al}_2\text{O}_3$ - $6\text{SiO}_2$  (albite). - Amer. J. Sci., 5 the ser., 1938, vol.35 A
- Mackenzie W.S. The  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{H}_2\text{O}$ . Carneg. Inst., Ann. Rep. Dir., Geophys. Lab., 1953-1954, 119, 1954.
- Millhollan I.L. Melting of nepheline syenite with  $\text{H}_2\text{O}$  and  $\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2$ , and the effect of dilution of the aqueous phase on the beginning of melting. - Amer. J. Sci., 1971, vol.270, N 3.
- Morse S.A. Syenites. Year. Book 67 Carneg. Inst. Ann. Rep. Dir, Geophys. Lab, 1968.
- Tilley C.E. Problems of alkali rock genesis. - Geol. Soc. London, quart. J., 1958, pt. 3, vol.113, N 451.

W y l l i e P. I., T u t t l e O. F. Effect of carbon dioxide on the melting of granite and feldspars. - Amer. J. Sci., 1959, vol.257.

W y l l i e P. I., T u t t l e O. F. Experimental investigation of silicate system containing two volatile components. - Amer. J. Sci., 1961, vol.259, N 2.

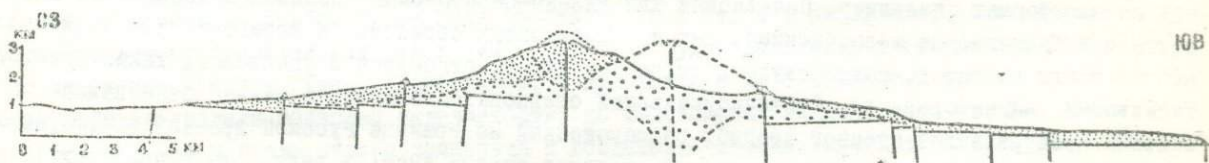
К ПРОБЛЕМЕ ВЗАИМОСВЯЗИ ВУЛКАНИЗМА И ТЕКТОГЕНЕЗА  
(ОДИН ИЗ АСПЕКТОВ ВОЗМОЖНОЙ ВЗАИМОСВЯЗИ НАЗЕМНО-  
ГО ВУЛКАНИЗМА И ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ)

Вопросу связи магматических процессов и тектонических движений посвящена обширная литература, и такой, например, термин, как "тектоно-магматический цикл", является привычным и общеупотребительным. Однако более конкретные формы причинно-следственной, пространственной и хронологической связи вулканических и тектонических процессов изучены пока слабо, причиной чему является сложность самой проблемы.

Цель настоящего сообщения состоит в том, чтобы обратить внимание на один из недостаточно освещенных в литературе аспектов возможной причинно-следственной связи эффузивного вулканизма и деформаций земной коры или, другими словами, обсудить вопрос: обуславливают ли тектонические деформации проявление процессов вулканизма на земной поверхности или, наоборот, наземный вулканизм влечет за собой деформации земной коры.

Прежде чем касаться этого вопроса применительно к геологической истории отдаленного прошлого, следует рассмотреть очевидную пространственную связь между современными вулканами и деформациями земной коры под ними и в ближайшем соседстве.

Наиболее элементарной формой тектонической деформации земной коры, несомненно связанной с деятельностью того или иного современного вулкана, или группы соседних вулканов, является блоковое оседание ее вокруг кратера вулкана в форме кальдеры, которая, как известно, характеризует зрелую стадию развития или солидный возраст вулканов центрального типа. Подавляющее большинство современных вулканов как на континентах, так и на островных дугах и океанических островах, которые периодически были активными, начиная с миоцена, т.е. в течение последних 20-25 млн. лет, обладает хорошо разработанными и сохранившимися кальдерами. А. Риттманн (Rittmann, 1964), на примере вулкана Этна, который проявлял периодическую активность начиная с юры, убедительно показал, что кальдера Этны не результат эксплозивной деятельности вулкана, а следствие оседания цилиндрических или призматических блоков земной коры на площади радиусом 25-30 км вокруг него (см. рисунок).



Блоковое оседание земной коры вокруг вулкана Этна.

Местами, например, на некоторых островах Канарского и Азорского архипелагов в Атлантике, а также островах Гавайской группы и на Камчатке одновременный процесс образования кальдер на нескольких соседних вулканах обуславливает оседание более крупных линейно-вытянутых блоков коры и образование на поверхности депрессий, получивших название тектоно-вулканических впадин (Эрлих, 1966). Длина таких впадин измеряется уже многими десятками и первыми сотнями километров, по генетической же природе они близки к кальдерам.

Следующей по размерам категорией деформаций земной коры, связанных с вулканической деятельностью, будут глубоководные желоба на дне океанов, в особенности желоба восточной периферии Индийского и прибрежных зон Тихого океана. Все эти желоба расположены с внешней, по отношению к материкам, стороны островных дуг Индонезийской, Филиппинской, Марианской, Японской, Курило-Камчатской и Алеутской, а также архипелагов островов Тонга и Кермадек. По восточной периферии Тихого океана глубоководные желоба соседствуют не с островными дугами, а с цепями вулканов, расположенных в береговых хребтах Кордильер и Анд за -

падного побережья Северной и Южной Америки. Общая длина глубоководных желобов вокруг Тихого океана измеряется уже многими тысячами километров, а ширина их варьирует от нескольких десятков до 150 км. Глубина впадин по отношению к уровню соседних участков дна океана не превышает первых тысяч метров.

Еще более высокая по размерности и значению категория структур линейного прогибания и блокового оседания земной коры — мировая система рифтов, развитых как на вершинах срединных океанических валов или хребтов, так и на вершинах сводовых поднятий на континентах. Общая длина рифтовых долин на дне океанов и на континентах приближается к 100 тыс. км.

Связь перечисленных структур линейного прогибания земной коры с вулканами несомненна; в рифтовых долинах вулканы локализируются на их дне, а в островных дугах — по соседству с глубоководными желобами и в меньшем количестве на склонах самих желобов. Учитывая, что в течение мезозоя и кайнозоя на дне океанических впадин и на океанических островах периодически были активными десятки тысяч вулканов центрального и трещинного типа, которые в течение мезозоя и кайнозоя должны были удалить на поверхность с площадей океанов около  $668,5 \cdot 10^6$  км<sup>3</sup> твердых и жидких вулканических продуктов, можно предполагать, что и сами впадины океанов в значительной мере обязаны своим образованием наземному вулканизму мезозойского и кайнозойского времени.

При переходе к донеогеновому геологическому прошлому возникает вопрос о том, имеются ли в этом геологическом прошлом структурные эквиваленты современным кальдерам, глубоководным желобам, а также подводным и наземным рифтовым долинам, т.е. можем ли мы применить в данном случае принцип актуализма? Собранный нами в литературе обширный фактический материал по палеогеографии вулканизма и палеотектоники различных эпох развития земной поверхности в течение каледонского, герцинского и альпийского тектонических циклов, позволяет с достаточной уверенностью ответить на этот вопрос положительно.

Поскольку изучение кальдерообразования не входило в нашу задачу, мы не можем сказать, был ли развит этот процесс в древних вулканах в той же форме, как в современных. Однако Г.Ф.Червяковский, специально изучавший среднепалеозойский вулканизм Урала, в законченной недавно работе дает на этот вопрос положительный ответ, отмечая в некоторых палеозойских вулканах остатки кальдер. На широкое развитие процессов кальдерообразования в палеозойских вулканах Урала имеются указания также в работах С.Г.Грешнера (1966), М.Б.Бородаевской и др., (1965), Ю.С.Каретина, Г.Б.Мельниковой и др.

Что касается современных глубоководных желобов и рифтовых долин, то эти формы деформаций земной коры имеют в геологическом прошлом многочисленные аналоги в виде передовых и межгорных прогибов складчатых областей и ископаемых рифтовых структур, развитых как на платформах (например, Пачелмский или Рязано-Саратовский позднедокембрийского возраста и Забайкальские мезозойские), так и в складчатых областях. К категории рифтовых прогибов или прогибов, сопутствующих островным дугам, относятся и уральские, такие как Тагильский, Магнитогорский, Восточноуральский среднепалеозойские, а также позднепалеозойский Предуральский краевой прогиб, расположенный на границе Русской древней платформы и системы уральских палеозойских складок. Следует, однако, иметь в виду, что в пределах упомянутых уральских прогибов располагалось в разное время по несколько островных дуг и столько же сопутствующих им прогибов, которые, однако, с течением времени заполнялись туфогенным и обломочным осадочным материалом.

Термин "прогиб" является столь же употребительным, как и термин "тектоно-магматический цикл", хотя вопрос о причинах образования прогибов и рифтов в литературе остается почти не освещенным. Даже на специальном Всесоюзном совещании по этой проблеме, состоявшемся в Ленинграде в апреле 1966 г., этот вопрос в докладах не был затронут. Между тем совершенно очевидно, что это основной вопрос обсуждавшейся проблемы "Прогибы".

Действительно, вряд ли может вызвать сомнение то обстоятельство, что любая материальная пластина или стержень, будучи закрепленными на концах, получит возможность к прогибанию только в том случае, если они будут лишены опоры в средней части. Поскольку закон тяготения является всеобщим, эти условия должны, по-видимому, соблюдаться и для блоков или участков земной коры, как упругой среды. До тех пор, пока тот или иной блок коры всей своей поверхностью будет лежать на более плотном субстрате мантии, никаких причин и условий для его прогибания не будет; для того чтобы создались эти условия, он должен

лишиться в средней части или по всей длине и ширине прочного основания. Вот здесь-то и появляется в качестве фактора, устраняющего такое основание или опору и создающего условия для прогибания или оседания блоков земной коры, наземный вулканизм. Вулканы играют в данном случае роль того механизма, который перекачивает вещество нижних частей земной коры, но, главным образом, верхов мантии, на земную поверхность и тем самым создает на некотором уровне или уровнях в коре или мантии условия декомпенсации, разуплотнения вещества или своеобразный относительный "вакуум", который, в соответствии с принципом Торичелли, будет устраняться только путем погружения в него материала блока земной коры, расположенного над таким декомпенсированным или неравновесным изостатически участком. В этом и состоит суть связи наземного вулканизма и тектонических деформаций земной коры: вулканы непрерывно, удаляя материал коры или мантии, стремятся нарушить изостатическое равновесие в периферической сфере Земли, а блоки земной коры, стремящиеся заполнить образовавшиеся относительные "вакуумные" камеры, наоборот, будут стремиться восстанавливать утраченное изостатическое равновесие. Эта борьба противоположенных начал и является основной диалектической закономерностью, а может быть, даже одним из геологических законов, определяющих форму взаимосвязи между вулканизмом и тектогенезом. При этом вулканизм, по-видимому, необходимо рассматривать как причину, а тектонические деформации в земной коре как следствие. Существует, по всей вероятности, некая и обратная форма причинно-следственной зависимости, однако она пока гипотетична и характеризовать ее преждевременно.

Если применительно к современным вулканам островных дуг и соседних глубоководных желобов отмеченная форма взаимосвязи выступает достаточно отчетливо, то в отношении древних геосинклиналей с интенсивным эффузивным магматизмом такая интерпретация может показаться сомнительной, поскольку в настоящее время на месте геосинклинальных прогибов располагаются поднятия, т.е. складчатые или глыбово-складчатые горы, образующие положительные по знаку структурные элементы рельефа земной поверхности.

Однако, как это ни парадоксально, все современные складчатые геосинклинальные системы по поверхности их фундамента представляют не поднятия, а обширные прогибы, так как коэффициент общей инверсии при превращении геосинклинальных прогибов в горно-складчатое поднятие всегда будет меньше единицы.

Впервые на это обстоятельство обратил внимание Н.П.Херасков, который писал следующее (Херасков, 1963, стр.22): "Заключительное воздымание можно иногда подметить, анализируя положение поверхностей, относящихся к верхам геосинклинальной серии. Если же взять достаточно древнюю поверхность, и особенно если эта поверхность отвечает концу формирования геосинклинального фундамента области более древней складчатости, соседней с геосинклинальной системой, то вся эта система в современной структуре представится крупным прогибом. Например, прогибом будет Урал по отношению к Русской платформе, если анализировать поверхность дорифейских отложений. Прогибами будут выглядеть и герцинские области по отношению к каледонидам и байкалидам, а каледонские по отношению к древним платформам и более древним областям складчатости, до мезозойских включительно ... Тем самым оказывается, что и после своего замыкания и воздымания геосинклинальная структура остается в целом областью прогибания земной коры".

Таким образом, пространственная связь глубоководных желобов и рифтовых долин с островными дугами и цепочками вулканов может быть констатирована не только для неоген-четвертичного этапа развития структуры земной коры, но также экстраполирована на геосинклинальные области, по крайней мере, палеогена, мезозоя и палеозоя.

Наземный вулканизм на протяжении всего фанерозоя играл, вероятно, роль не только фактора, обуславливающего образование локальных прогибов и оседаний блоков земной коры, но, взятый в целом, как конкретная форма выражения дегазации и дегидратации планеты, был одной из главных причин и общей контракции последней. К такому заключению приводит то обстоятельство, что количество материала коры и мантии Земли, вынесенное на земную поверхность вулканами, превышает то количество, которое вновь поступает в состав литосферы при аутигенном минералообразовании в океане, осаждении минеральных компонентов на стенках каналов при циркуляции подземных вод, углеобразовании и других гипергенных процессах. Некоторые составные части магм, выносимые на поверхность Земли вулканами, такие, как инертные газы, образующиеся при радиоактивном распаде, навсегда исключаются из

баланса вещества земной коры и мантии и остаются или в составе атмосферы и гидросферы, или улетучиваются в мировое пространство. Количества таких инертных газов, генерированных при распаде основных радиоактивных элементов и концентрирующихся в газовой оболочке Земли, выражаются весьма большими числами. Например, А.П.Виноградов (1964) в работе о газовом режиме Земли подсчитал, что в результате дегазации, конкретизирующейся в наземном вулканизме, Земля за всю геологическую историю потеряла гелия  $39 \cdot 10^{13}$ , т.е. 390 триллионов тонн, при этом 90% поступившего в атмосферу гелия потеряно для Земли безвозвратно при диссипации в космическое пространство. А.П.Виноградов предполагает (1964, стр.14), что в таких же долях утрачены Землей изотопы водорода: протий, дейтерий, тритий и легкий изотоп гелия ( $He^3$ ).

Аргона за геологическую историю Земли при распаде калия было генерировано, по его данным,  $73 \cdot 2 \cdot 10^{13}$  тонн, при этом 90% его было также Землей утрачено при диссипации. Упомянутые количества гелия, аргона и изотопов водорода, теряемых Землей в космическом пространстве, можно назвать абсолютным дефицитом вещества Земли. Другие тяжелые радиогенные инертные газы, поступающие на поверхность при наземном вулканизме, такие, как неон, криптон, ксенон и радон, хотя и остаются в атмосфере, но в связи с их неспособностью вступать в химические реакции, также исключаются из баланса вещества коры и мантии Земли. Количество этих тяжелых инертных газов намного превышает количество упомянутых гелия, изотопов водорода и аргона, диссипированных в космическое пространство. Мы привели эти примеры для того, чтобы показать, как наземный вулканизм непрерывно отнимает у тела Земли безвозвратно огромные количества вещества, которое ничем не компенсируется. Из этого вытекает логическая необходимость считать уменьшение объема земного шара, т.е. его контракцию, более правдоподобной, чем допускаемую некоторыми исследователями экспансию, т.е. увеличение его объема. Процесс потери Землей части вещества необратимый, так как поступающий из космического пространства материал в виде метеоритов и космических лучей по количеству составляет лишь ничтожную долю того количества, которое ею теряется в течение тех же промежутков времени. Так, например, Б.А.Воронцов-Вельяминов оценивает вес ежегодно выпадающего на поверхность Земли метеоритного вещества всего лишь в 200 т. При этом условия абсолютный дефицит вещества Земли, без учета потерь упомянутых тяжелых инертных газов, в течение послепротерозойского времени выразится величиной около  $73 \cdot 10^{10}$  т.

К сожалению, в литературе материалы для количественной оценки поступающих на поверхность Земли вулканических продуктов и контракционного эффекта земного шара скудны, поэтому, кроме приведенных данных А.П.Виноградова, мы вынуждены ограничиться некоторыми отрывочными данными о количестве материала коры и мантии, выносимого на поверхность при вулканизме как в настоящее время, так и в геологическом прошлом.

А.Ривье (Riviere, 1963) оценивает объем лав и пирокластических продуктов, ежегодно доставляемых современными вулканами на земную поверхность, в  $1 - 2 \text{ км}^3$ , а воды и газов - в  $16 \text{ км}^3$ . А.Риттманн (1964, стр.230), оперируя данными Заппера по активным вулканам за время с 1500 до 1914 г., дает цифру  $0,93 \text{ км}^3$ .

К.Е.Мархинин (1967, стр.215) только для современных вулканов островных дуг определяет объем твердых и жидких продуктов, выносимых ежегодно на поверхность, по объему в  $1,6 \text{ км}^3$ , а по весу в 3 млрд.т. Однако вулканические процессы протекают и протекали в прошлом не только в пределах островных дуг, но и на континентах, и на океанических хребтах и поднятиях, и на других участках океанического дна; вероятно, не будет большой ошибкой считать, что этими вулканами доставляется на поверхность 25% вулканических продуктов от объема таковых на островных дугах, т.е. около  $0,4 \text{ км}^3$  в год. Соответственно общее ежегодное количество лав и туфов, доставляемых на поверхность всеми современными вулканами, будет около  $2,0 \text{ км}^3$ . Если интерпретировать приведенные данные на всю последевонскую геологическую историю Земли, продолжительность которой, в соответствии с отечественной абсолютной геохронологической шкалой 1964 г., определяется в 570 млн.лет, то приближенные результаты будут следующие.

А.Б.Ронов и В.Е.Хайн (1957) предполагают, что интенсивность вулканизма, а соответственно, и объем вулканических продуктов, выносимых на земную поверхность, с девонского до юрского периода, т.е. за 155-160 млн.лет, уменьшились в три раза. Можно предполагать, что и за последующий период такой же приблизительно длительности, т.е. с юры до настоя-

щего времени, темпы сокращения интенсивности вулканизма и количества вулканических продуктов были такими же, т.е. уменьшились также втрое.

Если оценка А.Б.Рогова и В.Е.Хайна близка к истине, то, принимая ежегодный объем доставляемых современными вулканами на земную поверхность продуктов вулканизма в  $2,0 \text{ км}^3$ , мы вправе предположить, что в яре их доставлялось ежегодно около  $6,0 \text{ км}^3$ , в раннем девоне —  $18 \text{ км}^3$ , а в кембрии — около  $54 \text{ км}^3$ .

Если средний ежегодный объем вулканических продуктов, перемещаемых из земных недр вулканами на поверхность, за все последокембрийское время принять как среднеарифметическое между указанными современными и кембрийским объемами, т.е. приблизительно  $28 \text{ км}^3$ , общий объем их, доставленный в течение всего фанерозоя, будет около  $1596 \cdot 10^{10} \text{ км}^3$ . Этот объем, будучи равномерно распределенным на всю поверхность Земли (площадь  $510 \text{ млн. км}^2$ ), мог бы образовать слой лав и туфов мощностью около 30 км. Если допустить, что материал этих лав и туфов в недрах Земли находился в более плотной упаковке, т.е. обладал плотностью вдвое большей, чем на поверхности, то тогда мощность упомянутого гипотетического слоя лав и туфов была бы около 15 км, и это кажется величиной более или менее реальной. Изъятие концентрического слоя такой мощности из его первоначального положения в основании земной коры должно было повлечь опускание земной поверхности при блоковом перемещении земной коры по глубинным разломам на ту же или несколько меньшую величину в течение всего фанерозоя, а скорость опускания выразилась бы величиной около 2,7 см в тысячелетие.

Ясно, что в связи с гетерогенностью состава и структуры коры и мантии Земли в действительности такого равномерного по всей земной поверхности удаления вулканами материала мантии и коры не происходило, а процессы вулканизма и деформаций коры сосредоточивались в линейновытянутых зонах повышенной проницаемости последней, т.е. в геосинклиналях.

Само собой разумеется, что удаление вулканами вещества коры и мантии в геосинклиналях и образование под ними в мантии зон разуплотнения или своеобразного "вакуума" влекло не только спокойное прогибание или оседание коры под ее собственной тяжестью, увеличенной в местах прогибания весом накапливавшегося вулканического материала, но создавало, в связи с подтеканием мантийного материала к освобождающимся питающим вулканы резервуарам, крайне сложную динамическую обстановку, в которой векторы напряжений в пространстве были ориентированы самым разнообразным образом. По достижении предела упругости земной коры, она разрывалась на блоки, которые при снятии напряжений перемещались в различных направлениях вызывая в земной коре различного типа складки, разрывы, образование сдвигов и надвигов, горстов, грабеннов, тектонических чешуй и т.д., т.е. всех типов деформаций, какие известны.

Изложенные соображения позволяют сделать вывод о том, что наземный вулканизм, как конкретная форма выражения дегазации и дегидратации тела нашей планеты, а также транспорта материала из ее недр на поверхность, является, по-видимому, одним из основных факторов, обуславливающих возникновение в земной коре всех известных типов деформаций ее материала, за исключением дрейфа континентов, который вывести из конкретных форм проявления вулканизма невозможно и для которого необходим какой-то иной генератор.

Вопросо причинах возникновения и развития самого процесса вулканизма не входит в нашу задачу, так как это проблема уже не тектоническая, а геохимическая и петрохимическая.

#### Л и т е р а т у р а

Б о р о д а е в с к а я М.Б. и др. Некоторые вопросы методики геологических исследований при детальном съемках колчеданных месторождений Южного Урала. Труды ЦНИГРИ, 1965, вып.66.

В и н о г р а д о в А.П. Газовый режим Земли. — Химия земной коры. М., "Наука", 1964.

Г р е ш н е р С.Г. Игнимбриты в главной вулканогенной зоне Урала. — Второе Уральское петрографическое совещание. Тезисы докладов, Свердловск, 1966.

М а р х и н и н К.Е. Роль вулканизма в формировании земной коры, на примере Курильской островной дуги. М., "Наука", 1967.

Р и т м а н н А. Вулканы и их деятельность. М., "Мир", 1964.

- Р о н о в А.Б., Х а и н В.Е. История осадконакопления в среднем и верхнем палеозое в связи с герцинским этапом тектонического развития земной коры. - Сов. геология, 1957, сб.58.
- Х е р а с к о в Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. - Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып.91.
- Э р л и х Э.Н. Новые данные о вулcano-тектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма. - Геотектоника, 1966, № 6.
- R i t t m a n n A. Vulkanismus und Tektonik des Ätna. - Geol. Rundsch., 1964, Bd 53, Hf 2.
- R i v i e r e A. Sur un facteur possible de l'orogenese. - C.R.Acad. Sci. Paris, 1963, vol.256, N 20.

ПОЗДНЕОРОГЕННЫЙ-РАННЕПЛАТФОРМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ УРАЛЬСКОЙ  
СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

В ряде мест главной вулканогенной зоны восточного склона Урала, главным образом в восточных бортах Тагильского и особенно Магнитогорского погружений, выявлены и в общих чертах изучены габбиссальные интрузии, субвулканические тела и дайки кислого и основного состава, представленные нормальными гранитами, гранит-порфирами, граносиенитами, сиенитами, сиенит-порфирами, габбро-диабазами, диабазами, трахитовыми, трахи-липаритовыми и липаритовыми порфирами и эпилейцитовыми порфирами (Магнитогорское погружение); эссексит-габбро-диабазами и диабазами, разновидностями пород лампрофирового ряда (спессартиты, мончикиты), сиенит-порфирами и эпилейцитовыми порфирами (Тагильское погружение).

Отдельные разновидности этих пород были объектом внимания исследователей, нередко отмечавших их свежий, кайнотипный облик и более высокое стратиграфическое положение по сравнению с вмещающими породами. При этом в Магнитогорском погружении были выявлены отдельные тела, секущие те или иные горизонты отложений раннего карбона, и единичные тела габбро-диабазов и трахилипаритовых порфиров, залегающих в тектоническом стыке известняков раннего и среднего карбона. Время их формирования в Магнитогорском погружении определялось либо ранним карбоном, либо самыми его верхами (намюрский этап). Значительно реже о гранитах, граносиенитах и сиенитах высказывались предположения о принадлежности их позднему карбону или даже позднему карбону - ранней перми. В частности, для гранит-порфировых интрузий западного борта Магнитогорского погружения (так называемый Балбукский комплекс) такая попытка была сделана Д.Н.Салиховым (1970), для отдельных субвулканических тел и даек Баймакского и Сибайского районов - И.С.Вахрамеев, М.А.Гаррис, В.И.Родичевой (1971).

В Тагильском погружении геологические данные о времени формирования рассматриваемых образований не получены, в связи с чем здесь они обычно рассматривались в объеме петрохимически родственных позднепалеозойско-раннедевонских субщелочных формаций; эссексит-диабазы и габбро-диабазы - в составе трахибазальтовой, эпилейцитовые порфиры и сиенит-порфиры - андезит-трахитовой.

В Магнитогорском погружении рассматриваемые образования выявлены в трех зонах - в западном борту, по меридиану горы Шартым-тау и далее на север к д.Курамино, и две - в восточном борту, по меридианам гор Чека и Малая Чека. Приурочены они к зонам разломов, что особенно хорошо видно в районе горы Малая Чека. Зоны разломов прослеживаются на большие расстояния. Однако рассматриваемые нами габбиссальные, субвулканические и дайковые тела в них распространены прерывисто, в отдельных участках. Особенно это характерно для их щелочных разновидностей, распространение которых в Чекинской зоне ограничено участком протяженностью в 60 км, и в Мало-Чекинской 40 км, в междуречье Большой и Малой Караганок. При этом подмечено и нередкое участковое расположение разновидностей пород.

В Тагильском погружении они выявлены только в восточном борту, в Красноуральско-Турбинской структурно-фациальной зоне, где также приурочены к зонам разломов, в отдельных участках.

Размеры тел габбиссальных интрузий невелики. Наиболее крупные из них принадлежат гранитам и граносиенитам, имеющим в современном эрозионном срезе площадь до 10-20 км<sup>2</sup>. Субвулканические тела значительно меньше, до 1-2 км<sup>2</sup>. Форма субвулканических тел в большинстве вытянутая, жидкообразная, при обычных мощностях в первые сотни метров и протяженности также в первые сотни метров - первые километры. Более изометричную форму имеют лишь отдельные тела гранитов и граносиенитов.

В Магнитогорском погружении в ряде мест удалось наблюдать взаимоотношения рассматриваемых пород и выявить последовательность их формирования. В частности, в восточном борту погружения, в урочище Кудрявые горки и на горе Малая Чека было выявлено тесное сонахождение гранитов, граносиенитов и липаритовых порфиров, с более ранним временем формирования липаритовых порфиров, единичные обломки которых были встречены в гранитах. На горе Чека отмечены дайки липаритовых порфиров, секущих граносиениты и сиениты. К югу от горы Чека, на р. Урал в скальном обнажении хорошо видны пересечения даек габбро-диабазов более поздними телами трахилипаритовых порфиров, и тех и других — еще более поздними дайками диабазов. Аналогичны взаимоотношения и в береговых обнажениях р. Урал в 3 км к западу от селения Ершовского, где сиенитизированные габбро-диабазы рассечены дайками диабазов. Более поздними сравнительно с трахилипаритовыми порфирами оказались и субвулканические тела диабазов на р. Суундук у устья р. Джамын-Акжар.

Все это вместе взятое показывает, что после формирования раннекарбонных отложений и, по-видимому, после их дислокации в них были внедрены дайки и малые интрузии габбро-диабазов, затем трахитов, трахилипаритов и липаритов с близко одновременным внедрением гранитов, граносиенитов и сиенитов. Наиболее поздними являются дайки диабазов. Особо стоят, по-видимому, щелочные граносиениты, трахилипаритовые и липаритовые порфиры, содержащие эгирин и щелочную роговую обманку. Эти разновидности пород вероятнее считать более поздними по сравнению с трахилипаритовыми и липаритовыми порфирами нормального состава, поскольку на р. Чека выше д. Чека были встречены их обломки, включенные в щелочные.

Определения абсолютного возраста пород калий-аргоновым методом, выполненные в лаборатории абсолютного возраста Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР под руководством Л.Н. Овчинникова, В.А. Дунаева и А.И. Степанова, по Магнитогорскому погружению дают ряд цифр: от 230 до 280 млн. лет. Единичные определения пород из Тагильского погружения (биотитовый мончикит, трахибазальт) дали соответственно 285 и 340 млн. лет, что по Магнитогорскому погружению усиливает вероятность датировки их поздним карбоном-ранней пермью, а в Тагильском позволяет предположительно определять время их формирования ранним карбоном.

Петрохимически рассматриваемые образования в большинстве принадлежат субщелочной, калиево-натриевой серии, с отдельными их разновидностями, имеющими явно выраженный щелочной уклон. Исключение представляют, по-видимому, лишь габбро-диабазы и диабазы, характеризующиеся пониженными содержаниями щелочей, при преобладании натрия над калием (см. таблицу).

Химический состав отдельных образцов пород Среднего и Южного Урала

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	Сумма
1	48,30	2,70	15,76	4,42	7,63	0,16	8,31	5,84	3,20	0,74	2,00	2,38	99,44
2	48,00	2,20	16,78	5,03	7,07	0,14	8,28	6,54	2,16	1,18	2,46	2,52	99,90
3	53,22	0,33	15,86	4,31	3,90	0,12	5,27	7,35	1,44	3,28	-	3,20	100,16
4	40,62	1,30	12,17	4,04	4,59	-	13,62	10,40	1,30	2,98	-	3,11	99,95
5	59,64	0,39	17,50	2,71	3,02	0,09	2,56	4,93	4,94	2,24	-	1,90	99,64
6	71,20	0,41	13,72	1,66	0,60	0,08	0,42	не обн.	4,96	5,15	0,98	0,19	99,37
7	66,50	0,30	12,69	5,37	3,07	0,17	0,40	1,30	4,77	3,83	0,58	0,81	99,79
8	61,64	0,98	15,30	2,61	4,92	0,19	0,67	1,24	5,80	5,04	-	0,89	99,36
9	67,88	0,58	13,76	2,62	3,80	0,22	0,51	1,06	6,02	3,21	-	0,43	99,36
10	63,70	0,60	14,73	3,71	4,43	0,06	0,97	0,77	4,34	5,35	-	0,73	99,37
11	70,71	0,42	14,31	3,05	0,63	0,03	0,45	0,71	5,29	3,16	-	0,80	99,56
12	74,49	0,24	12,95	1,65	0,25	сл.	0,52	0,34	4,41	4,45	0,76	0,82	100,12
13	57,00	0,50	20,76	1,45	2,30	-	1,23	3,00	3,59	8,78	1,40	-	100,31
14	49,84	1,27	14,55	2,68	4,67	0,11	5,49	11,26	2,31	2,88	-	4,59	100,13
15	65,82	0,93	14,15	5,06	2,44	0,02	0,61	2,19	5,43	3,38	-	0,62	100,55
16	65,04	0,68	12,00	3,80	7,13	0,27	0,59	0,55	3,15	6,57	-	0,04	99,82
17	75,10	0,14	10,35	2,65	2,58	0,11	не обн.	не обн.	4,68	3,69	-	-	99,80

1-габбро-диабазы Южного Урала; 2-диабазы Южного Урала; 3-эссексит-диабаз, Средний Урал;

4-биотитовый мончикит, Средний Урал; 5-спессартит, Южный Урал; 6-граниты, Южный Урал, урочище Кудрявые горки; 7-граносиениты, Южный Урал, гора Малая Чека; 8-сиениты, Южный Урал; 9-сиенит-порфиры, Южный Урал, р. Чека; 10-трахитовые порфиры, Южный Урал, р. Якши-Акжар; 11-трахилипаритовые порфиры, Южный Урал, район д.Грязнушинской; 12-липаритовые порфиры, Южный Урал, гора Синий Камень; 13-эпидейцитовые порфиры, Средний Урал; 14-эпидейцитовые порфиры, Южный Урал (анализ Т.И.Фроловой); 15-щелочные граносиениты, Южный Урал, гора Малая Чека; 16-трахилипаритовые порфиры, Южный Урал, район горы Малая Чека; 17-липаритовый порфир щелочной, Южный Урал, р. Полевая.

Приведенные данные химических анализов дают общее представление о составе пород, не отобразив значительных вариаций составов, что в большей мере свойственно гранитам, граносиенитам и сиенитам, объяснение чему вероятнее искать в явлениях аутометасоматических изменений, на что ранее мы уже обращали внимание (Червяковский, Червяковский, 1971). Обращает на себя внимание высокое содержание  $TiO_2$  в диабазе и габро-диабазе Магнитогорского погружения и значительно повышенные количества суммы щелочей в кислых разновидностях пород, от 8,37 до 10,84%.

Пытаясь выяснить формационную принадлежность рассматриваемых пород, мы по общегеологическим и петрохимическим данным объединили их в рамки самостоятельных позднеорогенных-раннеплатформенных формаций малых интрузий и даек, оценивая время их формирования в Магнитогорском погружении поздним карбонем-ранней пермью, в Тагильском погружении - ранним карбоном. В то же время не исключено, что, по-видимому, часть субвулканических тел трахилипаритовых, трахитовых и липаритовых порфиров Южного Урала в своем происхождении тесно связана с трахилипарит-базальтовой формацией, с заключительными этапами ее становления. В одном участке Магнитогорского погружения довольно отчетливо обособливается гранит-липаритовая ассоциация (урочище Кудрявые горки), которую мы считаем возможным выделить в самостоятельную гранит-липаритовую субформацию, несмотря на сравнительно небольшие масштабы ее проявления.

#### Л и т е р а т у р а

- В а х р а м е е в И.С., Г а р р и с М.А., Р о д и ч е в а З.И. Выделение герцинских гипабиссальных кислых порфировых интрузий в Ирэндыкском и Баймакском комплексах Баймакского рудного района. - Петрология горных пород, вмещающих сульфидные месторождения Южного Урала. Уфа, 1971.
- С а л и х о в Д.Н. Габброидные и гранитные интрузивные комплексы Учалинского рудного района на Южном Урале. Автореф. дисс. Свердловск, 1970.
- Ч е р в я к о в с к и й С.Г., Ч е р в я к о в с к и й Г.Ф. О субщелочных и щелочных породах Магнитогорского погружения на Южном Урале. - Ежегодник Института геологии и геохимии УФАИ СССР 1970 г. Свердловск, 1971.

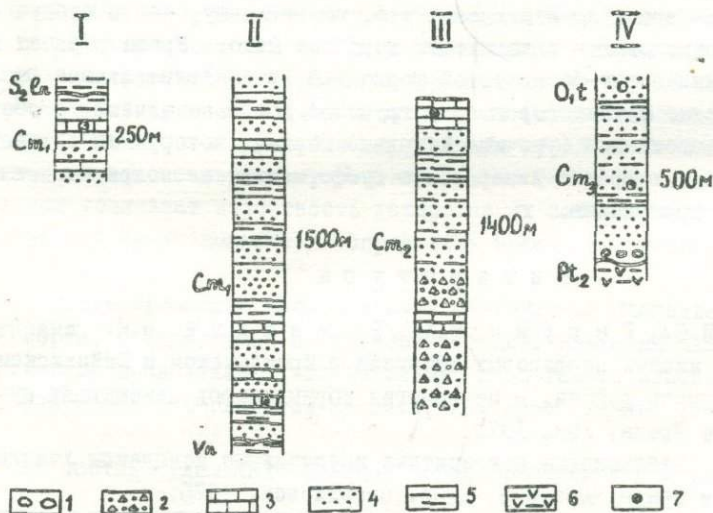
Н.Ф.МАМАЕВ, И.В.ЧЕРМЕНИНОВА

К ПРОБЛЕМЕ КЕМБРИЯ НА УРАЛЕ

Проблема кембрия на Урале принадлежит к числу труднейших. Это объясняется незначительным количеством пунктов развития доказанного кембрия и наличием многочисленных немых свит в разрезах нижнего палеозоя и докембрия.

Из доказанных разрезов нижнего кембрия известны два: в Сакмарской зоне (тереклинская свита) и на восточном склоне Южного Урала (санарская свита).

Разрез тереклинской свиты нижнего кембрия, например, в районе горы Бикташ (см. рисунок, I), представлен толщей желтовато-серых слюдястых полевошпатово-кварцевых песчани-



Разрезы кембрийских отложений Урала.

I, II—нижний кембрий: I—западный склон, г.Бикташ; II—восточный склон, р.Санарка; III—средний кембрий; Мугоджары, р.Балатадык; IV—верхний кембрий; западный склон Урала, р.Чаушка. 1—конгломераты, 2—туфогенные песчаники, 3—известняки, 4—песчаники и алевролиты, 5—сланцы, 6—осадочно-вулканогенные образования каялинской свиты, 7—фауна.

ков с линзами серовато-белых известняков, содержащих фауну археоциат ленского яруса. Мощность отложений в данном разрезе 250 м. Выше несогласно залегает толща лландоверийских кремнистых сланцев (Хабаров, 1967).

Нижний кембрий по р.Санарке (рис. I, II) сложен чередующимися серыми и темно-серыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами, филлитовидными глинистыми и глинисто-известковистыми сланцами с акритархами балтийской серии, а также прослоями и линзами светло-серых известняков, содержащих археоциаты ленского яруса. Мощность отложений нижнего кембрия по р.Санарке 1500 м. Нижнекембрийские отложения залегают здесь с размывом на темных тонкополосчатых туффитах и кварцито-песчаниках, содержащих акритархи вендского комплекса (Мамаев, 1967; Черменинова, 1969; Гауэр, 1970).

Средний кембрий установлен недавно в Мугоджарах, восточнее Кайрактинской интрузии. Здесь в мраморизованных известняках, составляющих верхи шебектинской серии, М.А.Касымовым обнаружена фауна среднего кембрия.

Разрез шебектинской серии по р.Балатаддык, по данным А.А.Абдулина, М.А.Касимова и В.В.Баранова, следующий.

В основании разреза залегают зеленовато-серые, средне- и мелкозернистые туфогенные песчаники, алевролиты и филлиты с линзами мраморов мощностью до 3 м. Мощность этой толщи достигает 700 м.

Средняя часть шебектинской серии имеет флишеидное строение и сложена преимущественно глинисто-кремнистыми и филлитовидными сланцами, алевролитами и подчиненными им прослоями полимиктовых песчаников. Мощность толщи 500 м.

Верхи серии представлены полимиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов, сланцев и известняков с фауной среднего кембрия (см. рис. I, III). Общая мощность шебектинской серии 1400 м (Абдулин, 1971).

Верхний кембрий известен в Орско-Сакмарской зоне, где, по последним данным В.Г.Варганова, Н.Я.Анцыгина, В.А.Наседкиной и других, он с размывом залегают на образованиях каляинской свиты и согласно покрывается отложениями тремадока (рис. I, IV).

Разрез верхнего кембрия представлен здесь терригенными отложениями, содержащими фауну брахиопод, по которой они сопоставляются с кундинским горизонтом верхнего кембрия Центрального Казахстана.

Нижняя часть разреза верхнего кембрия сложена в основном грубообломочными конгломератами и чередующимися с ними полимиктовыми песчаниками и алевролитами. В верхней части преобладают сланцы, образующие тонкое переслаивание с алевролитами. Мощность отложений верхнего кембрия 450-500 м (Анцыгин и др., 1970).

Очень сходные отложения имеются севернее, в Брединском районе, где они выделяются в рымникскую свиту. Пока органических остатков в песчаниках и сланцах рымникской свиты не обнаружено, но их стратиграфическое положение в разрезе, по нашим данным, таково, что они лежат непосредственно ниже охарактеризованного фауной нижнего ордовика и вполне могут оказаться верхнекембрийскими.

Александром Николаевичем Заварицким здесь была найдена нижнеордовикская фауна в новом пункте, что позволило расширить площадь развития доказанных нижнеордовикских отложений. Из приведенных разрезов кембрийских отложений Урала следует, что нижний и средний кембрий представлены карбонатно-терригенными, а верхний кембрий — исключительно терригенными отложениями. В большинстве разрезов кембрийские отложения имеют значительные мощности. Указанные данные, а также ритмичное строение кембрийских толщ позволяет рассматривать их в составе орогенных формаций.

Орогенный характер разрезов кембрия Урала хорошо вписывается в общую палеогеографическую картину Урало-Сибирской геосинклинальной области; совместное рассмотрение разрезов позволяет лучше понять условия формирования кембрийских отложений Урала.

Мы видим, что мощность разрезов кембрийских отложений увеличивается к востоку от Урала в сторону Центрального Казахстана и Алтае-Саянской области. В этом же направлении меняется характер и полнота кембрийских разрезов ("Стратиграфия СССР", 1965).

Так, на северо-востоке Центрального Казахстана, по данным Р.А.Борукаева и Н.К.Ившина, нижний кембрий представлен, главным образом, вулканогенными образованиями. В основании залегают спилиты, диабазы, диабазовые порфириты и туфы с прослоями песчаников и яши. Средняя часть разреза нижнего кембрия сложена альбитофирами, кератофирами, туфами, песчаниками и известняками с археоциатами, а верхи его представлены преимущественно порфиритами. Общая мощность нижнего кембрия 4000 м.

Средний кембрий данного региона сложен туфо-песчаниками, песчаниками, алевролитами, альбитофирами, известняками, составляющими основание разреза. Выше залегают толща песчаников, кремнистых сланцев, яши и известняков. Венчается разрез среднего кембрия чередующимися песчаниками, алевролитами и конгломератами с линзами известняков. Общая мощность среднего кембрия более 5000 м.

Верхний кембрий на северо-востоке Центрального Казахстана представлен порфиритами среднего и основного состава, песчаниками и известняками. Мощность отложений от

300 до 2500 м.

Сходные разрезы кембрия имеются в Алтае-Саянской области. По данным В.Д.Фомичева и А.Л.Додина, в Салаире и Горной Шории кембрий представлен всеми тремя отделами, имеет значительную мощность (до 6000 м) и сложен чередующимися вулканогенными, терригенными и карбонатными породами.

В Западном Саяне, как отмечают Н.С.Зайцев и А.А.Массаковский, имеются только нижний и средний отделы кембрия. По составу и мощности эти отложения близки к разрезам Салаира и Горной Шории.

В Восточном Саяне, в бассейне р.Маны, разрез кембрия изучался Л.Н.Репиной, М.А.Семикатовым, В.В.Хоментовским и др. Эти исследователи выделяют здесь отложения нижнего и частью среднего кембрия, представленного преимущественно в карбонатной фации — это темные и пестроокрашенные известняки и доломиты с пачками мергелей и песчаников, слагающие толщу мощностью более 2000 м.

Подобные разрезы кембрийских отложений, сложенные известняками, доломитами и мергелями, имеются на западной, северо-западной и северо-восточной окраинах Сибирской платформы и на п-ве Таймыр.

Далее, на Северной Земле, на о-ве Октябрьской революции, по данным Н.Н.Урванцева и Б.Х.Егиазарова, нижний, средний и верхний кембрий сложены в основном терригенными отложениями: светло-серыми полимиктовыми песчаниками, кварцевыми алевролитами и филлитовидными сланцами с остатками брахиопод. Общая мощность кембрийских отложений достигает здесь 2500 м.

И, наконец, на Новой Земле известны отложения среднего и верхнего кембрия. Из описания К.К.Демокидова следует, что средний кембрий представлен толщей серых алевритистых аргиллитов, переслаивающихся известково-глинистыми сланцами, содержащими трилобиты.

Верхний кембрий сложен зеленовато-серыми кварцитовидными песчаниками с прослоями серицито-хлоритовых сланцев, содержащих многочисленные трилобиты и брахиоподы. Общая мощность кембрийских отложений около 1000 м.

Таким образом, изучение и сравнение разрезов кембрия Урала, Казахстана, Алтае-Саянской области и Сибири дает возможность сделать следующие основные выводы.

В пределах Урало-Сибирской геосинклинальной области четко обособляются три основных типа разрезов кембрийских отложений.

1. Эвгеосинклинальный тип разреза, представленный чередованием вулканогенных и кремнистых образований с подчиненными им терригенными и карбонатными отложениями. Мощность разрезов достигает 7000 м. Эвгеосинклинальные типы разрезов кембрия имеются в Салаире, Западном Саяне и, для нижнего кембрия, в Центральном Казахстане.

2. Орогенный тип разреза, представленный ритмично чередующимися терригенными толщами, иногда с подчиненным развитием известняков. Мощность 1000-5000 м. Этот тип разреза характерен для среднего и верхнего кембрия Центрального Казахстана, Новой Земли и для кембрия Урала и Северной Земли.

3. Миогеосинклинальный тип разреза, представленный главным образом карбонатными осадками — известняками, доломитами, иногда с прослоями терригенных пород. Мощность карбонатных разрезов 2000 м. Миогеосинклинальный тип разреза отмечается в Восточном Саяне, по окраине Сибирской платформы и на Таймыре.

Все известные, фаунистически доказанные, разрезы кембрия Урало-Сибирской геосинклинальной области представлены слабо метаморфизованными осадками (песчаниками, алевролитами, известняками, мергелями и другими) и вулканогенными образованиями, которые залегают с разрывом на кристаллических сланцах, гнейсах и амфиболитах докембрия.

Присутствие на Урале и прилегающих к нему регионах (на западе Центрального Казахстана и Новой Земле) орогенных формаций дает основание предполагать, что в кембрийский период значительная часть Урала представляла собой орогенную область. Это можно рассматривать как косвенное указание на возможность нахождения новых разрезов кембрия подобного типа и в других пунктах Урала.

## Л и т е р а т у р а

- А б д у л и н А.А. Геология Мугоджар (стратиграфия, тектоника, магматизм). Автореф. дисс. Алма-Ата, 1971.
- А н ц ы г и н Н.Я., В а р г а н о в В.Г., Н а с е д к и н а В.А. О верхнем кембрии и нижнем ордовике Орского Урала. - Докл. АН СССР, 1970, т.193, № 1.
- Г а у э р К.Е. Новые данные о нижнем кембрии в бассейне р.Уя на восточном склоне Южного Урала. - Стратиграфия нижнего палеозоя и верхнего докембрия Урала. Труды Ин-та геологии и геохимии УФАН СССР, 1970, вып.87.
- М а м а е в Н.Ф. Древние толщи Восточно-Уральского мегантиклинория. М., "Наука", 1967.
- С т р а т и г р а ф и я СССР. Кембрийская система. М., "Недра", 1965.
- Х а б а к о в А.В. Палеонтологически охарактеризованные кембрийские отложения на юге Южного Урала. Материалы по палеогеографии и литологии. Л., "Недра", 1967.
- Ч е р м е н и н о в а И.В. Тектоника венда и нижнего палеозоя восточного склона Урала. М., "Наука", 1969.

Н.П.МАЛАХОВА

### КАРБОН МАГНИТОГОРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

В литературе неоднократно освещался вопрос об иных путях эволюции органического мира в каменноугольное время на Урале, обусловленных "геосинклинальными условиями", якобы влияющими на ход общей эволюции органического мира. Имеются многочисленные указания на то, что на Урале наблюдаются своеобразные фаунистические ассоциации, отсутствующие в других районах развития каменноугольных отложений. В частности, исследователи отмечают более раннее появление некоторых групп фаун, устанавливают иные рубежи их развития, указывают "скользящие" комплексы фораминифер. Эти отклонения в развитии фауны, наблюдаемые на Урале, объясняются тем, что в тектонически активных геосинклинальных областях быстро изменяется среда обитания, и это способствует наиболее полному проявлению нового в эволюции органического мира. Отчасти эти представления легли в основу создания местной стратиграфической схемы каменноугольных отложений Урала.

Раскрытие конкретной связи эволюции фауны фораминифер с геосинклинальными условиями среды представляет большой интерес для теории органической эволюции — проблемы, имеющей большое научное, методологическое значение. Оно имеет и практическое значение, поскольку иные пути развития фауны в уральской геосинклинали, по сравнению с близлежащими регионами, затрудняют якобы сопоставление разновозрастных разрезов и их синхронизацию.

Проведенные автором исследования по установлению следов влияния "геосинклинальных условий" среды на развитие фауны в карбоне Урала показали абсолютное отсутствие этого влияния. Развитие фораминифер (и других групп фаун) подчиняется тем же закономерностям, которые установлены для них на Русской платформе.

В эволюции каменноугольных фораминифер Магнитогорского синклинория четко намечается этапность, совпадающая с этапами, установленными в каменноугольных отложениях обширной территории европейской части СССР. Здесь также выделяются турнейский, визейский, башкирский и московский этапы. Наличие намюрского этапа в развитии фауны продолжает быть предметом обсуждения. Пока единого мнения по этому вопросу нет, и мы рассматриваем его в составе визейского яруса.

Внутри каждого этапа наблюдается также последовательная смена родового и видового состава фораминифер, установленная для этих же этапов в смежных регионах.

В турнейских, визейских, башкирских и московских отложениях Урала выделяются аналогии всех горизонтов, известных в разновозрастных отложениях Русской платформы, Волго-Уральской области и других районов европейской части СССР.

В связи с тем, что фораминиферы нижнего карбона Урала и Русской платформы характеризуются одним и тем же родовым и видовым составом, той же последовательностью этапов развития и тождественностью смен комплексов внутри этапов, нет оснований говорить о принципиальных отличиях развития фораминифер на этих двух территориях.

Более того, на всей территории Русской платформы, Урала, Тянь-Шаня, Юго-Восточной Азии и Западной Австралии фауна фораминифер карбона (особенно нижнего) поражает единством ее систематического состава.

По данным Маме (Mamet, Belford, 1968), нижнекаменноугольная фауна фораминифер Западной Австралии очень сходна с фауной Евразии и особенно с фауной Лаоса. Последняя хорошо сопоставляется с фауной фораминифер Памира, Тянь-Шаня, Казахстана, Урала, Донбасса и Западной Европы; на всех этих площадях наблюдается большое количество идентичных родов и видов. Этот факт, по Маме, отрицает наличие провинциализма среди фораминифер нижнего карбона. Фораминиферовые зоны, выделенные первоначально в стратотипах Европы, про-

слеживаются в Африке, Азии и в Западной Австралии.

Всю эту обширную территорию, включая Урал и Русскую платформу, О.В.Юферов (1967) относит к единой климатической Средиземноморской (тетической) зоне, к Евразийской палеогеографической области.

Широкое распространение многих родов и видов фораминифер нижнего карбона (визе) указывает на обширную географическую экспансию тетической фауны, которая обусловила исключительную однородность нижнекаменноугольных бентосных фораминифер, а также наличие большого количества космополитных родов. К ним в первую очередь относятся архедискусы, пропермодискусы, астероархедискусы, эндотиринопсис и глобоэндотиры, которые прослеживаются в Евразии, Африке, Австралии и в Северной Америке.

Следует отметить, что фактический материал о тождестве фаунистических комплексов Урала и Русской платформы как в рамках этапов, так и в границах более мелких периодов их развития отмечается в работах уральских геологов, проводивших на территории Магнитогорского синклинория геолого-геохимические и тематические палеонтолого-стратиграфические работы. В настоящее время при разработке стратиграфических схем необходимо учитывать не только вертикальное распространение фауны и литологию, но и положение изучаемой территории в соответствующее время в системе палеогеографического районирования, т.е. устанавливать принадлежность ее к тому или иному палеобиографическому подразделению.

Хотя методика палеобиографического районирования еще недостаточно разработана, но то, что уже сделано палеобиогеографами, вполне может быть использовано для решения некоторых важных вопросов стратиграфии. В частности, эти данные могут быть учтены при разработке единой стратиграфической схемы каменноугольных отложений Урала и Русской платформы.

Для Урала создана местная стратиграфическая схема (1968), но выделение горизонтов произведено без учета палеобиогеографического районирования. Отсутствует описание и анализ тех "новых" закономерностей в развитии фауны, которые послужили основой для выделения местных "уральских" стратиграфических подразделений.

В связи с этим нечеткие границы отдельных горизонтов создают то искусственное различие объемов и границ горизонтов и местных зональных схем, отмеченных Межведомственным Стратиграфическим Комитетом, которые якобы являются преградой для сопоставления их с горизонтами стратиграфической схемы карбона Подмосковского бассейна. Тождественность этапов развития фаун и тождественность последовательных смен комплексов фораминифер внутри этапов указывают на то, что отличия в объемах горизонтов, выделяемых в турнейском, визейском, башкирском и московском ярусах Урала и Русской платформы, отсутствуют и нет никаких оснований для этой территории иметь две стратиграфические схемы.

Детальное изучение фораминифер каменноугольных отложений Магнитогорского синклинория позволило внести некоторые дополнения и уточнения в стратиграфическую схему карбона Урала, разработанную уральскими геологами.

Наиболее существенным из них является установление стратиграфического положения и возраста гусихинской свиты, которая до сего времени считалась возрастным аналогом верхней части визейского яруса, его местной разновидностью.

По нашим данным, гусихинская свита занимает иное стратиграфическое положение в колонке каменноугольных отложений Магнитогорского синклинория. Гусихинская свита не может быть возрастным аналогом кизильской свиты и тем более ее фацальной разновидности, так как занимает более низкое стратиграфическое положение. Нет ничего общего в литологии и фауне этих двух разновозрастных толщ. Гусихинская свита залегает между косьвинским и тульским горизонтами и соответствует радаевскому и бобриковскому горизонтам Русской платформы или западно-уральскому горизонту стратиграфической схемы карбона Урала.

В связи с этим в будущем следует внести соответствующую поправку в региональную корреляционную схему IV фацальной зоны Урала (1968), утвержденную Межведомственным Стратиграфическим Комитетом, в которой гусихинская свита по возрасту приравнена к кизильской.

На восточном склоне Южного Урала аналоги радаевского и бобриковского горизонта представлены морскими мелководными осадками. Нами они подразделены на 5 пачек, которым дана литологическая и фаунистическая характеристика. Нами также уточнено стратиграфическое положение и возраст гумбейского, кипчакского и устьгреховского фораминиферовых комплексов,

установленных уральскими геологами.

Различие фауны и литологии кизильской и гусихинской свит послужило основанием для выделения кизильской и магнитогорской структурно-фациальных подзон и проведения между ними регионального разлома. Возрастное различие этих свит и всюду наблюдаемый постепенный переход отложений бобриковского горизонта в нижнетульские свидетельствуют об отсутствии между ними тектонического несогласия и позволяют ставить вопрос о ликвидации этих структурных единиц, как необоснованных фактическими данными.

По нашим данным и данным уральских геологов, кизильская свита стратиграфически и фаунистически соответствует окскому и серпуховскому подгоризонтам визейского яруса Подмосквовного бассейна, и в ней устанавливаются все горизонты, выделенные в визейском ярусе Подмосквовного бассейна.

Получен новый материал к проблеме выделения намюрского яруса в стратиграфической шкале карбона СССР. В частности, изучение фораминифер из гониатитовых известняков по р. Урал у пос. Кордаиловского, относимых к верхам визейского яруса, позволило точнее установить их возраст. По гониатитам они относятся к низам среднего намюра, а по фораминиферам к основанию серпуховских отложений. Находки веневско-тарусских фораминифер вместе с нижненамюрскими гониатитами известны в Подмосквовном бассейне (1968), на Среднем Урале (Малахова, 1953) и в Центральном Казахстане.

Таким образом, все известные находки нижненамюрских гониатитов приурочены не к протвинскому горизонту, а к низам серпуховского подъяруса. Эти данные позволяют ставить вопрос о понижении нижней границы нижнего намюра с основания протвинского горизонта в основание серпуховского подъяруса. В настоящее время многие стратиграфы, не дожидаясь специальных постановлений Межведомственного Стратиграфического Комитета, относят серпуховские отложения к нижнему намюру и ставят вопрос о выделении их в самостоятельный серпуховский ярус, поскольку серпуховские отложения соответствуют не всему намюрскому ярусу Западной Европы, а только его нижней части.

Следует подчеркнуть поразительное единство, однородность систематического состава фораминифер в нижнем карбоне Урала и Русской платформы и особенно его восточного склона (Магнитогорский синклиниорий, Средний Урал). Все 200 видов фораминифер, известные в нижнекаменноугольных отложениях Русской платформы, встречены на Урале. Это позволяет, согласно О.В. Юфереву, включать Урал в состав Восточно-Русской палеобиогеографической провинции. Выделение Западно-Уральской и особенно Восточно-Уральской провинции — результат недостаточной информации о новых данных по стратиграфии карбона Урала.

Хотя фораминиферы среднего карбона на Урале изучены хуже, чем на Русской платформе, в них без труда устанавливаются комплексы, характерные для многих его горизонтов. В башкирских отложениях впервые для данного района фаунистически обоснованы аналоги краснополянского, северо-кельтменского и прикамского горизонтов нижнебашкирского подъяруса.

В отложениях московского яруса (известняковая фация уртазымской свиты) устанавливаются аналоги верейского, каширского и подольского горизонтов, соответствующие поясным зонам *Profusulinella* и *Fusulinella*. В комплексе фораминифер восточного и западного склонов Урала имеются зональные виды, характерные для биостратиграфических зон среднего карбона Русской платформы.

Общий комплекс фузулинид и мелких фораминифер каширского и подольского горизонтов восточного склона Южного Урала и Русской платформы характеризуется тождественным родовым и видовым составом. Это свидетельствует о том, что в московский век эти две территории принадлежали к единому биогеографическому поясу, продолжение которого мы видим на территории Северного Китая, где московские отложения содержат подобные комплексы фузулинид.

Эти факты не противоречат выводу О.В. Юферева (1965, 1969) о том, что в среднекаменноугольную эпоху Урал и Русская платформа входили в единую Евразийскую палеогеографическую область Средиземноморского климатического пояса. Общность и однородность систематического состава фораминифер в среднем карбоне Урала и Русской платформы позволяют рассматривать их также в составе единой палеобиогеографической провинции.

Изложенные данные о систематическом единстве фораминифер карбона Урала и Русской платформы и принадлежности той и другой территории к единой палеобиогеографической Во-

сточно-Русской провинции дают еще большее основание ставить вопрос о создании единой стратиграфической схемы каменноугольных отложений этих двух регионов.

Более дробное расчленение некоторых горизонтов визейского яруса Магнитогорского синклинория позволяет установить мелкие структуры, имеющие северо-западное и северо-восточное простирание, с относительно пологими углами падения их крыльев.

По нашим данным, **приводимые** мощности каменноугольных отложений значительно завышены. Подсчет их ведется не по слоистости, а по преобладающему направлению трещин отдельностей, имеющих непостоянные и большей частью крутые углы падения. На Урале априорно, без доказательства, принято допущение, что трещины отдельности в эффузивах имеют те же элементы залегания, что и слоистость в осадочных породах. Принимая это положение некритически, исследователи насчитывают большие мощности в отложениях, представленных лишь одним горизонтом или даже его частью.

По нашим данным, общая мощность каменноугольных отложений восточного склона Урала и отдельных частей их разреза соизмерима с общей мощностью и мощностью отдельных подразделений карбона Русской платформы и других регионов. Например, мощность от лытвинского горизонта нижнего турне до косьвинского горизонта нижнего визе включительно равна 500 м. Если сравнивать мощности этой части разреза Урала с мощностью синхронных отложений Донбасса, то получаются очень близкие цифры: в Донбассе 568 м, в Днепровско-Донецкой впадине 620 м. В то же время мощность только верхней части этого разреза на Урале (радаевский и бобринковский горизонты), подсчитанная без учета складчатости, равна более 1000 м.

х х

х

1. Состав фаунистических комплексов в крупных и мелких этапах развития каменноугольной фауны, последовательность смены родового и видового состава во времени, а также количественные соотношения между отдельными группами фаун в различные отрезки времени на Урале и Русской платформе аналогичны. Это обусловлено тем, что Урал и Русская платформа в каменноугольное время входили в одну биогеографическую область и структурно-фациальную провинцию. Эти факты — основа для создания единой стратиграфической схемы карбона Русской платформы и Урала.

2. Гусихинская свита древнее кизильской. Стратиграфически она соответствует радаевскому и бобринковскому горизонтам Русской платформы, представленным на Южном Урале морскими отложениями.

3. Гониматитовые известняки у пос. Кордаиловского, с типичными нижнеамюрскими гониматитами, содержат комплекс веневско-тарусских фораминифер, что не противоречит находкам нижнеамюрских гониматитов в основании серпуховских отложений в Подмосковном бассейне, на р. Чусовой и в Центральном Казахстане. Это позволяет ставить вопрос о пересмотре нижней границы амюрского яруса и проводить ее в основании серпуховского подъяруса.

4. И, наконец, мощности каменноугольных отложений в Магнитогорском синклинории сильно завышены, что следует учесть при планировании и проектировании нефте-, газопоисковых и разведочных работ широкого плана, в связи с выбросом газа и воды с пленками нефти из осадочных пород, залегающих под зеленокаменными образованиями баймак-бурибаевской свиты у пос. Подольского.

Главной проблемой дальнейшего изучения каменноугольных отложений Урала является выделение мелких хроностратиграфических подразделений (зон), соответствующих какой-либо фазе этапа в эволюции фауны.

Все изложенные материалы должны быть учтены при пересмотре стратиграфических схем карбона различных регионов СССР, в том числе Урала, в связи с подготовкой к 7-му Международному Геологическому Конгрессу по карбону, который намечено провести в Москве в 1975 г.

#### Л и т е р а т у р а

М а л а х о в а Н.П. Нижний амюр западного склона Среднего Урала. — Докл. АН СССР, 1953, т.90, № 3.

Объяснительная записка к унифицированным и корреляционным стратиграфическим схемам Урала. Л., 1968.

Юферев О.В., Богущ О.И. Основные закономерности распространения фораминифер в Евразии в нижнекаменноугольную эпоху (фаменский-башкирские века). - Изв. АН, сер.геол., 1965. № II.

Юферев О.В. Важнейшие задачи палеобиогеографии и значение фораминифер для их решения в карбоне и перми. - Новые данные по стратиграфии девона и верхнего палеозоя Сибири. М., "Наука", 1967.

M a s h e t B.L., B e l f o r d D.J. Carboniferous foraminifera, Bonaparte Gulf Basin, northwestern Australia. - Micropaleontology, 1968, vol.14, N 3.

В.И.ТУЖИКОВА

#### К ИЗУЧЕНИЮ ТРИАСОВОЙ СИСТЕМЫ УРАЛА

Триасовый период, являющийся рубежом между палеозойской и мезозойской эрами, был резко выраженной геократической эпохой в геологической истории Земли. Развитие герцинской складчатости этого периода сопровождалось общим эпейрогеническим подъемом не только платформ, но и многих геосинклинальных областей. Как следствие, палеогеографические условия этого времени обусловили повсеместную ограниченность осадконакопления в пространстве и времени, бедность его фауны и флоры. Триасовые отложения получили развитие главным образом в изолированных областях геосинклиналей. На платформах они отсутствуют или представлены в основном континентальными осадками, ограниченного площадного распространения и стратиграфического интервала разреза.

Урал — один из немногих регионов на территории СССР, где в силу специфических условий герцинского этапа развития, происходило осадконакопление в течение всего триасового периода, от пермского до юрского времени. Поэтому изучение триасовых образований Урала представляет исключительный научный интерес и практическое значение. Оно позволяет восполнить пробел в наших скромных знаниях о триасовом периоде вообще, палеогеографической обстановке осадконакопления и формировании полезных ископаемых, о животном и растительном ландшафтах этого времени, проследить последовательность и преемственность в развитии отдельных растительных групп, наметить генетическую связь и корни возникновения мезозойской растительности из палеозойской и т.п.

Выявление критериев стратиграфической и биостратиграфической корреляции триасовых отложений различных нижнемезозойских структур Урала может оказать помощь в выяснении сложного геологического строения Уральского региона и быть основанием для датирования разновозрастных отложений сопредельных районов.

В настоящее время установлены геологические и палеонтологические критерии для расчленения триасовых отложений Урала на региональные стратиграфические единицы, которые с разной степенью достоверности датируются ярусно. Уверенно (по фауне и флоре) в составе триаса Урала выделяются ветлужский, ладинский, карнийский и рэтский ярусы. Менее палеонтологически обосновано (только по мiosпорам) датирование отложений баскунчакским, анизийским и норийским ярусами.

В последние десятилетия внимание стратиграфов привлекла группа микрофоссилий неясного или не вполне ясного происхождения — *Acritarcha*, которая успешно используется для расчленения и датирования раннепалеозойских отложений.

Изучение акритарх из триасовых отложений находится в стадии становления, причем на территории СССР первое сообщение о встрече их в триасовых осадках сделано Э.Н.Кара-Мурзой в 1957 г. Все последующие сведения об акритархах ограничивались только указанием о находках тех или иных систематических групп. Так в 1966 г. А.А.Варюхиной зафиксировано присутствие акритарх в ниже-среднетриасовых отложениях Северного Приуралья, Ю.М.Кузичкиной (1966) в нижнеоленинском дорикранитовом слое Устьурта, О.П.Ярошенко (1969) в среднетриасовых породах Прикаспия.

В триасовых отложениях Восточного Урала гистрихи впервые обнаружены Е.П.Самитулиной при палинологическом анализе изучаемых нами отложений Анохинского грабена. Затем они обнаружены В.А.Полухиной в триасовых породах Борисовского грабена.

Предварительное изучение этой группы микрофоссилий позволило установить некоторые закономерности распределения их в разрезе триасовых отложений Урала (Тужикова, Эдигер, 1968).

В последние годы изучение акритарх триаса Урала показало, что эта группа микрофос-

силлий в течение триасового периода значительно меняла видовой состав, причем эти изменения происходили вместе с изменениями видового состава микроспор. Комплексы акритарх, выделенные из отложений датированных палинологически различными ярусами, настолько отличны, что могут быть успешно использованы для стратиграфического расчленения триасовых отложений Урала.

Результатам выполненных исследований посвящено настоящее вообщение.

Палинологическому анализу подвергнуто 150 образцов. Только 20% из них содержали шиповатые микрообразования. Как правило, акритархи находились в одних образцах со спорами и пылью, составляя от 0,5 до 28% общего количества зерен. В 20% случаев они преобладали над спорами и пылью наземных растений и в таком же количестве случаев присутствовали в образцах, где споры и пыльца наземных растений не были обнаружены.

Микропланктон встречается в породах разного литологического состава. Чаще всего (60%) констатирован в аргиллитах, имеющих сходство с кровельными и битуминозными сланцами, или в аргиллитах, тонко переслаивающихся с алевролитами. В алевролитах и мелкозернистых песчаниках частота находок микропланктона одинакова. В более грубозернистых псаммитах и псефитах он не обнаружен.

Изучение микрофоссилий показало, что подавляющее большинство их принадлежит подгруппам *Acanthomorphitae* (*Micrhystridium*), *Polygonomorphitae* (*Veryhachium*). Находки представителей подгруппы *Netromorphitae* (*Leiofusa*, *Metaleiofusa*) - редки, других подгрупп - очень редки.

Микропланктон, приуроченный к разным стратиграфическим единицам триаса, имеет отличия. Возможно, они обусловлены приуроченностью изученных разрезов к разным участкам бассейна седиментации: скв. 8, по которой изучен среднетриасовый планктон, расположена в средней части грабена, а скв. 52 и 54, в керне которых установлен ниже- и верхнетриасовый планктон, находятся в южной оконечности грабена. Однако значимых различий в фациальной принадлежности изученных разрезов нами не отмечено. Кроме того следует напомнить, что место обитания и захоронения этого микропланктона может быть различным.

Ниже кратко охарактеризуем комплексы акритарх, присущие ярусам, выделенным палинологически в разрезе триаса Анохинского грабена.

#### 1. Ветлужский комплекс (бичурская свита, табл. I)

Рассматриваемый комплекс акритарх отличается от других широким распространением вида *Metaleiofusa bispina* Schön и рода *Leiosphaeridia* Eisenack, 1958. Кроме того, здесь присутствуют: *Veryhachium breve* Jekhowsky, *V. pirula* Jekhowsky, *V. cylindricum* Schaarschmidt, *V. quadratum* Schaarschmidt, *V. nasicum* (Stockmans et Williere) Schaarschmidt, *V. (?) irregulare* Jekhowsky, *V. variabilis* Schaarschmidt, *V. (?) irregulare pirula* Jekhowsky, *Micrhystridium cf. albertensis* Staplin, своеобразные представители

рода *Micrhystridium* с двурядным или групповым расположением выростов в экваториальной или периферийной части тела (табл. I, фиг. 9), *Leiofusa unispinosa* Schön. и др.

Комплекс акритарх ветлужского яруса Анохинского грабена представляет собой сочетание форм, известных из морского цехштейна Будингии (*Veryhachium cylindricum*, *V. quadratum*, *Micrhystridium cf. albertensis* (Schaarschmidt, 1963), нерасчлененного перм-триаса Европы и Африки, и из морских отложений от индского до норийского яруса Советской Арктики - *Veryhachium breve* (Jekhowsky, 1961; Кара-Мурза, 1957; фиг. 33-35). Отдельные формы имеют черты сходства с описанными Уолл (Wall, 1965) из юрских отложений Британии *Veryhachium dualispinum*.

Особенно большое сходство ветлужского комплекса Анохинского грабена установлено с комплексом, изученным Шон (Schön, 1967) из морских отложений (Gervilliensichten) среднего пестрого песчаника Германии. Общими являются почти все основные виды акритарх, встреченные в Анохинском грабене: *Veryhachium nasicum*, *V. cylindricum*, *V. irregulare*, *Metaleiofusa bispina*, *Leiofusa unispinosa*.

С югославским комплексом акритарх верфенского яруса и пермо-триаса анохинский комплекс имеет общий характерный вид *Veryhachium (?) pirula (typique)* Jekhowsky. Форма *Micrhystridium sp.*, аналогичная анохинской, встречена Э.Н. Кара-Мурзой (1957) в морских осадках анизийского яруса Арктики.

#### 2. Баскунчакский комплекс (бичурская свита, табл. I)

Баскунчакский комплекс акритарх отличается от ветлужского присутствием новых форм -

*Polyedrixium anochiensis* nov. sp., *Veryhachium quintagonale* nov. sp. (в сумме составляющих около 25%), а также округлых форм с 2-5 крохотными коническими выростами - *Micrhystridium minutispinum* Wall. (5%), впервые описанными из морского лейаса Англии (Wall., 1965).

Характерная черта комплекса акритарх - также доминирование в его составе вида *Veryhachium quadratum* Schaarschmidt (54,0). Кроме того присутствуют *Veryhachium irregulare* Jekhowsky, *Micrhystridium* cf. *albertensis* Staplin - и формы, известные из цехштейна Будингии, пермо-триаса Европы, Африки и нижнего триаса Германии.

Таким образом, комплекс акритарх баскунчакского яруса, как и ветлужский, характеризуется смешанным составом видов, известных из верхнепермских, пермо-триасовых, нижнетриасовых и лейасовых морских осадков, при резко выраженном преобладании древних форм над молодыми и новыми, установленными из отложений Анохинского грабена.

### 3. Анизийский комплекс (анохинская свита, табл. 2)

Анизийский комплекс акритарх отличается от всех комплексов триаса Анохинского грабена разнообразием видового состава и большими размерами форм, несущими мощные, но малочисленные выросты. Преобладают формы с четырьмя (48%) и тремя (19%) выростами. Виды, снабженные одним шипом, составляют около 2%, двумя - 6%, пятью - 17% и более пяти - около 8%. Только в этом комплексе констатировано присутствие видов: *Veryhachium trispinosoides* Jekhowsky, *V. mucronatum* Stockmans et Williere, *V. reductum* (Deunff.) Jekhowsky, *V. europaem* Stockmans et Williere, *V. Subtetraedron* Jekhowsky, *V. downie* Stockmans et Williere, *V. pirula* Jekhowsky nov. comb., *V. collectum* Wall, *V. hualoderum* (Cookson) Schaarschmidt, *V. anochiensis* nov. sp., *V. cf. ramiculosum* Defl., *Polyedrixium* cf. *krauselium* Schaarschmidt, *Metaleiofusa compressa* Schön, *Deunffia* (?) sp.

Кроме того, здесь присутствуют известные в нижнем триасе Урала *Veryhachium quadratum* Schaarschmidt, *V. nasicum* Schaarschmidt, *V. pirula* Jekowsky nov. comb., *V. quintagonale* nov. sp., *V. cylindricum* Schaarschmidt, а также появившиеся на Урале в анизийское время и перешедшие в ладинское виды *Veryhachium subhexaedron* Jekhowsky, *Micrhystridium circulum* Schön. Из литературных источников известно, что приведенные нами виды акритарх *Veryhachium europaem*, *V. reductum*, *V. nasicum*, *V. collectum* в своем развитии дошли до ранней юры и зарегистрированы Уолл (1965) в морских лейасовых отложениях Британии. Остальные виды акритарх известны из раннетриасовых и пермских отложений. При этом *Metaleiofusa compressa*, *Micrhystridium circulum* впервые установлены Шон (Schön, 1967) в среднем пестром песчанике Германии. Форма *Veryhachium reductum* отмечена Э.Н. Кара-Мурзой (1957) в морских осадках индского яруса Советской Арктики.

Анизийский комплекс акритарх Анохинского грабена, как никакой другой, имеет представительный состав видов, характерных в Европе и Африке для морских пермо-триасовых и нижнетриасовых отложений.

Возможно, это обстоятельство обусловлено наибольшим сходством анизийской обстановки обитания акритарх на Урале и пермско-раннетриасовой в Европе.

### 4. Ладинский комплекс (анохинская свита, табл. 2)

Ладинский комплекс акритарх имеет четко выраженные черты отличия от предыдущих комплексов: в нем преобладают виды рода *Micrhystridium*, количество которых в отдельных образцах составляет 100%. Здесь представлены: *Micrhystridium circulum* Schön, *M. breve* Jansonius, *M. stellatum* Deflandre, *M. cf. albertensis* Staplin, округло-овальные формы с короткими конусовидными шипами в количестве от 9 до 20 - *Micrhystridium* sp. (табл. 2 фиг. 15, 16), *Veryhachium quadratum* Schaarschmidt, *V. collectum* Wall, *V. subhexaedron* Jekhowsky, *Polyedrixium* sp. Характерно присутствие округлочетыреугольных форм с четырьмя крохотными конусовидными выростами по периферии и двурядно расположенными на экваторе (по четыре) тонкими и относительно длинными шипами. Формы с двурядным расположением шипов на экваторе тела были встречены в ветлужском комплексе, но они обладали круглой формой, несли по периферии 6 выростов, а в экваториальной части тела, кроме того, имели тяжи, делящие тело на две части. Вид *Micrhystridium stellatum* Deflandre име-

ет широкий диапазон развития: встречен в среднем пестром песчанике Германии (Schön, 1967), карнийском ярусе восточных Альп (Klaus, 1960, фиг.75), нижнем лейасе Британии (Wall, 1965). *Microhystridium circulum* Schön известен из среднего пестрого песчаника Германии, а *M. breve* Jansonius - из нижнего триаса Канады. *Microhystridium* cf. *paucicum* и *Veryhachium collectum* - встречены в нижнем лейасе Британии, а первый вид, кроме того - в Цехштейне Будингии (Schaarschmidt, 1963). Форма аналогичная анохинской *Veryhachium subhexaedron* Jekhowsky (табл.2, фиг.14), обнаружена Э.Н.Кара-Мурзой (1957, рис.30) в карнийском ярусе Советской Арктики. Примечательно, что мелкие формы с большим количеством коротких конусовидных шипов, имеющие руководящее значение в комплексе ладинского яруса Анохинского грабена, встречены К.Медлер в немецком (Madler, 1964, т.Г, фиг.16), а Виспер и Коммиссарие в нижнем *Muschelkalk* Винтерсвийка (Visscher, Commissaris, 1968, табл.У, фиг.4,9).

Анализ данных по акритархам ладинского яруса Анохинского грабена показывает, что в этом комплексе руководящее значение имеют формы, получившие развитие в морских осадках среднего триаса Европы. Одновременно здесь присутствуют, с одной стороны, виды молодого облика, известные в разных регионах развития морских осадков карнийского яруса и нижне-лейасовых морских отложений Британии; с другой стороны - встречаются виды, имеющие широкий диапазон развития от перми до лейаса включительно, а также в подчиненном количестве обнаружены формы, известны в ниже- и среднетриасовых отложениях Европы и Америки.

## В ы в о д ы

Комплексы акритарх встреченных в разных стратиграфических единицах триаса Урала, имеют значительные различия, которые кратко сводятся к следующему.

1. В ниже- и среднетриасовых (?) отложениях Предуральяского прогиба имеют развитие тасманитоподобные рода *Inderites* Abr. et Martch., 1967 и *Leiosphaeridia* Eisenack, 1958, нигде не зафиксированные в регионе в верхнетриасовых породах.

2. В ветлужском комплексе Зауральяского прогиба характерно широкое распространение вида *Metaleiofusa bispina* Schön и рода *Leiosphaeridia* Eisenack, 1958. Комплекс характеризуется сочетанием видов, известных из цехштейна, пермо-триаса и нижнего триаса. Отдельные виды рода *Veryhachium* имеют черты сходства с норийскими и лейасовыми.

3. Баскунчакский комплекс характеризуется доминированием вида *Veryhachium quadratum* Schaarschmidt, появлением простейших форм лейасового облика - *Microhystridium minutispinum* Wall, новых видов - *Polyedrixium anochiensis* и *Veryhachium quintagonale*.

Четко выражена связь с верхнепермскими и нижнетриасовыми видами морских отложений Европы и Африки.

4. Анизийский комплекс акритарх Урала характеризуется преобладанием (70) форм с четырьмя и тремя мощными выростами, большим разнообразием форм, не встреченных в других комплексах - *Veryhachium trispinosoides*, *V. mucronatum*, *V. europaeum*, *V. pirula*, *V. hualoderum*, *Metaleiofusa compressa*, *Deunfia* (?) sp., *Polyedrixium* cf. *kræuselium*. Как никакой другой комплекс, он обладает чертами сходства с видами, установленными из морских осадков цехштейна и нижнего триаса Европы и Африки.

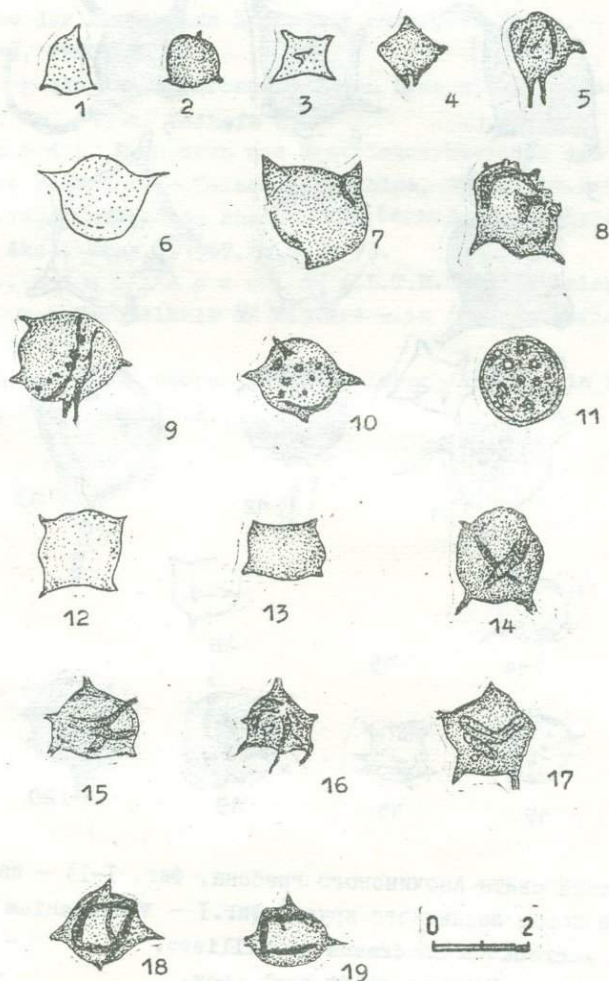
5. Ладинский комплекс акритарх Урала отличается от предыдущих доминированием видов рода *Microhystridium* - *M. circulum*, *M. breve*, *M. stellatum*, *M. sp.* <sup>В</sup> нем наиболее четко выражена видовая и количественная связь с комплексами акритарх, известными из карнийского яруса и лейаса Европы и арктических районов СССР. Формы, сходные с раннетриасовыми и имеющие диапазон развития от перми до лейаса включительно, встречаются редко.

6. Установленное присутствие акритарх в отложениях нижнего и среднего триаса Зауралья является дополнительным критерием для биостратиграфического расчленения триасовых отложений данного региона. Охарактеризованные комплексы акритарх Анохинского грабена могут быть использованы для биостратиграфического условного поярусного расчленения триасовых отложений Зауральяского прогиба. Возможно, эти данные могут быть использованы и при расчленении триасовых отложений других регионов.

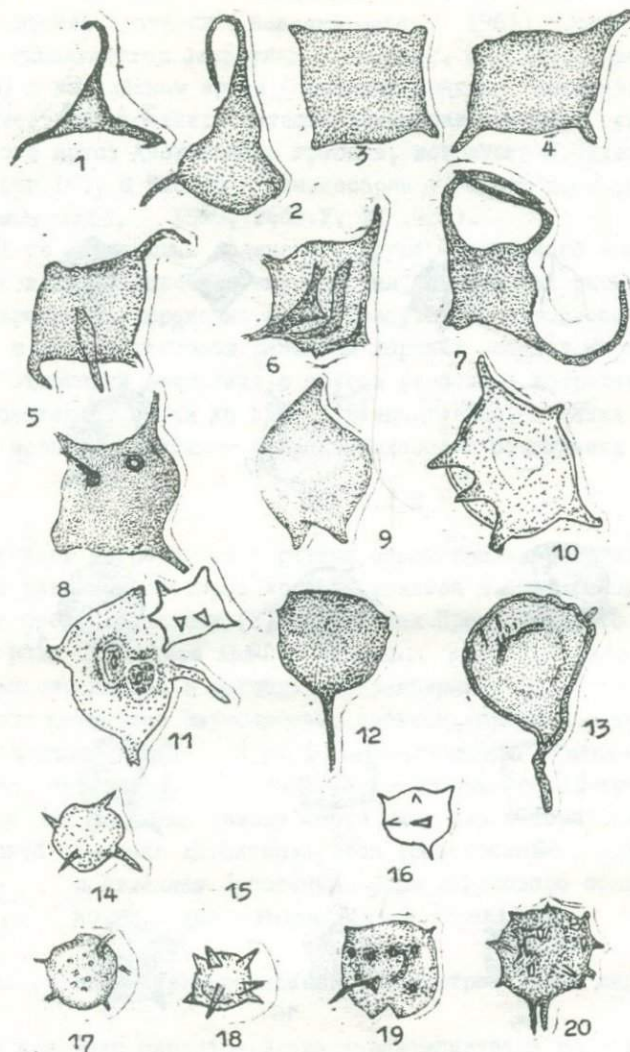
Важным обстоятельством является то, что гистрихосферы не встречаются в широко распространенных на Урале верхнетриасовых и юрских угленосных отложениях, они присутствуют лишь в ниже- среднетриасовых осадках, обладающих повышенной карбонатностью и нефте-

носностью. За рубежом они известны только из морских и лагунных (?) отложений. Находка гистрихосфер в континентальных ранне-среднетриасовых отложениях Урала может служить поводом для поисков не выясненных связей района седиментации с морским бассейном или является указанием на характер бассейна седиментации, близкий к мелким эпиконтинентальным морям.

ТАБЛИЦА I



Акритархи бичурской свиты Анохинского грабена. Фиг. I-II-из отложений ветлужского яруса, фиг. I2-I9 из осадков Баскунчавского яруса. Фиг. I, 2 - *Veryhachium breve* Jekhowsky. - *V. nasicum* (Stockmans et Williere) Schaarschmidt. - *V. dualispinum* Wall comb. nov. - *V. cf. cylindricum* Schaarschmidt. - *Metaleiiofusa bispinosa* Schön comb. nov. - *Veryhachium* sp. - *V. irregulare* Jekhowsky. *Leiosphaeridia* Eisenack. - *V. quadbatum* Schaarschmidt. - *Michhystridium* cf. *albertensis* Staplin. - *Veryhachium quintagonale* nov. sp.



Акритархи анохинской свиты Анохинского грабена. Фиг. 1-13 - из осадков анизийского яруса, фиг. 14-20 - из пород ладинского яруса. Фиг. 1 - *Veryhachium trispinosoides* Jekhowsky. - *V. mucronatum* Stockmans et Williere. - *V. quadratum* Schaarschmidt. - *V. nasicum* Schaarschmidt comb. nov. - *V. sp.* - *V. cf. ramiculosum* Deflandre. - *Metaleiofusa compressa* Schön. - *Baltisphaeridium* sp. - *Veryhachium cylindricum* Schaarschmidt. - *V. pirula* Jekhowsky. - *Deunffia* (?) sp. - *V. subhexaedron* Jekhowsky. - *Micrhystridium* sp. - *M. breve* Jansonius. - *M. circulum* Schön. - *M. stellatum* Deflandre.

## Л и т е р а т у р а

- К а р а - М у р з а Э.Н. Верхнемеловые и триасовые *Huyschospheridae* Советской Арктики. - Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии НИИГА, вып. 4, Л., 1957.
- К у з и ч к и н а Ю.М. Растительность Средней Азии в триасе и юре по палеопалинологическим данным. - Материалы ко 2-ой международной палинологической конференции.

Л., 1966 (ВСЕГЕИ).

- Т у ж и к о в а В.И., Эдигер И.С. Триасовые гистрихосферы Урала и некоторые особенности их распределения в разрезе. Сборник по вопросам стратиграфии № 10. Свердловск, 1968.
- Ч а л ы ш е в В.И., В а р у х и н а Л.М. Биостратиграфия триаса Печорской области, "Наука", Л., 1966.
- Я р о ш е н к о О.П. Миоспоры в континентальных отложениях триаса Прикаспийской впадины и их значение для стратиграфии. Сов. геология, 1969, № 5.
- J a n s o n i u s S. Palynology of Permian and Triassic sediments. - Peace River area, Western Canada. Palaeontographica, 1962, Bd 110, Abt. B.
- J e k h o w s k y B. Sur quelques Hystriospheres permo-triassiques d'Europe et d'Afrique.- Revue Micropaleontologie, 1961, vol. 3, N 4.
- K l a u s W. Sporen der karnischen Stufe der ostalpinen Trias. - Jb. Geol. Bundesanstalt (Austria), 1960, Bd 5.
- M ä d l e r K. Die geologische Verbreitung von Sporen und Pollen in der Deutschen Trias. - Geol. Jb., 1964, Beiheft 65.
- S c h a a r s c h m i d t F. Sporen und Hystriosphæriden aus dem Zechstein von Büdingen in der Wetterau. - Palaeontographica, 1963, Abt. B 113 (1-4).
- S c h ö n M. Hystriosphærideen aus dem Mittleren Buntsandstein Thüringen. - Monatsber. Dtsch. Akad. Wiss., 1967, N. 9 (6-7).
- V i s s c h e r H., C o m m i s s a r i s A.L.T.M. Middle triassic Pollen and Spores from the Lower Maschelkalk of Winterswijk (The Netherlands). - Pollen et Spores, 1968, 10 (1).
- W a l l D. Microplankton and spores from the Lower Jurassic in Britain. - Micro - palaeontology, 1965, vol. 11(2).

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УРАЛА

В течение 1960-71 гг. группой геологов Уральского геологического управления (В.С. Верещагина, П.П.Генералов, Н.С.Глазырина, Ю.Б.Корнилов, В.А.Лидер, В.Н.Лукошков, В.М. Михайлов, И.В.Назаров, Е.С.Синицких, В.В.Стефановский, А.М.Сухоруков) изучено 3968 опорных разрезов плиоценовых и четвертичных отложений Урала, отдешифрированы имевшиеся аэрофотоматериалы, сделано 2800 минералого-петрографических, 2500 палинологических, 1300 микрофаунистических анализов, собрана масса зубов и костей из 70 местонахождений млекопитающих. Полученные данные позволили составить детальную схему стратиграфии четвертичных отложений и комплекс карт (поверхности в среднем и мелком масштабе, погоризонтных карт для верхнеплиоценового, миндаль-лихвинского, днепровского, микулинского, ханмейского и голоценового времени, литолого-палеогеографические карты для этих же временных отрезков, литолого-стратиграфических комплексов, мощностей, палеонтологических находок и опорных разрезов) Урала для территории от 52° до 64° с.ш. Существенным дополнением к картам являются частные и сводные геологические разрезы, таблицы минерального состава, сводные списки млекопитающих, остракод, моллюсков, фораминифер, карпологических остатков, спор и пыльцы.

В 1968-71 гг. под редакцией автора были сведены карты четвертичных отложений, составленные В.С.Зархидзе, В.К.Хлебниковым и Ю.Ф.Захаровым по Полярному Уралу, А.Д.Наумовым, Н.Н.Яхимовичем, Е.Д.Топаловым и А.А.Бобоедовой по Южному Уралу и прилегающим к нему территориям и составлена общеуральская карта.

В осадках четвертичной системы, охватывающей по продолжительности 0,5-1,0 млн. лет, на Урале выявлены почти все представители тираспольского, хазарского, ранней и поздней стадии верхнепалеолитического и современного фаунистического комплексов и доказана их приуроченность к определенным стратиграфическим горизонтам. На этом основании в единой стратиграфической шкале четвертичной системы Урала выделены миндельский, рисский, вюрмский и голоценовый ярусы. Рисский ярус, кроме того, разделен на доледниковый (лихвинский) горизонт, в осадках которого встречен хазарский комплекс фауны и ледниковый (среднеуральский) горизонт, включающий фауну ранней стадии верхнепалеолитического комплекса. Отложения вюрмского яруса охарактеризованы фауной поздней стадии верхнепалеолитического комплекса, но по комплексу методов четко разделяются на межледниковый (микулинский, казанцевский) и ледниковый - североуральский горизонты. Доказана возможность расчленения и картирования четвертичных отложений, как и осадков более древних систем, на биостратиграфической основе.

Схема стратиграфии четвертичных отложений Урала базируется на громадном палеонтологическом материале. Руководящие виды миндельского яруса - *Archidiakodon wüsti* M.Pavl.,

*Equus cf. plicidens*, *Elasmotherium* sp. - найдены в меридиональных депрессиях горной зоны (Коркинский карьер, район г.Нижнего Тагила, Южный Урал) и на водораздельной поверхности в Зауральской равнине (сел. Абалак на Иртыше, район г.Ирбита; Лидер, 1969) в аллювиальных песках, не имеющих связи с современной гидросетью. Миндельские озерные и аллювиальные отложения выделяются также по флоре и стратиграфическому положению в переуглубленных долинах Предуралья (Горецкий, 1964).

Фауна хазарского комплекса рисского яруса - *Mammuthus trogontherii* Pohl., *Equus chosaricus* W.Grom., *Bison priscus longicarnis* W.Grom. - встречена в осадках, формирующих четвертую надпойменную террасу в зонах относительных поднятий и погребенных под более молодыми отложениями в зонах опусканий. В Среднем и Южном Зауралье аллювий с фауной хазарского комплекса встречен и на междулучных поверхностях.

В тех случаях, когда в осадках, имеющих по стратиграфическому положению миндельский или лихвинский возраст, встречаются только плоды, семена, споры и пыльца, диатомовые водоросли или остракоды, не позволяющие уточнить геологический возраст отложений, последние выделены как миндель-лихвинские нерасчлененные. Обычно они залегают в депрессиях, погребены под более молодыми осадками, и поэтому в них до сих пор не обнаружены остатки млекопитающих.

Осадки с фауной ранней стадии верхнепалеолитического комплекса, выделенные в среднеуральский горизонт рисского яруса, слагают основную по объему часть четвертичного покрова. Они залегают в современных долинах, покрывают междуречья и имеют самый различный генезис. Особенно большую мощность и почти повсеместное распространение они имеют в раннеледниковой области. Фауна ранней стадии верхнепалеолитического комплекса — *Mammuthus primigenius* (Blum.) раннего типа, *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Bison priscus deminuthus* W.Grom., *Equus caballus* L. встречается в большом количестве особей и во всех структурно-фациальных зонах. Важное значение имеют находки Е.М.Тимофеевым лопатки мамонта (определение В.К.Верещагина) в флювиогляциальных песках среднеуральского горизонта по р.Печоре у сел.Бызовая, зубов мамонта в валунных суглинках Волчанского карьера и у подножия г.Кочканар (Лидер, 1969). Фауна верхнепалеолитического комплекса найдена также в осадках колтырминской свиты в низовьях Иртыша (Волкова, 1966). В силу этого стратиграфическое положение и возраст среднеуральского горизонта и его корреляция с верхней (ледниковой) частью рисского яруса не вызывает сомнения. В некоторых разрезах среднеуральского горизонта наблюдаются колебания в содержании пыльцы древесных и трав. Но увязать между собой даже соседние разрезы с целью выделения ледниковых и межледниковых (межстадиальных) горизонтов на широкой площади не удается.

Фауна поздней стадии верхнепалеолитического комплекса встречается на Урале повсеместно. Зональный вид этого комплекса — *Mammuthus primigenius* (Blum.) позднего типа найден в аллювии в черте г.Ивделя, по р.р. Комель, Косьва, Чусовая, Сылва, Тура, Шайтанка, Кирга, Увелька, Уй, Миасс и Тобол, а также в покровных суглинках полигенетического генезиса и озерных глинах. Поэтому выделение вюрмского яруса повсеместно палеонтологически вполне обоснованно. По остаткам семян и плодов, спорам и пыльце, гранулометрическому и минеральному составу, наличию погребенных почв и криотурбаций вюрмские отложения надежно разделяются на микулинский и североуральский горизонты. В отдельных случаях, особенно на севере и в горах с привлечением определений абсолютного возраста североуральский горизонт можно разделить на более дробные таксономические единицы. Но данным для этого мало, и поэтому корреляция более мелких подразделений на широких площадях встречается затруднения.

Голоценовые аллювиальные отложения, содержащие современный фаунистический комплекс, разделяются по геоморфологическому положению на нижний (высокая пойма) и верхний (низкая пойма) голоцен. По составу растительности в озерных и торфяно-болотных отложениях выделяется несколько фаз.

Анализ данных по геологии четвертичных отложений показывает, что Полярный, Северный и Южный Урал представляет собой область слабого молодого горообразования. Региональные поднятия сводового характера за четвертичный период определяются в 500 м для Приполярного Урала и порядка 200 м — для Южного Урала. В этих же районах выявлены участки локальных тектонических движений разной интенсивности. Основные фазы этих движений приурочены к миндель-лихвинскому, микулинскому и голоценовому времени. Амплитуды движений находятся в соответствии с продолжительностью тектонического этапа.

Выявлены средние содержания (кларки) минералов в четвертичных отложениях по структурно-фациальным, возрастным и фациально-климатическим группам. По мере удаления от источника сноса в осадках уменьшается содержание неустойчивых к выветриванию минералов (полевых шпатов, пироксенов, роговой обманки). В аллювии голоценового и вюрмского возраста, как правило, больше полевых шпатов и роговой обманки и, соответственно, меньше кварца, чем в аллювии рисского и миндельского ярусов. В осадках ледниковых эпох магнетит чаще всего преобладает над ильменитом. Результаты минералогического анализа в комплексе с другими методами позволяют уточнить генезис и возраст осадков.

## Номенклатура и возраст речных террас Урала

В Южном Предуралье и Зауралье закартированы большие площади озерных и озерно-аллювиальных отложений верхнеплиоценового - нижнеплейстоценового возраста. Таким же возрастом датируются морские отложения колвинской свиты в нижнем течении Печоры и полуйской свиты в нижнем течении Оби. По мнению большинства исследователей, этап нисходящего развития рельефа в верхнем плиоцене-нижнем плейстоцене завершился трансгрессией моря на севере и выходом аллювиальных и аллювиально-морских отложений на междуречья равнин Южного Урала. Это первый плювиальный этап на Урале.

В зонах устойчивых относительных тектонических поднятий, приуроченных к хребтам Среднего и Южного Урала, аллювиальные отложения миндель-лихвинского возраста формируют четвертую надпойменную террасу. Возраст маломощной пойменной покрывки этой террасы в горной части точно не установлен. В зонах относительных опусканий на прилегающих к Уралу равнинах миндель-лихвинские отложения погребены под пойменными и половодно-ледниковыми осадками среднеуральского горизонта. Они слагают четвертую надпойменную террасу. Но карты показывают, что они залегают и в мертвых долинах, не имеющих связи с современной гидросетью, и распространяются и на междуречье в перигляциальной зоне. Вероятнее всего, что нижнерисский аллювий в Зауралье не имеет связи с современной гидросетью.

К северу половодно-ледниковые отложения фациально переходят в ледниковые. Замещаются ли ледниковые отложения за полярным кругом морскими, как считают некоторые авторы, до сих пор не выяснено. Но второй флювиальный период, приуроченный к концу среднего плейстоцена (рисса), выделяется на картах четко.

Большинство геологов и геоморфологов выделяет в горной зоне по высоте над урезом воды четвертую и третью надпойменные цокольные террасы. Но отличий в геологическом строении этих террас нет. Они включают один и тот же комплекс фауны и геологически одновозрастны. Несомненно, что в лихвинское время базис эрозии занимал наиболее низкое положение, а врез долин был максимальным за всю историю четвертичного периода. В зонах относительных опусканий эти долины заполнены русловым аллювием лихвинского возраста и закрыты сверху более тонкими осадками среднеуральского возраста. В конце среднего плейстоцена базис эрозии занимал наиболее низкое положение, что привело к почти полной нивелировке долин.

Наиболее важным выводом из анализа этих материалов - выделение зон относительных поднятий и опусканий. В зонах поднятий на Среднем и Южном Урале речная сеть сохранилась, вероятно, с верхнего олигоцена. В зонах опусканий древняя речная сеть погребена под более молодыми осадками и совпадает с современной лишь на отдельных участках. В раннеледниковой и приледниковой областях Предуралья и Зауралья современная речная сеть золотилась в верхнем плейстоцене (вурме).

Третья фаза тектонических поднятий, приуроченная к микулинскому межледниковому горизонту вюрмского яруса, вызвала новое активное врезание долин. Но в зонах опусканий этот врез был на 10-20 м меньше вреза лихвинского времени. В ряде случаев наблюдается наложение микулинского руслового аллювия на лихвинский. В зонах опусканий (пос. Слудка на р. Каме, нижнее течение Тавды) вюрмский аллювий наложен даже на осадки среднеуральского горизонта среднего плейстоцена.

Наиболее высокое положение базиса эрозии в верхнем плейстоцене было в конце ханмейского времени. В результате ханмейские отложения повсеместно наложены на микулинские (казанцевские). Наиболее четко это наблюдается в разрезе второй надпойменной (камышловской) террасы, которая повсеместно сложена русловыми галечниками и песками с массой костей млекопитающих, флорой межледникового типа в основании и глинистыми песками, на равнинах - алевритами с бедными более холодными спектрами (Лазуков, 1970; Лидер, 1969; Яхимович, 1958) - в кровле. Присутствие в разрезе камышловской террасы межледниковых и ледниковых отложений выявляется и по минеральному составу осадков, наличию криотурбаций и непосредственным переходам аллювия в ханмейские морены в позднеледниковой области. Такого типа разрезы нижневюрмской террасы известны по всему Уралу, описаны автором по р. Печоре от верховий до устья р. Цильма, в бассейне Северной Сосьвы и по Оби у сел. Норы-Кары. Вероятно, они прослеживаются до 66<sup>0</sup> с.ш.

Озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения третьего (вюрмского) плейвального периода занимают большие площади в современных долинах, особенно в нижнем течении Печоры и Оби.

Южнее 62° с.ш. первая надпойменная (боровая) терраса сохранилась на небольших участках. Она сложена в основном песками и обычно не включает костей млекопитающих. Мало в ней и других палеонтологических остатков. Возраст ее определяется верхним подъярусом вюрмского яруса по геоморфологическому положению между палеонтологически датированными осадками нижнего вюрма и голоцена. Севернее 62° с.ш. первая надпойменная (боровая) терраса также развита. Но в бассейнах нижнего течения Печоры и Оби между палеонтологически датированными аллювиальными отложениями нижнего вюрма (камышловской террасы) и голоцена (пойменными террасами) выделяется не один, а 2-3 террасовых уровня. Некоторые из них несомненно эрозионные, и поэтому возрастные взаимоотношения между ними не ясны.

Современная речная сеть Урала и прилегающих к нему равнин состоит из разновозрастных фрагментов. В областях устойчивых поднятий она сохранилась с верхнего олигоцена. Поэтому здесь наблюдается нормальная лестница террас, но самостоятельность верхнерисской (исетской) террасы ставится под сомнение. В зонах опусканий развиты только вюрмские и голоценовые террасы.

Если проанализировать сводные разрезы антропогенных отложений Урала, то в них четко прослеживается серия погребенных рельефов. Выявляется следующая последовательность событий. Докинельский размыв, заполнение долин осадками, образование "глыбового горизонта" среди красноцветов Урала (гюнц?) морские трансгрессии на севере, разливы озер и рек на Южном Урале. Интенсивное врезание долин в миндель-лихвинское время, рисское оледенение, резкое повышение базиса эрозии и разливы озер и рек в конце рисса на Северном и Среднем Урале, возможно, морские трансгрессии на севере. Новое врезание долин в микулинское время на Урале, формирование современной гидросети в Предуралье и Зауралье, оледенение Полярного и Северного Урала в ханмейское время, перекрытие микулинского аллювия более тонкими осадками, вследствие нового повышения базиса эрозии. Получается, что межледниковые эпохи отделены от ледниковых периодами нисходящего развития рельефа, которые завершались трансгрессиями морей, разливами озер и рек, т.е. плейвальными эпохами. Осадки плейвальных эпох обычно не содержат остатков млекопитающих, а по другим палеонтологическим данным они трактуются как холодные и влажные межледниковья. Необходимо продолжить сбор материалов и их анализ с целью выделения в схемах стратиграфии, наряду с межледниковыми и ледниковыми эпохами, также плейвальных эпох.

Закономерности размещения полезных ископаемых в отложениях четвертичного возраста на данном этапе исследований могут быть сформулированы в самом общем виде.

На Урале в четвертичных отложениях имеются россыпи золота, платины и алмазов. Богатство россыпи и ее площадное распространение зависят в первую очередь от масштабов коренных источников и условий формирования. Среди аллювиальных отложений наиболее перспективны русловые галечники и пески лихвинского, микулинского и голоценового возраста. Покровное оледенение уничтожило значительную часть россыпей. Поэтому в раннеледниковой области промышленные россыпи следует искать в доледниковых и послеледниковых отложениях.

В ледниковой зоне имеются огромные запасы галечно-гравийных и гравийно-песчаных смесей, которые окаймляют широким поясом Урал. В центральных частях Печорской и Западно-Сибирской низменностей единственными источниками бутового и строительного камня являются ледниковые отложения. Но добыча камня рентабельна только в долинах после удаления текучими водами песчано-глинистого цемента. Огромные запасы кирпичных глин и глин грубой керамики сосредоточены в перигляциальной зоне. Это суглинки полигенетического происхождения на междуречьях и пойменные (перигляциальные) отложения в верхней части разреза верхнерисских и вюрмских террас.

В соответствии с рельефом и геологическим строением в долинах горной зоны выделяются зоны гравийно-галечных и песчано-гравийных смесей; в прилегающих низменностях, кроме того — **песчано-алеуритные**. В зависимости от высоты Урала зоны исторически смещались. В Зауралье наиболее широко (до Тюмени и восточнее) развилась зона песчано-гравийных смесей в миндельское время. Во внеледниковых областях равнин их запасы следует искать среди миндельских отложений. В горной зоне, на пенеплене и прилегающих частях равнин наибо-

лее крупные запасы галечниково-гравийно-песчаных смесей и связанных с ними россыпей расположены в зонах относительных опусканий, где происходит наложение (констративная фаза) аллювия разного возраста.

На Урале и в прилегающих равнинах имеются огромные запасы торфа. Торфяники занимают большие площади в зоне вечной мерзлоты и в депрессиях области избыточного увлажнения (примерно до 57° с.ш. на юге). В южной части лесной зоны и зоне лесостепей, где происходит интенсивное испарение, в закисных условиях накапливаются озерно-болотные мергели, аггруды и сапропели. Очень много полезных ископаемых имеется в осадках голоценового возраста, которые отличаются доступностью, простотой и дешевизной **эксплуатации**.

Значение четвертичного покрова не определяется только полезными ископаемыми. Неизмеримо больше его роль как субстрата, на котором развивается цивилизация.

#### Л и т е р а т у р а

- В о л к о в а В.С. Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Новосибирск, "Наука", 1966.
- Г о р е ц к и й Г.И. Аллювий великих антропогенных пререк Русской равнины. М., "Наука", 1964.
- Л а з у к о в Г.И. Антропоген северной половины Западной Сибири. Изд-во МГУ, 1970.
- Л и д е р В.Б. Четвертичная система (Урала). - Геология СССР, т.12, ч.1, кн.1. М., "Недра", 1969.
- Я х и м о в и ч В.Л. Четвертичные отложения низких террас рек Башкирского Предуралья (стратиграфия). - Кайнозой Башкирского Предуралья, т.2, ч.1. Уфа, 1958.

## С о д е р ж а н и е

	<u>Стр.</u>
С.Н. И в а н о в. Развитие идей А.Н.Заварицкого о происхождении и условиях образования колчеданных месторождений (тезисы доклада) . . . . .	3
А.А. М а р а к у ш е в. К термодинамике кислот и оснований . . . . .	4
Т.Н. Ш а д л у н. Метаморфические текстуры и структуры руд месторождений колчеданной и близких к ней формаций . . . . .	17
П.Я. Я р о ш. Распределение наложенного урана в рудах колчеданных месторождений Урала . . . . .	22
В.М. Н е ч е у х и н. Метаморфизм вулканогенных комплексов разных геоструктурных зон и его соотношение с процессами рудообразования . . . . .	27
В.С. Д о м а р е в, О.К.К с е н о ф о н т о в, А.Н. У с п е н с к и й. Метасоматиты и генезис магнетитовых месторождений Тургая . . . . .	33
Д.С.Ш т е й н б е р г. Развитие идей А.Н.Заварицкого в области петрологии . . . . .	38
Г.Б. Ф е р ш т а т е р. Строение и генезис габбро-гранитных массивов Магнитогорского комплекса . . . . .	47
С.В. М о с к а л е в а. Проблема гипербазитов . . . . .	53
Ю.А. В о л ч е н к о. Этапность формирования Гусевогорского габбро-пироксенитового массива (Средний Урал) и поведение платиноидов и золота в ходе этого процесса . . . . .	64
В.Я. Л е в и н. Проблемы происхождения нефелиновых сиенитов Урала . . . . .	69
А.А. П р о н и н. К проблеме взаимосвязи вулканизма и тектоногенеза (один из аспектов возможной взаимосвязи наземного вулканизма и деформаций земной коры)	77
Г.Ф. Ч е р в я к о в с к и й. Позднеорогенный раннеплатформенный вулканизм Уральской среднепалеозойской геосинклинали . . . . .	83
Н.Ф. М а м а е в, И.В. Ч е р м е н и н о в а. К проблеме кембрия на Урале . . . . .	86
Н.П. М а л а х о в а. Карбон магнитогорского синклиория . . . . .	90
В.И. Т у ж и к о в а. К изучению триасовой системы Урала . . . . .	95
В.А. Л и д е р. Новые данные по геологии четвертичных отложений Урала . . . . .	102

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ,  
ПЕТРОЛОГИИ, РУДОГЕНЕЗА  
Чтения имени А.Н. Заварицкого  
1971

Свердловск, К-49,  
Первомайская, 91  
РИСО УНЦ АН СССР

НС 11037 16/П-1972 г.  
ФОРМАТ 60x84 1/8

ТИРАЖ 500 ЗАКАЗ 346 ОБЪЕМ 13,0 ПЕЧ.Л.  
ЦЕНА 90 КОП.

ЦЕХ № 4 ОБЪЕДИНЕНИЯ "ПОЛИГРАФИСТ".  
СВЕРДЛОВСК, УНИВЕРСИТЕТСКАЯ ПЛ., 9

71