

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

6

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1968

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 г.

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

МОСКВА

№ 6, 1968 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Я. Б. Смирнов. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии	3
Д. К. Зегебарт. Некоторые особенности строения платформ и обрамляющих складчатых структур, явившиеся следствием ротационного режима Земли	26
Ю. Н. Гамалея. Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии	34
П. К. Куликов. Механизм образования каледонской складчатости Западного Саяна	46
Б. Э. Хесин. Геофизическая характеристика тектоно-магматических зон Азербайджана	61
Б. С. Романов, А. Ю. Юнов. Тектоника Северного Каспия по данным морских геофизических исследований	70
Г. И. Князев. Тектонические структуры и рудная зональность	77
Ф. Я. Корытов. Зоны мезозойских разломов Забайкалья и их роль в размещении флюоритового оруденения	92

Краткие сообщения

Н. М. Руховец. К вопросу о характере глубинных процессов, вызывающих тектонические движения земной коры	100
В. В. Жуков. Некоторые особенности дизъюнктивной и соляной тектоники Припятской впадины	105

Критика и дискуссии

И. Ю. Лапкин, Э. В. Томашунас. Некоторые вопросы тектоники юга Европейской части СССР (ответ Е. Е. Вороному)	110
---	-----

Хроника

Сессия рабочей группы редакционных комитетов международных тектонических карт Европы и Мира, посвященная строению Альпийского складчатого пояса Ближнего и Среднего Востока (Баку, 2—11 апреля 1968 г.)	113
Годовой указатель	117

GEOTECTONICS

NOVEMBER — DECEMBER

MOSCOW

№ 6, 1968

CONTENTS

Ya. B. Smirnov. The relation of the thermal field to the structure and evolution of the Earth's crust and upper mantle	3
D. K. Zegebart. Some features of the structure of platforms and fringing fold structures generated by the Earth's rotational regime	26
Yu. N. Gamaleya. A formational analysis and Precambrian history of the south-eastern Siberian platform	34
P. K. Kulikov. The mechanism of calegonian folds formation in the western Sajanskiy range	46
B. E. Khesin. The geophysics of tectonic-igneous activity zones of Azerbaijan	61
B. S. Romanov and A. Yu. Yunov. The tectonics of the Northern Caspian Sea according to marine geophysical evidence	70
G. I. Knyazev. Structural features and ore zoning	77
F. Ya. Korytov. Transbaikalian Mesozoic fault-zones and their role in localising fluorite mineralisation	92

Short Communications

N. M. Rukhovests. On the problem of deep subsurface processes causing tectonic movements in platforms	100
V. V. Zhukov. Some features of disjunctive and salt tectonics within the Pripyat' depression	105

Critique and Discussion

I. Yu. Lapkin and E. V. Tomashunas. Some problems concerning the tectonics of southern European USSR	110
---	-----

Current Events

A session of the Executive Group of the Editorial Committees for the Tectonic Maps of Europe and the World dedicated to the structure of the Alpine orogenic belt in the Middle East (Baku, April 2—11, 1968)	113
Annual Index	117

УДК 550.3+550.361.2+550.551.24

Я. Б. С МИРНОВ

СВЯЗЬ ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ СО СТРОЕНИЕМ И РАЗВИТИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Описано тепловое поле в тектонических структурах континентов, океанов и переходных зон. Анализируются его связи со строением и возрастом земной коры, гравитационными и магнитными аномалиями, градиентами вертикальных тектонических движений, сейсмичностью и вулканизмом и подчеркивается генетическая связь между всеми этими параметрами. На основании оценки распределения температур в различно построенных областях Земли рассматривается природа аномальных геофизических и геологических параметров в тектонически активных поясах. С энергетических позиций обсуждаются возможные механизмы развития земной коры и верхней мантии.

Проблема исследования теплового поля Земли имеет особенно большое значение при изучении строения и развития земной коры и верхней мантии, а также планеты в целом. И это понятно, поскольку внутриземное тепло является основным источником энергии глубинных процессов, проявляющихся в дифференциальных движениях земной коры, магматизме, метаморфизме, сейсмической активности и других явлениях. Кроме того, тепловое поле в значительной степени ответственно и за изменение физических и химических свойств природных систем, и за возможность реализации в них тех или иных фазовых переходов.

В статье рассматриваются результаты исследований земного теплового поля, полученные в Лаборатории геотермии Геологического института АН СССР. Они касаются в основном трех вопросов: закономерностей пространственного распределения теплового потока, связи теплового поля с другими геологическими и геофизическими параметрами и оценки распределения глубинных температур в тектоносфере.

Закономерности пространственного распределения теплового поля изучались на основании анализа около 2000 измерений глубинного теплового потока по земному шару, а также на основании исследований геотемпературного поля на территории СССР. Результаты этих исследований приведены в табл. 1, показывающей величины теплового потока для основных тектонических структур Земли и величины отклонений от них в конкретных однородных выборках. Распределение величины теплового потока в большинстве однородных выборочных множеств не противоречит нормальному закону

$$f(x) = (2\pi\sigma^2)^{-1/2} \exp\left\{-\frac{(x-a)^2}{2\sigma^2}\right\}; \quad -\infty < x < \infty$$

в принятых доверительных интервалах, что позволяет во всех этих случаях рассчитывать вероятность получения того или другого значения теплового потока. Например, при проведении 100 независимых измерений в тектонически стабильных структурах щитов примерно 67 из них будет расположено в интервале от 0,75 до 1,05 $\mu\text{кал}/\text{см}^2\text{сек}$, 28 — в интервалах 0,60—0,75 и 1,05—1,20 $\mu\text{кал}/\text{см}^2\text{сек}$ и лишь 5 измерений могут дать значения менее 0,60 и более 1,20 $\mu\text{кал}/\text{см}^2\text{сек}$. Сравнение полученных зако-

Глубинный тепловой поток в различных тектонических структурах Земли

Тектонические области	n	\bar{q}	σ
1	2	3	4
Области с земной корой континентального типа			
<i>Области докембрийской складчатости</i>	202	0,95	0,17
Щиты	93	0,90	0,15
Балтийский	14	0,86	0,07
Украинский	7	0,77	0,15
Африканский	9	0,97	0,20
Индийский	1	0,66	—
Австралийский	15	0,98	0,15
Канадский (наземные определения)	24	0,91	0,15
Великие озера	>20	0,80	—
Шельф Северного Ледовитого океана	3	0,84	—
Плиты	109	1,00	0,18
Сибирская	8	0,97	0,15
Северо-Американская	10	1,15	0,20
Пермская синеклиза	21	1,12	0,10
Индийская	2	1,05	—
Восточно-Европейская	68	1,00	0,18
Прикаспийская синеклиза	3	1,14	—
Московская синеклиза	1	0,98	—
Волго-Уральская антеклиза	15	0,94	0,16
в том числе Ромашкинское поднятие	12	0,96	0,16
Воронежская антеклиза	26	1,07	0,19
Жигулевские и Доно-Медведицкие дислокации	16	1,16 ^a	0,22
Днепрово-Донецкий прогиб	14	1,25	—
Ростовский выступ Русской платформы	3	1,05	—
<i>Области байкальской складчатости</i>	—	1,10	—
<i>Области каледонской складчатости</i>	17	1,12	0,28
Каледониды Англии	7	1,09	0,33
» Канады	2	1,38	—
» Средней Азии	3	1,17	0,09
» Минусинской впадины	5	1,16	0,17
<i>Области герцинской складчатости</i>	131	1,25	0,26
Аппалачская система	15	1,16	0,18
Австралийские Кордильеры	8	1,20	0,20
Капская система	4	1,33	0,11
Герциниды Англии	6	1,28	0,48
» Центральной Европы	26	1,35	0,28
Антиклинальные поднятия полеозойского бассейна Чехословакии	14	1,46 ^a	0,15
Скифская плита	—	—	—
Терско-Кумская и Азово-Кубанская впадины	11	1,28	0,18
Прикумская зона поднятий	31	1,52 ^a	0,18
Каневско-Березанская зона поднятий	3	1,53 ^a	0,20
Степной Крым	—	1,35	—
Тархангутская зона поднятий	—	1,60 ^a	—
Западно-Сибирская плита	—	1,25	—
Юго-западный регион	—	1,2=1,5	—
Северо-восточный регион	—	1,0=1,3	—
Березовская зона поднятий	—	1,60 ^a	—
Туранская плита	—	1,30	—
Дарвазинское поднятие	—	1,60 ^a	—
Уральская складчатая система	2	1,40	—
Предуральский краевой прогиб	1	1,26	—
Донбасс	12	1,25	0,35
<i>Области мезозойской складчатости и активизированные в мезозое и раннем кайнозое (общая совокупность)</i>	19	1,55	0,30
Канадский краевой прогиб и мезозонды Северной Америки	5	1,47	0,32
Предверхоанский прогиб	—	1,40	—
Массив Драконовых гор	3	1,40	—

Таблица 1 (продолжение)

Тектонические области	n	\bar{q}	σ
1	2	3	4
Камбейская депрессия и система Аравалли Области кайнозойской складчатости и кайнозойского эпиплатформенного орогенеза Миогеосинклинальные зоны	3	1,76	—
Краевые прогибы и межгорные впадины	68	0,95	0,25
Краевые прогибы	57	0,90	0,25
Мессопотамский	18	0,87	0,18
Индо-Кубанский	8	1,20 ^б	0,16
Предкарпатский	6	0,80	0,25
Внутренняя часть прогиба и флишевая зона	4	1,41 ^б	—
Терско-Каспийский	11	0,95	0,16
Терская и Сунженская антиклинальные зоны	10	1,25 ^а	0,18
Предкопетдагский	—	0,7=1,1	—
Межгорные и неотектонические впадины	23	1,05	0,25
Рионская и Куринская	10	1,00	0,30
Соляная долина (США)	1	0,70	—
Венский бассейн	—	1,10	—
Западно-Туркменская	—	1,00	—
Ферганская	5	0,80=1,20	—
Иссык-Кульская	2	1,20	—
Алмаатинская	2	1,10	—
Фрунзенская	2	1,15	—
Приташкентская	1	1,00	—
Горно-складчатые сооружения	28	1,75	0,25
Мегантиклинорий Большого Кавказа	12	1,85	0,65
» Крыма	1	1,60	—
» Карпат	8	1,65	0,30
» Альп	7	1,87	0,14
Области кайнозойского эпиплатформенного орогенеза	7	1,75	0,22
Южная часть массива Скалистых гор	3	1,71	—
Рейнский грабен	2	1,74	—
Центральный Французский массив	2	1,80	—
Тяньшанская и Алайская системы	—	1,60—2,00	—
Эвгеосинклинальные зоны			
Древние ядра	6	1,20—1,60	—
Вулканические провинции (общая совокупность)	110	2,20	0,30
Северная Америка	11	2,20	0,30
Малый Кавказ	1	2,60	—
Восточная Камчатка	2	2,4—2,6	—
Кавминводский выступ, районы Казбека и Эльбруса	4	2,22	0,80
Венгерская впадина и Закарпатский прогиб	10	2,47	0,37
Вулканические провинции в активизированных областях			
Центральная Европа	15	2,20	0,32
Южная Австралия	12	2,10	0,35
Ставропольское поднятие	31	2,05 ^в	0,34
Рифтовые зоны материков			
Байкальская	11	2,40	0,34
Восточно-Африканская (Ньяса)	20	1,00	—
Области с земной корой переходного типа			
Островные дуги. Надводные части Миогеосинклинальные зоны			
Межгорные впадины (Канто, Хонсю)	4	0,74	0,15
Позднекайнозойские складчатые области	8	1,17	0,37
Зоны Накамура (Хонсю) и Исикари (Хоккайдо)	5	1,20	0,37
Восточно-Сахалинский синклиниорий	2	1,08	—
Западно-Камчатский синклиниорий	1	1,05	—

Таблица 1 (Продолжение)

Тектонические области	n	\bar{q}	σ
1	2	3	4
Раннекайнозойские и мезозойские складчатые сооружения. Зоны Симанту и Титибу (Хонсю)	8	1,68	0,24
<i>Эвгеосинклинальные зоны</i>			
Зоны Синдзи и Уэцу, Фосса Магна (Хонсю)	11	2,18	0,51
Северо-Восточное Хоккайдо	6	1,16	0,13
Стабильные палеозойские Ядра (Южное Хонсю)			
<i>Внешние области континентов и островных дуг (преимущественно докайнозойского возраста), примыкающие к желобам</i>	11	0,80 ^F	0,20
Массивы Абукума и Китаками (Хонсю)	3	0,79	0,32
Континентальный склон у желоба Пуэрто-Рико	1	0,60	—
Выходы гранитоидов Чилийских Анд	7	0,85	—
<i>Островные дуги. Подводные части</i>	82	2,00	0,57
Подводные области Японской островной дуги	32	2,06	0,60
Курило-Камчатская дуга	3	2,20	—
Банка Ямато-Таи	15	1,81/2,20 ^D	0,40
Идзу-Бонинская дуга	6	2,20	—
Дуги Новогвинейско-Новозеландской тектонической провинции	25	2,10	—
Новые Гебриды-Фиджи	10	2,41	0,89
Зондская дуга	6	2,30	—
Дуги Больших и Малых Антилл	6	1,50	—
<i>Подводные области кайнозойских геосинклиналей континентов</i>	123	2,05	0,82
<i>Абиссальные плато, примыкающие к подводным областям кайнозойской складчатости Северной Америки</i>	8	0,85	0,50
<i>Активные глубинные разломы</i>	18	3,00	1,20
<i>Краевые океанические желоба</i>	53	0,84	0,53
Курило-Камчатский желоб	8	0,80	0,27
Японский желоб	9	1,03	0,34
Желоб Рюкю	5	0,67	0,18
Идзу-Бонинский желоб	—	0,6=0,8	—
Марианский желоб	5	0,56	0,25
Желоба Новогвинейско-Новозеландской тектонической провинции		0,6=0,8	—
Центрально-Американский желоб	2	0,62	—
Перуанско-Чилийский желоб	7	0,65	0,44
Желоб Пуэрто-Рико	3	0,93	—
Яванский желоб	5	1,12	0,70
Участок желоба у Суматры	20	1,23	0,88
<i>Геосинклинальные впадины окраинных и внутренних морей</i>			
С многогеосинклинальным режимом	45	1,00	0,26
Берингово море	5	1,06	0,15
Охотское море	—	0,8=1,2	—
Моря Новогвинейско-Новозеландской тектонической провинции	10	0,93	0,30
Средиземное море	6	1,08	0,26
Черное море	7	0,93	0,23
Каспийское море (южная часть)	—	0,8=1,2	—
Карибское море и Мексиканский залив	12	1,09	0,27
Впадина Эллис	5	0,79	0,18
С эвгеосинклинальным режимом	75	2,16	0,34
Японское море	75	2,16	0,34
Южный участок Охотского моря		2,2=2,5	—
Андаманское море	4	2,62	—
<i>Краевые валы</i>	55	1,54	0,80
Тихий океан	8	1,45	0,65
Атлантический океан	8	1,43	0,50
Индийский океан	2	1,75	—
Вал у Яванского желоба	37	1,57	0,87

Таблица 1 (Продолжение)

Тектонические области	n	\bar{q}	σ
1	2	3	4
Области с земной корой океанического типа			
<i>Океанические впадины (плиты)</i>	371	1,10	0,34
Тихий океан	139	1,07	0,44
Северная часть Тихого океана	—	1,11	—
Атлантический океан	155	1,12	0,22
Северо-Американская впадина	71	1,14	0,14
Западно-Европейская и Иберийская впадины	17	1,06	0,20
Канарская впадина	25	1,11	0,18
Впадина Зеленого мыса	7	1,14	0,25
Бразильская впадина	14	1,13	0,22
Ангольская впадина	9	1,18	0,20
Капская впадина	12	1,12	0,26
Индийский океан	77	1,17	0,26
Сомалийская впадина	26	1,18	0,25
Амирантская впадина	7	1,14	0,30
Аравийская впадина	1	0,80	—
Западно-Австралийская впадина	25	1,18	0,26
Северо-Австралийская впадина	11	1,04	0,14
Мозамбикская впадина	4	1,08	—
Южно-Австралийская впадина	3	1,07	—
<i>Активизированные участки океанических впадин</i>			
Район Гвинейского залива	22	1,45	0,36
Район Сейшельских островов	14	1,78	0,65
Мадагаскарская впадина	17	1,60	0,60
<i>Срединно-океанические хребты (общая совокупность)</i>			
Тихий океан	143	2,28 ^e	—
Атлантический океан	117	1,53 ^e	—
Индийский океан	129	1,50 ^e	—
<i>Рифтовые зоны (нерасчлененные)</i>	101	3,70	2,15
Тихий океан	48	3,85	—
Атлантический океан	21	3,83	—
Индийский океан	32	3,25	—
<i>Рифтовые долины</i>	28	1,40	0,65
Тихий океан	14	1,70	0,70
Атлантический океан	6	1,25	0,69
Индийский океан	8	1,05	0,31
<i>Рифтовые горные гряды</i>	72	4,50	1,67
Тихий океан	34	4,75	1,73
Атлантический океан	15	4,85	1,95
Индийский океан	24	4,10	1,19
<i>Склоновые части хребтов</i>	257	1,20	0,78
Тихий океан	95	1,50	0,79
Атлантический океан	96	1,03	0,69
Индийский океан	93	1,14	0,84
<i>Рифты</i>			
Аденского залива	8	3,96	—
Красного моря	7	3,05	—
Калифорнийского залива	6	3,60	—
<i>Сводовые поднятия, глыбовые хребты и валы</i>			
<i>Тектонически активные</i>	36	1,70	0,92
Тихий океан (Гавайи и др.)	17	1,60	0,80
Императорский хребет	—	1,50—1,90	—
Индийский океан	19	1,76	0,60
Восточно-Индийский хребет	7	1,66	0,60
Поднятия островов Кокосовых-Рождества	12	1,82	0,60
<i>Тектонически стабильные</i>	118	1,40	0,37
Тихий океан (Туамоту и др.)	33	1,10	—
Поднятия	18	1,42	0,30
Впадины	15	0,73	0,40
Индийский океан	21	1,42	0,30
Мозамбикский пролив и подводные плато у Юго-Восточной Африки	20	1,33	0,40
Лаккадивский хребет	15	1,50	0,32

Тектонические области	n	\bar{q}	σ
1	2	3	4
Атлантический океан	24	1,40	0,50
Хребет Китовый	15	1,52	0,54
Хребет Рио-Гранде	4	1,50	—
Северный Ледовитый океан, хребет Менделеева (Альфа)	20	1,28	0,25
<i>Зоны разломов</i>			
Асейсмические (Мендосино, Пайонир и др.)	43	1,20	0,63
Сейсмичные (Сала-и-Гомес)	4	3,65	—

Примечания: n — число определений; \bar{q} — среднее значение глубинного теплового потока в $\mu\text{кал}/\text{см}^2\text{сек}$; σ — стандартное отклонение. Прочерки обозначают отсутствие прямых измерений теплового потока; в этом случае средние по континентальным зонам представляют оценки по равновесным градиентам и теплопроводности основных формационных комплексов; в океанических зонах — авторскую оценку глубинного теплового потока.

а — локальные нарушения фона структурой антиклинальных поднятий; б — повышение потока тепла в зоне сочленения краевых прогибов с мегаантиклинориями; в — глубинная аномалия, связанная с высокотемпературной зоной в верхней мантии; г — выделение этой зоны отражает закономерное смещение зоны низкого теплового потока относительно осей желобов в сторону континентов и островных дуг; д — искажение теплового поля (фон $2,20 \mu\text{кал}/\text{см}^2\text{сек}$) глубинной структурой банки Ямато.

е — формальные средние. Общие потери тепла через всю площадь срединных хребтов составляют ($\mu\text{кал}/\text{см}^2\text{сек}$): для Тихоокеанского — $1,60 \pm 10\%$, для Атлантического — $1,30 \pm 10\%$, для Индийских — $1,30 \pm 10\%$.

В основу тектонического районирования были положены обобщающие исследования советских и зарубежных ученых (Кропоткин и Шахварстова, 1965; Милановский и Хаин, 1964; Муратов, 1964; Пейве, 1962; Яншин, 1965; Heezen and Ewing, 1963; Menard, 1964; тектонические и геологические карты Европы, Евразии, Мира и континентов и другие исследования).

нов распределения методом определения сходства или различия средних по критерию t Стьюдента

$$t = (\bar{x}_1 - \bar{x}_2) \frac{\{n_1 n_2 / (n_1 + n_2)\}^{-1/2}}{\{(n_1 - 1) S_1^2 + (n_2 - 1) S_2^2 / (n_1 + n_2 - 2)\}^{1/2}},$$

а также дисперсионного отношения F Фишера,

$$F = s_1^2 / s_2^2 \text{ при } s_1 > s_2,$$

позволяет выяснить энергетическое тождество или различие определенных зон Земли. В частности, все докембрийские щиты независимо от их структурно-тектонических особенностей имеют один и тот же тепловой режим и характеризуются величиной глубинного теплового потока, равной $0,90 \pm 10\% \mu\text{кал}/\text{см}^2\text{сек}$. Наблюдающиеся различия по конкретным щитам находятся в пределах точности измерений теплового потока и объясняются случайными факторами. Точно так же, случайными являются расхождения по большинству конкретных структур, объединенных в тот или иной общий тектонический тип.

Для оценки соответствия полученных средних значений истинному потоку тепла различных областей Земли нами были проанализированы возможные факторы, искажающие тепловое поле. Все эти факторы вызывают наибольшие искажения теплового поля в приповерхностных условиях и могут быть разбиты на 4 группы. К первой из них принадлежат факторы, вызывающие периодические, постепенные или резкие изменения начальных температурных условий. Это климатические вариации с различным периодом колебаний, геологические процессы седиментации, эрозии, образования оползней и суспензионных потоков, а также придонная конвекция. Ко второй группе принадлежат факторы, связанные с переносом тепла. Таковы свободная и вынужденная кон-

векция теплоносителей, движение вод по водоносным горизонтам, выдавливание воды при гравитационном уплотнении осадков, перенос тепла глубинными флюидами и магмой и т. п. К третьей группе относятся процессы, сопровождающиеся поглощением или генерацией тепла, например: различные геохимические и биохимические реакции, тепло трения, сжатия и других физических и химических процессов. Наконец, последняя группа включает искажения теплового поля, вызванные резкой сменой и анизотропией теплопроводности пород (влияние литологии и структур) и формой поверхности среды, отдающей тепло (влияние рельефа). Подавляющее большинство этих факторов с равной вероятностью вызывает отклонения в ту или другую сторону относительно истинного значения теплового потока и, кроме того, величины таких отклонений невелики. Поскольку пункты определений теплового потока расположены случайно и независимо по отношению к искажающим факторам, то и отклонения полученных средних величин от истинных будут случайными в объеме достаточно представительной выборки. Случайны отклонения, вызванные неточностями экспериментального определения геометрического градиента и теплопроводности пород. Следовательно, можно сделать вывод о том, что средние величины теплового потока в однородных выборках не имеют систематической ошибки и характеризуют действительный поток тепла через различные области земной поверхности. Точность средних величин, представляющих глубинный тепловой поток, равна $\pm 10\%$ с вероятностью 99% (оценка по критерию t). Рассмотрим кратко два искажающих фактора, влиянию которых теоретически приписывается возможность постоянной систематической ошибки при измерении теплового потока. Это — движение подземных вод по водоносным горизонтам на суше (Люстих, 1956; Огильви, 1959; Макаренко, 1966 и др.), а также влияние придонной конвекции при океанических измерениях (Любимова, фон Герцен и Удинцев, 1966). Количественная оценка первого из них в фоновых условиях была получена нами на основании балансовых расчетов по модулям подземного стока в зоне активного водообмена (карта подземного стока, 1965).

Оказалось, что влияние движения подземных вод на тепловое поле существенно лишь в зоне активного водообмена (не более первых сотен метров), где оно может исказить действительные величины теплового потока в среднем на $\pm 25\%$ и в аномальных случаях — в несколько раз ниже. Ниже зоны активного водообмена, где обычно и производятся измерения теплового потока, влияние этого фактора в десятки и сотни раз ниже и не вносит систематических ошибок в измеренные величины. Конечно, аномальные случаи необходимо анализировать отдельно.

Выяснение возможного влияния придонной конвекции было проведено на основании выведения теоретической модели распределения вероятностей теплового потока при допущении, что конвекция осуществляется в масштабах, интенсивно искажающих тепловое поле. Это распределение сравнивалось с наблюдаемым фактически. Предположим, вслед за Е. А. Любимовой, Р. фон Герценом и Г. Б. Удинцевым (1966), что тепловой поток в интервале измерений градиента температуры вследствие придонной конвекции изменяется по закону

$$q = q_0 + A \exp\left(-\frac{2\pi z}{\lambda}\right) \sin\left(\frac{2\pi t}{P} - \frac{2\pi z}{\lambda}\right),$$

где q и q_0 — соответственно искаженный и истинный тепловой поток; A , λ и P — амплитуда, длина волны и период колебаний, t — время. Ясно, что при наличии колебаний температур в придонном слое тепловой поток будет изменяться с глубиной. Однако, как показали многочисленные измерения, тепловой поток в подавляющем большинстве случаев стабилен по глубине (в пределах точности измерений, см., например, Langseth, Le pichon, Ewing, 1966). Эти факты свидетельствуют о малом влия-

нии колебаний придонных температур на поверхностное тепловое поле в донных осадках. Допустим, конвекция повсеместно искажает тепловой поток (примем истинную его величину $1,12 \text{ мкал/см}^2\text{сек}$ и такую же амплитуду) и выясним, с какой вероятностью будут встречаться те или иные значения теплового потока. Теоретическая функция распределения вероятности в этом случае имеет вид:

$$W(q) = \frac{1}{2\pi} \arcsin \frac{q}{A} \rho.$$

Математическое ожидание (среднее значение) рассматриваемой функции равно q_0 , а стандартное отклонение составляет $\approx 0,6A$, (т. е. численные значения в случае конвекции будут равны $1,12 \text{ мкал/см}^2\text{сек}$ и стандартное отклонение $0,70$). Фактическое же распределение величин теплового потока, например, для глубоких впадин Атлантики, не противоречит нормальному закону с параметрами $\bar{q} = 1,12 \text{ мкал/см}^2\text{сек}$ и $\sigma = 0,22$, что не соответствует выведенной теоретической модели. Поэтому следует признать значительно меньшее влияние придонной конвекции на измеренные величины теплового потока. В общем, и движение воды по водонос-

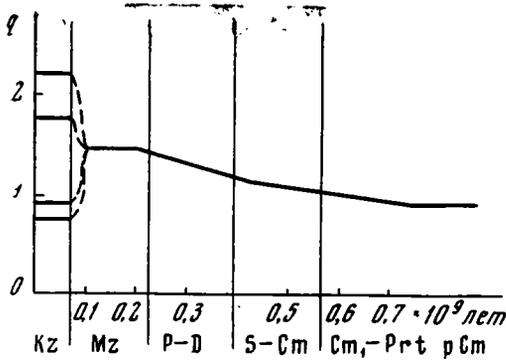


Рис. 1. Зависимость величин глубинного теплового потока от возраста тектогенеза

ным горизонтам, и придонная конвекция в каждом отдельном измерении могут дать ошибку, но не очень значительную. В однородной же совокупности величин теплового потока эти ошибки скомпенсированы, вследствие чего, как отмечалось выше, средние величины теплового потока свободны от систематической ошибки.

Данные, приведенные в табл. 1, свидетельствуют о том, что величины глубинного теплового потока различны в разных тектонических областях земной коры. В тектонически стабильных структурах континентов тепловой поток закономерно увеличивается соответственно возрасту тектонических структур — от древних к молодым (рис. 1). Это позволило сделать вывод о том, что тепловой поток отражает возраст консолидации и активизации коры, т. е. возраст геосинклинального процесса. Такая закономерность не наблюдается в областях различных фаз докембрийской складчатости; тепловой поток здесь выравнивается.

В тектонически активных поясах величины глубинного теплового потока резко дифференцированы по конкретным структурным элементам. Низкие его величины характерны для краевых прогибов и межгорных впадин альпийской фазы складчатости, высокие — для горно-складчатых сооружений миогеосинклинальных зон (таких, как мегаантиклинории Большого Кавказа, Карпат, Альп и т. д.) и для эвгеосинклинальных зон. Сходные соотношения характерны и для областей древних платформ, активизированных в кайнозой, и для областей с земной корой переходного типа. Это свидетельствует о больших масштабах перераспределения энергии в тектонически активных поясах и высоких горизонтальных градиентах температуры на значительных глубинах.

На океанических площадях нормальные величины теплового потока свойственны глубоким океаническим впадинам (плитам), повышенные — областям сводовых поднятий, глыбовых хребтов и краевых валов. На срединно-океанических хребтах тепловой поток также резко диф-

ференцирован — высокие его величины характерны для рифтовых горных гряд, пониженные и умеренно высокие — для склоновых частей хребта и рифтовых долин соответственно. Величины глубинного теплового потока достаточно специфичны и в зонах глубинных разломов.

Выявленные закономерности в распределении глубинного теплового потока дали возможность построить схематическую карту теплового поля Земли (Смирнов, 1967₁), выяснить средние потоки тепла для областей с земной корой континентального и океанического типов — $1,17$ и $1,19 \pm 10\%$ $\mu\text{кал}/\text{см}^2\text{сек}$, тектонически активных поясов — $1,60 \pm 20\%$ $\mu\text{кал}/\text{см}^2\text{сек}$ и для Земли в целом — $1,18 \pm 10$ $\mu\text{кал}/\text{см}^2\text{сек}$ и определить общие потери тепла Землей в современную эпоху — $(6,0 \pm 0,6) \cdot 10^{18}$ $\mu\text{кал}/\text{сек}$ или $(2,5 \pm 0,25) \cdot 10^{20}$ $\text{эрг}/\text{сек}$ (Смирнов, 1967₂). Вероятность того, что эти цифры находятся в указанных интервалах, равна 99%. Величины средних тепловых потоков для континентов, океанов и Земли в целом и величины общих теплопотерь Земли $1,5 \pm 10\%$ $\mu\text{кал}/\text{см}^2\text{сек}$, полученные в последнее время (Lee, 1963; Lee, MacDonald, 1963; Lee, Uyeda, 1965), нельзя признать правильными ввиду применения методов гармонического анализа к неоднородным и неравномерно расположенным данным. При исследовании методами гармонического анализа были получены также следующие средние цифры теплового потока для континентов и океанов: $1,43$ и $1,55$ $\mu\text{кал}/\text{см}^2\text{сек}$; арифметические средние $1,43$ и $1,65$ $\mu\text{кал}/\text{см}^2\text{сек}$ (Lee, 1963); $1,63$ и $1,46$ $\mu\text{кал}/\text{см}^2\text{сек}$; арифметические средние $1,48$ и $1,61$ $\mu\text{кал}/\text{см}^2\text{сек}$ (Lee, MacDonald, 1963) и $1,43$ и $1,60$ $\mu\text{кал}/\text{см}^2\text{сек}$ (арифметические средние, Lee, Uyeda, 1965) соответственно. Эти цифры находятся на грани случайного и закономерного расхождения, т. е. по существу опровергают представление о тождестве средних континентальных и океанических тепловых потоков. Напомним, что заключение о равенстве средних тепловых потоков на океанах и континентах возникло после измерений теплового потока Ревеллом и Максвеллом (Revelle, Maxwell, 1952) в Тихом океане (6 значений) и Буллардом (Bullard, 1954₁) в Атлантике (5 значений). Лишь в силу стечения случайных обстоятельств средние величины теплового потока на океанах и континентах оказались весьма близкими. Полученные же методом вычисления средневзвешенного, учитывающим различную энергетику конкретных структурных элементов Земли, средние значения тепловых потоков для областей с земной корой континентального и океанического типа получились соответственно равными $1,17$ и $1,19$ $\mu\text{кал}/\text{см}^2\text{сек}$ с точностью $\pm 10\%$ (принятая точность измерений). С вероятностью 99% эти величины можно считать тождественными (Смирнов, 1966, 1967₂).

На основании имеющихся измерений теплового потока предпринимались попытки увязать тепловое поле с другими геологическими и геофизическими параметрами. Например, было получено заключение об отсутствии прямой связи теплового поля с характером рельефа поверхности (Scheffer, 1965) и о наличии связи теплового поля с гравитационными аномалиями (Wang-Chi-Y, 1964, Lee, MacDonald, 1963; Lee, Uyeda, 1965; и др.). Однако «блуждание» теплового максимума по земной поверхности при неизменном гравитационном максимуме ставило под сомнение наличие такой корреляции. Анализировались также возможные связи теплового поля с градиентами современных вертикальных тектонических движений (Lubimova, 1964).

Выявленные закономерности пространственного распределения глубинного теплового потока позволили рассмотреть его связи с геологическими и геофизическими параметрами для конкретных областей земной коры. Принципиальная схема таких взаимосвязей приведена на рис. 2, где каждой вертикальной колонке соответствует определенный тип тектонических структур. Колонки 1—9 характеризуют области с земной корой континентального типа, 10—14 — с корой переходного типа и 15—

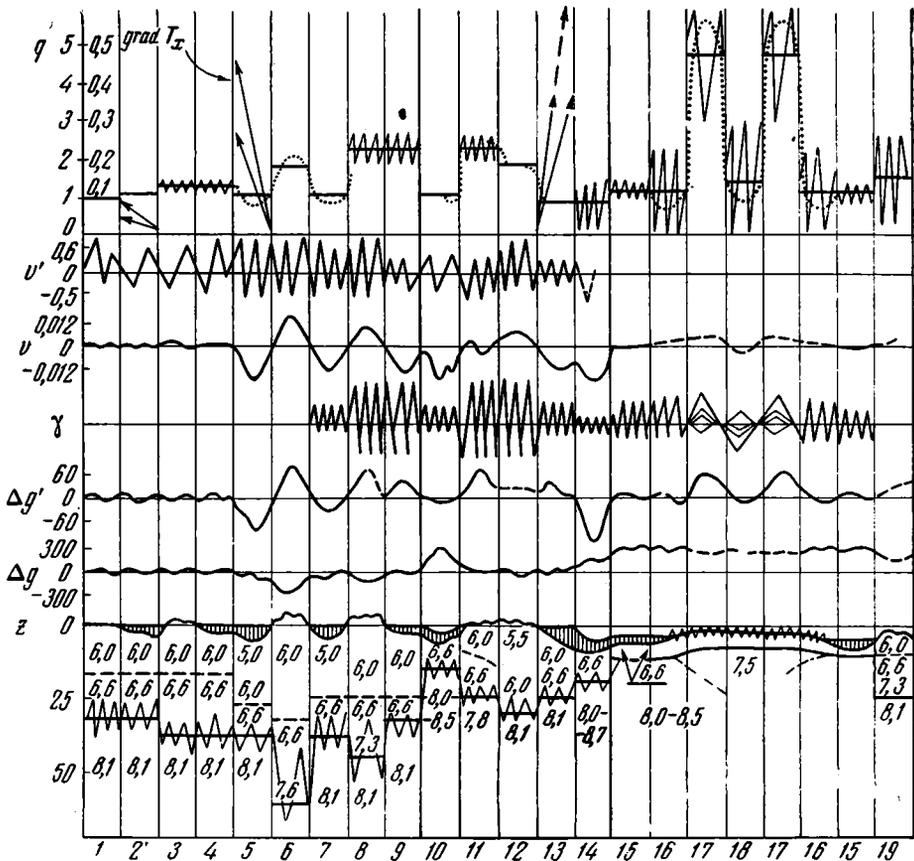


Рис. 2. Схема взаимосвязей глубинного теплового потока с геологическими и геофизическими параметрами

z — мощность земной коры, км; показаны: рельеф, мощность осадочного слоя, мощность консолидированной коры с наиболее типичными сейсмическими скоростями в «гранитном» и «базальтовом» слоях и в верхней мантии. Гармоники показывают характер вариаций параметров около средних значений; Δg — гравитационные аномалии в редукции Буге, мгл (по Гуарнио и Соловьевой, 1963 и др.); $\Delta g'$ — изостатические аномалии, мгл (по Артемьеву, 1966 и др.); γ — характер магнитных аномалий; v — средние скорости вертикальных тектонических движений за неоген-четвертичный период, см/год; v' — средние скорости современных вертикальных движений земной поверхности, см/год; q — величины глубинного теплового потока, $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \text{сек}$; $\text{grad } T_x$ — оценка горизонтальных градиентов температуры на глубинах 10–20 км, $^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$. Гармоники показывают пределы варьирования величин теплового потока около средних значений, точечные кривые — изменение теплового потока перпендикулярно простиранию конкретных структур.

Тектонические области: 1–9 — с земной корой континентального типа: 1–2 — области докембрийской складчатости: 1 — щиты, 2 — плиты; 3–4 — герциниды: 3 — выходы горно-складчатых сооружений, 4 — плиты; 5–9 — области кайнозойской складчатости: 5 — краевые прогибы, 6 — горно-складчатые сооружения многоэпизодных зон, 7 — межгорные впадины, 8 — эвгеосинклинальные зоны, 9 — межгорные впадины в эвгеосинклинальных зонах; 10–14 — с земной корой переходного типа: 10 — геосинклинальные впадины окраинных и внутренних морей; 11–13 — островные дуги: 11 — эвгеосинклинальные зоны, 12 — складчатые сооружения многоэпизодных зон, 13 — предгорные депрессии; 14 — краевые океанические желоба; 15–19 — с земной корой океанического типа: 15 — океанические впадины (плиты); 16–18 — срединно-океанические хребты: 16 — склоновые части, 17 — рифтовые горные гряды, 18 — рифтовые долины; 19 — глыбовые хребты и валы

19 — с корой океанического типа. В колснках показаны: типичный разрез земной коры со скоростями продольных волн в «гранитном» и «базальтовом» слоях и прилегающих частях верхней мантии; мощность осадочного слоя и характер рельефа консолидированной коры и земной поверхности. Гармоники, проведенные тонкими линиями, отражают варьирование параметров около средних значений. Над ними показаны аномалии гравитационного поля в редукции Буге и изостатические аномалии, характер магнитных аномалий, средние скорости вертикальных тектонических движений за неоген и четвертичный период, средние ско-

рости современных движений земной поверхности, величины глубинного теплового потока, а для некоторых структур — горизонтальные градиенты температуры на глубине 20 км. Здесь тонкие гармоника соответствуют пределам варьирования величин теплового потока около средних значений, а линия, изображенная точечным пунктиром — изменению теплового потока вкосте простирания конкретных структур.

Хотя все эти величины носят статистический характер, их легко соотнести с определенными разрезами земной коры. Например, в областях с земной корой континентального типа колонки соответствуют нескольким типичным разрезам — в частности — Балтийский щит (1) — Русская платформа (2) — Скифская плита (3) — Терско-Каспийский краевой прогиб (5) — мегаантиклинорий Большого Кавказа (6) — Куринская впадина (7) — вулканическая зона Армении (8); или разрезе от Балтийского щита до вулканических зон Италии, или от Канадского щита до Береговых хребтов Тихоокеанского побережья Северной Америки и т. п. Колонка, помеченная цифрой 9, описывает поведение всех этих параметров в структурах типа Большой Венгерской впадины, Закарпатского прогиба и Трансильванской впадины, где наблюдаются мощные проявления кайнозойского вулканизма. Колонки с 10 по 14, характеризующие области с земной корой переходного типа, можно сопоставить с разрезами от Охотского моря через Курильскую островную дугу до Курило-Камчатского желоба, или с разрезом через Японскую островную дугу до одноименного желоба и т. п. Колонки с 15 до 18 типичны для глубоких океанических впадин (плит), срединно-океанических и глыбовых хребтов Атлантического, Индийского, Тихого и Ледовитого океанов. На последней, 19 колонке, показан Восточно-Австралийский хребет.

Как видно из рис. 2, в тектонически стабильных структурах континентов нормальные величины теплового потока ассоциируют с выраженным слаборасчлененным рельефом, нормальными мощностями и разрезом земной коры, близкими к нулю графитационными аномалиями и весьма низкими градиентами позднекайнозойских вертикальных тектонических движений. Корреляция между мощностью осадочного слоя и величинами теплового потока здесь отсутствует, так же как и корреляция с градиентами современных вертикальных движений земной поверхности. В тектонически активных поясах континентов наблюдается тесная корреляция величин теплового потока почти со всеми рассмотренными параметрами. Например, в краевых прогибах и межгорных впадинах альпийской складчатости и областях, активизированных в кайнозое, низкие величины теплового потока коррелируются с конфигурацией рельефа консолидированной коры, мощностью осадочного слоя, отрицательными изостатическими аномалиями и большими отрицательными градиентами вертикальных тектонических движений за неоген-четвертичное время. Такие же соотношения между этими показателями свойственны межгорным впадинам тектонических поясов, активизированных в кайнозое, например Ферганской впадине. В горно-складчатых сооружениях миогеосинклинальных зон (мегаантиклинории Большого Кавказа, Альп и т. п.) и в горно-складчатых сооружениях, активизированных в кайнозое, где отсутствуют проявления кайнозойского вулканизма (Среднеазиатский активный пояс, массив Скалистых гор и пр.), наблюдаются высокие значения теплового потока. Они коррелируются с высотой рельефа, повышенной («удвоенной») мощностью земной коры, наличием слоя со скоростями 7,4—7,8 км/сек, положительными изостатическими аномалиями и высокими положительными градиентами вертикальных тектонических движений за неоген-четвертичное время. Сходные с этими соотношения наблюдаются и в эвгеосинклинальных зонах. Весьма интересно изменение геофизических параметров в структурах типа Большой Венгерской впадины, где наблюдаются мощные проявления кайно-

зойского вулканизма. Здесь высокие величины глубинного теплового потока ассоциируют с нормальной или даже пониженной мощностью земной коры, выравненным рельефом земной поверхности, высокими отрицательными градиентами вертикальных тектонических движений за неоген-четвертичное время. Но и здесь высоким величинам теплового потока соответствуют положительные изостатические аномалии. В областях с земной корой переходного типа наблюдаются в общем такие же закономерности, как и в тектонически активных поясах континентов. По областям с земной корой океанического типа для уверенных суждений о связи теплового поля с другими параметрами данных пока недостаточно. Все же предварительные сопоставления позволяют наметить связь величин теплового потока с рельефом дна и аномалиями гравитационного и магнитного полей для определенных тектонических структур океанов. В частности, повышенные и высокие величины теплового потока в глыбовых хребтах коррелируются с положительными формами рельефа дна, значительной мощностью коры, положительными изостатическими аномалиями и высокими нерегулярными аномалиями магнитного поля. На срединно-океанических хребтах величины теплового потока коррелируются с рельефом дна, расстоянием от оси хребта, аномалиями гравитационного и магнитного полей, глубиной залегания кромок магнитных масс и т. п.

Из проведенного сопоставления теплового поля с другими геологическими и геофизическими параметрами вытекает ряд общих положений.

В тектонически стабильных структурах Земли с нормальными величинами теплового потока ($1,0—1,5 \text{ ккал/см}^2\text{сек}$) ассоциируют нормальное строение и мощность континентальной и океанической коры, равнинный и низкогорный рельеф, близкие к нулю гравитационные аномалии и градиенты позднекайнозойских вертикальных тектонических движений, отсутствие сейсмической, вулканической и гидротермальной активности. Таким образом, установившемуся нормальному тепловому полю в тектонически стабильных областях соответствуют в настоящее время практическое отсутствие или малая вероятность фазовых переходов и других возможных динамических процессов в земной коре и верхней мантии.

В тектонически активных поясах Земли наблюдаются следующие закономерные соотношения.

1. Положительным изостатическим аномалиям всегда соответствуют высокие величины глубинного теплового потока (более $1,5 \text{ ккал/см}^2\text{сек}$), изостатическим депрессиям — низкие его величины (менее $1,0 \text{ ккал/см}^2\text{сек}$). Для аномалий Буге, примерно при той же тесноте связи, наблюдаются, естественно, обратные соотношения.

2. Высокие положительные градиенты вертикальных тектонических движений за неоген-четвертичное время тесно коррелируются с большими значениями глубинного теплового потока, высокие отрицательные градиенты — с низкими величинами глубинного теплового потока. Исключением являются области межгорных впадин с мощными проявлениями кайнозойского вулканизма (тип Венгерской впадины) и некоторые геосинклинальные депрессии окраинных морей (тип Японского моря), где большим величинам теплового потока соответствуют отрицательные градиенты позднекайнозойских вертикальных тектонических движений. Попутно отметим, что эрозия и осадконакопление, сопровождающие поднятие и опускание, могут вызвать искажения приповерхностного теплового поля не более чем на 20—25% от истинного потока тепла.

3. В соответствии с величинами теплового потока находятся и скорости сейсмических волн в земной коре и верхней мантии. В частности, слой со скоростями сейсмических волн $7,4—7,8 \text{ км/сек}$ (возможно, его лучше рассматривать как «мягкую» мантию) наблюдается только в областях с высокими тепловыми потоками. Высоким величинам теплового

потока соответствуют также пониженные скорости в прилегающих частях верхней мантии, низким величинам — повышенные значения скоростных характеристик. Весьма специфичны взаимосвязи теплового потока с мощностью земной коры в тектонически активных поясах, свидетельствующие в ряде случаев о тесной корреляции между этими величинами (см. рис. 2).

4. Связь теплового поля с аномальным магнитным полем выявлена недостаточно вследствие большой сложности и неоднозначности наблюдающихся соотношений. Отметим лишь проявляющиеся тенденции соответствия больших нерегулярных магнитных аномалий высоким величинам теплового потока и слабых магнитных аномалий — низким его величинам. Гораздо более тесная корреляция устанавливается между величинами теплового потока и глубиной залегания кромки магнитовозмущающих масс (например, по Японской островной дуге, срединно-океаническим хребтам и т. д.), а также между величинами теплового потока и глубиной залегания слоя повышенной проводимости. Чем выше величина теплового потока, тем ближе к поверхности залегают эти слои.

5. Не наблюдается однозначной связи между величинами теплового потока и скоростями современных движений земной поверхности. Как высоким, так и низким величинам теплового потока могут соответствовать одновременно и положительные и отрицательные градиенты современных движений. По всей вероятности, современные движения земной поверхности, составляющие высокочастотную часть спектра движений за геологические периоды, характеризуются малым энергетическим эффектом, который не улавливается при существующей точности измерений теплового потока.

6. Наиболее высокие величины теплового потока на континентах и в областях с земной корой переходного типа повсеместно связаны с зонами кайнозойского вулканизма, которые независимо от особенностей структурного расположения характеризуются величиной глубинного теплового потока $2,20 \pm 10\% \text{ мкал/см}^2\text{сек}$. Следует отметить, что не наблюдается существенных различий в величинах потока тепла в областях неогенового и современного вулканизма. Для вулканических островов, расположенных на воздымании срединно-океанических хребтов (например, Исландия), свойственны несколько большие величины — около $3,0 \text{ мкал/см}^2\text{сек}$. Они сопоставимы с установленными для рифтовых зон всех срединно-океанических хребтов (табл. 1). Как известно, с зонами кайнозойского вулканизма связаны и наиболее мощные проявления гидротермальной активности. Однако и сами молодые вулканы, и гидротермальные системы, вблизи которых тепловой поток на один — два порядка превышает фоновую величину, являются лишь аномалиями и существенно не меняют энергетический баланс вулканических зон за геологическое время их развития. Проявления гидротермальной активности вне зон кайнозойского вулканизма также связаны с областями высокими тепловых потоков — более $1,5—1,7 \text{ мкал/см}^2\text{сек}$.

В соответствии с величинами глубинного теплового потока находятся и фации регионального метаморфизма: с низкими его величинами в миогеосинклинальных зонах ассоциируют низкотемпературные фации, с высокими в эвгеосинклинальных зонах — высокотемпературные фации.

7. Предварительные сопоставления показывают, что с величинами глубинного теплового потока коррелируется плотность сейсмической энергии, хотя сейсмическая активность может пространственно совпадать как с зонами высоких, так и с зонами низких тепловых потоков. Этот вопрос, вероятно, целесообразнее решать, учитывая различия глубинных температур, поскольку максимальная сейсмическая активность характерна именно для сочленения зон с высокими и низкими тепловыми потоками. В частности, фокальная плоскость, падающая под островные дуги и континенты, расположена в области сочленения минимальных величин

теплого потока, характерных для внешних частей переходных зон и максимальных — для их внутренних частей.

Изложенные закономерные связи убеждают в том, что почти все рассмотренные параметры генетически связаны с особенностями теплового поля. Весьма удовлетворительное объяснение рассмотренных связей заключается в особенностях распределения глубинных температур.

Оценка распределения температур в земной коре и верхней мантии производилась многими советскими и зарубежными учеными (см., например, Берч, 1957; Верхуген (Verhoogен), 1958; Гутенберг, 1963; Любимова, 1966; Магницкий, 1965; Рингвуд, 1964 и др.). При этом большей частью использовалась средняя величина теплового потока для Земли, вследствие чего разные модели показывали различия температур лишь под океанами и континентами. Изложенное выше пространственное распределение глубинного теплового потока позволило подойти к оценке глубинных температур в различных тектонических областях земной коры. Оценка температур в земной коре и верхней мантии под определенными тектоническими областями проводилась нами классическим методом — на основании решения уравнения теплопроводности при стационарном тепловом режиме. В качестве исходных параметров использовались конкретные величины глубинного теплового потока, определенные разрезы земной коры с различным распределением источников тепла в них, и средние значения теплопроводности для кислых, средних, основных и ультраосновных пород в соответствии с представлениями о вещественном составе слоев верхних оболочек Земли. Изменение теплопроводности горных пород как функции температуры и давления (влияние последнего незначительно) учитывалось по усредненным данным экспериментов и вводилось в расчет методом последовательных приближений. Варьирование теплопроводности в породах в зависимости от их состава, а также сопряженное с ними изменение хода температур нашли отражение на графике в вероятных пределах колебания температур около средних значений. Вычисления этим методом ограничивались глубинами, на которых температура не превышает 1000—1200°, поскольку при больших температурах предполагается возможное изменение механизма теплопроводности. Как показывают экспериментальные данные, например определения теплопроводности гранита и оливинита при высоких температурах (Моисеенко, Кутюлин, 1965; Моисеенко, Соловьева, Кутюлин, 1965), точка минимума на кривой теплопроводности весьма близка к точке плавления. Оценка дальнейшего хода температур проводилась по наиболее вероятным $T-P$ кривым плавления вещества в верхней мантии (Uffen, 1952, Clark, 1963; Ringwood, Green, 1966; Yoder, Tilley, 1962 и др.). Оцененное таким образом распределение глубинных температур в верхних оболочках Земли под конкретными тектоническими структурами приведено на рис. 3 и 4. Поскольку при расчетах температур по уравнению теплопроводности используется ряд недостаточно определенных допущений, то абсолютные значения температур следует рассматривать как ориентировочные. Тем не менее, показанные абсолютные значения температур хорошо согласуются с данными, полученными на определенных глубинах другими методами (см., например, Магницкий, 1965) и, по всей вероятности, точность проведенных расчетов можно назначить в пределах $\pm 25\%$ от средних значений. Примерно такие же изменения глубинных температур могут быть вызваны и конкретными особенностями в строении земной коры под однородными тектоническими областями. Относительный же характер в распределении глубинных температур представляется достаточно надежным, что позволяет сравнительно точно оценивать горизонтальные градиенты температуры на различных глубинах. Полученное распределение глубинных температур удовлетворительно объясняет различия в глубине залегания и мощности слоя пониженных скоростей в верхней мантии под различными тектоническими струк-

турами. Так, под тектонически стабильными структурами континентов, температуры, близкие к условиям плавления вещества мантии (рис. 3, кривые 1, 2 и 3), могут возникнуть на больших глубинах (около 300—

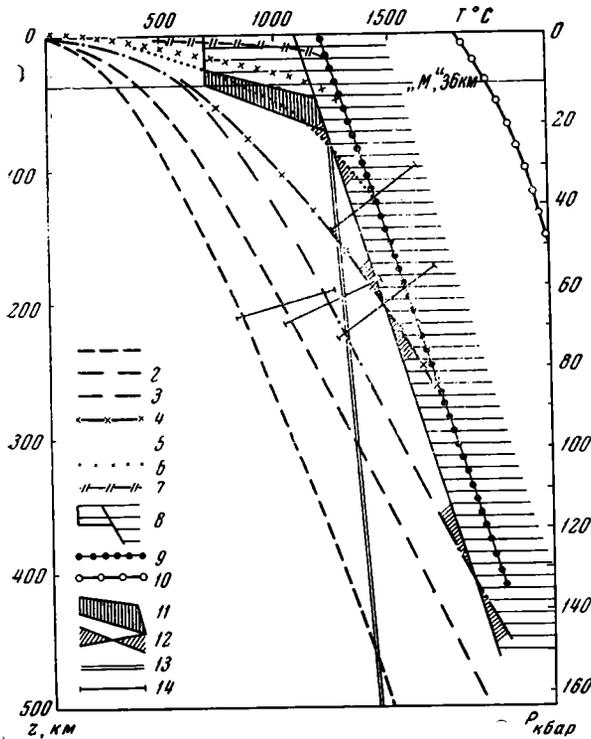


Рис. 3. Оценка распределения температур в верхних оболочках Земли под областями с земной корой континентального типа

z — глубина, км; T — температура $^{\circ}\text{C}$; P — давления в килобарах

Тектонические области: 1 — докембрийские щиты; 2 — докембрийские плиты; 3 — области герцинской складчатости; 4 — 6 — области кайнозойской складчатости и активизированные в кайнозое: 4 — краевые прогибы и межгорные впадины, 5 — горно-складчатые сооружения мезогеосинклинальных зон и зон, активизированных в кайнозое; 6 — эвгеосинклинальные зоны и рифтовые зоны материков; 7 — реставрация температурных условий в докембрийских геосинклиналях; 8 — вероятные поля гранитизации в земной коре и фракционного выплавления основных магм в мантии; 9 — $T-P$ кривая фракционного плавления вещества мантии; 10 — $T-P$ кривая полного плавления вещества мантии; 11 — поле стабильности системы габбро-эклогит в координатах $T-P$ (Ringwood, Green, 1966). Заштрихованное поле соответствует гранатовому гранулит; выше него стабилен пироксенный гранулит, ниже — эклогит; 12 — вероятные глубины возникновения слоя повышенной электропроводности в мантии (см. текст); 13 — адиабатический градиент в мантии (по Магницкому, 1965); 14 — вероятные пределы колебания глубинных температур около средних значений

500 км), либо не возникнуть вовсе. Это заключение находится в соответствии с результатами изучения вероятных глубин залегания слоя пониженных скоростей, если объяснять его возникновение аморфизацией вещества мантии при высоких температурах (Магницкий, 1965) или частичным расплавлением (Белоусов, 1966). В тектонически активных поясах по температурным условиям должен наблюдаться существенный подъем слоя пониженных скоростей, что также согласуется с фактическими данными.

Весьма показательным очень тесное соответствие распределения температур глубинам залегания слоя повышенной проводимости, возникнове-

ние которого связывается с температурами, близкими к плавлению вещества мантии. Например, в областях кайнозойского вулканизма Венгерской впадины, Восточной Камчатки, Японии, рифтовой зоны Байкала

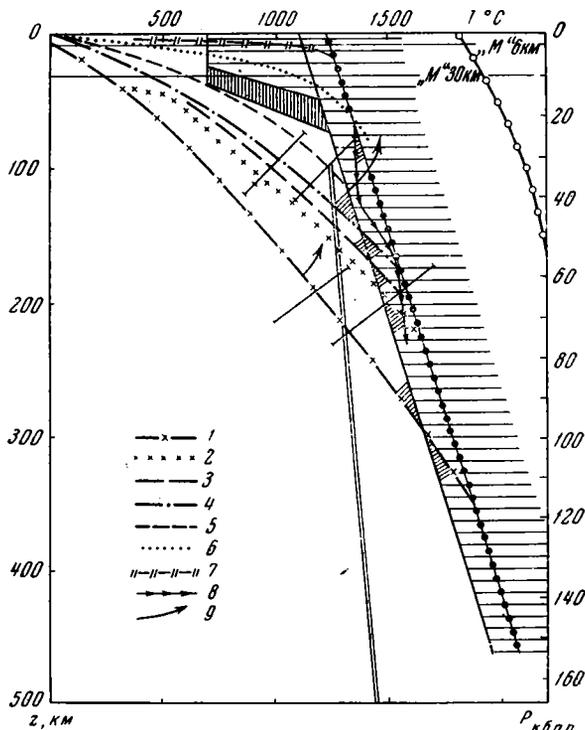


Рис. 4. Оценка распределения температур в верхних оболочках Земли в областях с земной корой переходного и океанического типа

Тектонические области: 1 — краевые океанические желоба; 2 — то же, при условии энергоемкого фазового перехода; 3 — глубокие океанические впадины (плиты), модель распределения источников тепла в верхних 400 км; 4 — то же, модель распределения источников тепла в верхних 1000 км; 5 — островные дуги, складчатые сооружения мезогеосинклинальных зон; 6 — островные дуги, эвгеосинклинальные зоны; 7 — рифтовая зона срединно-океанических хребтов; 8 — возможный механизм образования второго слоя повышенной проводимости под островными дугами; 9 — направление изменения температур в процессе геологического развития мезогеосинклинальных зон. Остальные обозначения те же, что и на рис. 3

и т. д., слой повышенной проводимости залегает на глубинах 50—100 км (Фотиади, Ваньян, Харин, 1965, Stegena, 1964 и др.), что полностью согласуется с распределением глубинных температур (рис. 3, кривая 6; рис. 4, кривая 6). Глубина залегания слоя повышенной проводимости в кайнозойских прогибах составляет примерно 200 км, в стабильных структурах континентов 300—500 км, а на щитах до 800 км. Эти же результаты получаются и из анализа температурных кривых (рис. 3, кривые 1—4). На рис. 4 приведена схема возможного механизма образования второго слоя повышенной проводимости под островными дугами на глубинах около 200—300 км. Действительно, при плавлении температурный градиент не должен превысить адиабатический, что и отражает ход кривой 7. На больших глубинах под тектонически активными поясами температура опять может приблизиться к точке плавления, обуславливая возникновение второго слоя повышенной проводимости.

Анализ распределения температур позволяет оценить глубины, на которых реализуются условия возникновения расплавов кислых и основ-

ных магм, а также условия возникновения тех или иных фаций регионального метаморфизма. Эти вопросы рассмотрены нами в другой работе. Здесь следует коснуться лишь фазового перехода габбро — эклогит по последним экспериментальным исследованиям Рингвуда и Грина (Ringwood, Green, 1966, см. рис. 3 и 4). Эти исследователи сделали общий вывод, что в тектонически стабильных структурах земная кора и верхняя мантия не могут представлять изохимический переход габбро — эклогит, в то время как в тектонически активных областях указанный переход может быть движущей силой тектонических процессов. Такая концепция представляется весьма привлекательной, поскольку она удовлетворительно объясняет происходящие геологические процессы и специфику геофизических полей в тектонически активных поясах. Рассмотренные геотермические данные поддерживают эту концепцию в том смысле, что распределение глубинных температур указывает на стабильность эклогита под желобами и краевыми прогибами, гранатового гранулита — под горно-складчатыми сооружениями миогеосинклинальных зон и габбро или пироксенового гранулита — под эвгеосинклинальными зонами. При этом через температурные данные и реализацию фазовых переходов мы получаем достаточные объяснения как дифференциальных движений коры и ее геохимической эволюции, так и особенностей гравитационного поля и сейсмических скоростей в прилегающих частях верхней мантии. Очень показательно, в частности, совпадение условий стабильности гранатового гранулита с полем температур и давлений, характерных для областей с «удвоенной» мощностью коры, а именно с нижней их частью (скорости сейсмических волн $7,4\text{--}7,8\text{ км/сек}$). В историческом же аспекте развитие миогеосинклинальных зон происходит от опусканий, во время которых величины теплового потока низки, к поднятиям, одновременно с которыми тепловой поток возрастает. Соответственно резко увеличиваются температуры (см. рис. 4, кривые 1 и 5), пересекая во времени поля стабильности эклогита, гранатового гранулита и пироксенового гранулита или габбро, фазовые превращения которых хорошо объясняют специфику геологического развития миогеосинклинальных зон. По всей вероятности, сходный механизм может иметь место и в эвгеосинклинальных зонах. Тем не менее в обоих случаях возникают существенные затруднения, связанные преимущественно с объяснением начальных этапов протекания процесса. Кроме того, прежде чем ответить на вопрос о необходимости привлечения механизма фазового перехода габбро — эклогит к объяснению развития тектонически активных поясов, необходимо оценить вероятные горизонтальные и вертикальные неоднородности в верхней мантии, связанные с влиянием температуры. Существование таких неоднородностей не вызывает сомнений вследствие существенных различий глубинных температур под определенными структурами земной коры. Рассмотрим конкретные примеры, относящиеся к области перехода от островных дуг к желобам. Расстояние между осевыми линиями геантисинклинальных поднятий и желобов составляет обычно от 100 до 250 км, тепловой поток в них — $2,20$ и $0,80\text{ ккал/см}^2\text{сек}$ соответственно. Распределение глубинных температур, согласующееся с этими значениями глубинного теплового потока, приведено на схеме (рис. 5) для двух случаев — расстояния между осями 100 и 200 км (во втором случае необходимо вдвое уменьшить горизонтальный масштаб). С правой стороны графика показаны горизонтальные градиенты температур на соответствующих глубинах. Допустим, что верхняя мантия под этими зонами имеет однородный вещественный состав. Тогда, приняв коэффициенты термического расширения вещества как для оливина (Берч и др., 1949), получим, что различия плотности в верхах мантии (рассматривается глубина 40 км) только за счет термического расширения составят $0,14\text{--}0,16\text{ г/см}^3$. Положив нормальную плотность веществ верхов мантии равной $3,27\text{ г/см}^3$, получим на глубине 40 км под геанти-

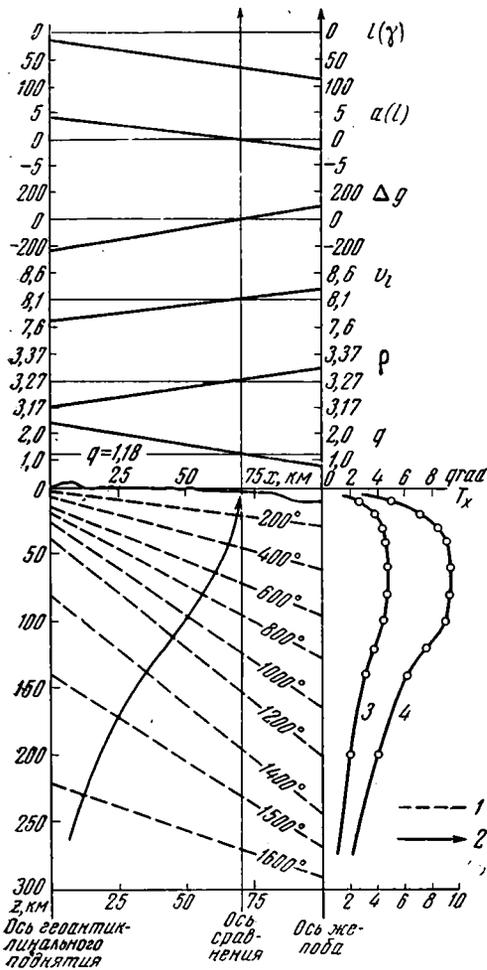


Рис. 5. Оценка распределения глубинных температур в переходной зоне от островных дуг к желобам и рассчитанное теоретически по этому распределению изменение геологических и геофизических параметров (см. текст)

z — глубина, км; x — расстояние между осями геосинклинального поднятия и желоба, км; рассматриваются 2 случая: $x=100$ км и $x=200$ км; во втором случае необходимо вдвое уменьшить горизонтальный масштаб; 1 — изотермы, 2 — линия, перпендикулярная фронту температур; $\text{grad } T_x$ — горизонтальные градиенты температуры; 3 — для $X=200$ км, 4 — для $X=100$ км; q — глубинный тепловой поток, $\text{джал/см}^2 \text{сек}$; ρ — плотность верхов мантии при однородном химическом составе, г/см^3 ; v_i — скорость продольных сейсмических волн в верхих мантии при однородном химическом составе, км/сек ; Δg — аномалии гравитационного поля, создаваемые плоско-параллельным слоем верхней мантии мощностью 50 км при однородном химическом составе, мгал ; $a(L)$ — полная амплитуда вертикальных тектонических движений (см. текст), км; $l(\gamma)$ — глубина залегания изотермы Кюри (600°C), км.

различия плотностей, отнесенных к разрезу мощностью 300 км, оценивается величиной 5—7 км, т. е. только за счет термического расширения ожидается поднятие геосинклинальной зоны на 3,5—4,5 км при одновременном опускании желоба на 1,5—2,5 км. Для объяснения более зна-

клинями островных дуг плотность $3,17 \text{ г/см}^3$, под желобами — $3,32 \text{ г/см}^3$. Перепад плотности — $0,14$ — $0,16 \text{ г/см}^3$ обуславливает различия сейсмических скоростей в $0,5$ — $0,6 \text{ км/сек}$ (оценено по Birch, 1961). Отсюда скорости в верхих мантии под геосинклинальными поднятиями должны составлять $7,7$ — $7,8 \text{ км/сек}$. Именно такое распределение скоростей в верхней мантии переходных зон и установлено в подавляющем большинстве экспериментальных определений. Если же учесть возможность частичной аморфизации вещества при высоких температурах, что сопровождается существенным увеличением объема, то можно объяснить и возникновение слоя со скоростями $7,4$ — $7,8 \text{ км/сек}$, который интерпретируется обычно как смешение вещества коры и мантии. Однако сейсмические скорости более $8,5 \text{ км/сек}$, устанавливаемые в ряде случаев под желобами и в областях океанического ложа, нельзя объяснить с изложенных позиций. Здесь необходимы предположения о вещественной неоднородности верхих мантии. Поскольку плотность эглогитов может превышать $3,6 \text{ г/см}^3$ (что дает перепад сейсмических скоростей примерно $1,0$ — $1,2 \text{ ск/сек}$), то именно фазовыми переходами можно объяснить наблюдаемые высокие скорости, достигающие $9,5 \text{ км/сек}$.

Из рис. 5 следует, что разница плотностей — $0,14$ — $0,16 \text{ г/см}^3$ под геосинклинальными поднятиями и желобами сохраняется примерно для интервала мощности 60 — 80 км . Это выражается в гравитационном поле (рассчитано для плоско-параллельного слоя верхней мантии мощностью 50 км) аномалией около 350 мгал . Весьма близки к расчетным и фактически наблюдаемые аномалии.

Полная амплитуда смещения земной поверхности из данных о

чительных амплитуд вертикальных движений необходимо использование вероятных дополнительных механизмов. В отличие от вертикальных, горизонтальные движения земной поверхности целесообразно сопоставлять с горизонтальными градиентами температуры, в связи с чем можно ожидать значительно большие величины смещений. Из изложенного следует, что далеко не всегда появляется необходимость привлечения перехода габбро — эколгит для объяснения процессов в тектонически активных поясах; в значительном числе случаев для этого достаточно анализа вариаций потока тепла и глубинных температур. Но в экстремальных условиях возможность применения перехода габбро-эколгит остается весьма привлекательной.

Из рис. 5 следуют также определенные связи теплового поля с сейсмичностью тектонически активных поясов. Например, максимальные горизонтальные градиенты температуры приходятся на глубины от 15 до 140 км, где выделяется около 95% всей сейсмической энергии. Очень показательным и соответствием фронта движения температур фокальной плоскости, падающей под островные дуги. Эти вопросы могут быть решены в рамках задачи термоупругих напряжений, для чего тепловое поле дает необходимые исходные данные. Полученные большие горизонтальные градиенты температур проливают свет еще на один из существенных вопросов, а именно на вероятный механизм происхождения свободных пор и трещин в глубоких горизонтах коры и в мантии. Действительно, коэффициенты термического расширения наиболее реальных минералов мантии весьма различны: они малы для минералов кубической сингонии и велики для минералов более низких сингоний. В последних, кроме того, коэффициенты термического расширения различны в разных направлениях. При нестационарном тепловом поле это обязательно вызовет возникновение открытых пор и трещин, что, в частности, наблюдается и при экспериментах. Объем их по ориентировочным прикидкам может составить сотые и десятые доли процента, а глубина распространения, соответственно максимальным горизонтальным градиентам температуры, до 140—150 км, которые по-видимому, не являются пределом. Лишь в условиях, близких к температурам плавления, трещины и поры этого типа будут быстро залечиваться, но здесь возможно постоянное возникновение трещин, связанных, например, с напряжениями, возникающими при фракционном плавлении. Продолжительность существования открытых пор и трещин будет зависеть от времени релаксации возникающих напряжений и, в основном, от времени нестационарности теплового поля. А поскольку последнее изменяется в течение всего геосинклинального цикла, то земная кора и верхняя мантия тектонически активных поясов будут зонами повышенной проницаемости в течение всего времени их активного развития, на что в свое время обращал внимание Н. А. Штрейс (1951). (Происхождение зон повышенной проницаемости может быть также связано с резкой интенсификацией различных видов крипа при высоких температурах). Зоны максимальных напряжений и максимальной неоднородности, образующиеся таким образом и имеющие значительную линейную протяженность, можно интерпретировать, по всей вероятности, как активные глубинные разломы, пересекающие земную кору и верхнюю мантию.

В табл. 2 суммированы некоторые из описанных соотношений для конкретных тектонических областей. Чтобы подчеркнуть влияние температуры, для верхов мантии принимался однородный вещественный состав, характеризующийся плотностью $3,27 \text{ г/см}^3$ при температуре 600° на поверхности мантии. Поскольку построения проводились только на основании геотермических данных и независимо от других методов, нижние строки таблицы заключают в себе возможность контроля, экспериментальной проверки и корректировки полученных величин.

Таблица 2

Ориентировочные величины геологических и геофизических параметров, вычисленные теоретически из данных теплового потока и распределения глубинных температур	Принятые нормальные величины для сравнения	Тектонические области									
		Континенты					Переходные зоны			Океаны	
		Джекеборийские щиты	Гердинские	Кайнозойские краевые прогибы и межгорные впадины	Кайнозойские горно-складчатые сооружения и межгорные впадины	Кайнозойские эвгеосинклинальные зоны	Краевые океанические желоба	Складчатые сооружения миегеосинклинальных зон	Эвгеосинклинальные зоны	Океанические впадины (плиты)	Рифтовые срединноокеанических хребтов
Глубинный тепловой поток (общий) $\text{мкал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$	1,18	0,90 (-0,28)	1,25 (+0,07)	0,95 (-0,23)	1,75 (+0,57)	2,20 (+1,02)	0,80 (-0,38)	1,70 (+0,52)	2,20 (+1,02)	1,10 (-0,08)	3,75 (+2,57)
Тепловой поток из мантии $\text{мкал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$	0,6	0,3±0,1 (-0,3±0,1)	0,5±0,1 (-0,1±0,1)	0,4±0,1 (0,2±0,1)	1,1±0,2 (-0,5±0,2)	1,6±0,2 (+1,02)	0,5±0,1 (-0,1±0,1)	1,3±0,2 (0,7±0,2)	1,8±0,2 (+1,2±0,2)	1,0±0,05 (+0,4±0,05)	3,70±0,05 (+3,1±0,05)
Температура в основании коры	630	350±100 (-250±100)	650±100 (+50±100)	500±100 (-100±100)	900±200 (+300±200)	1100±200 (+500±200)	250±100 (-350±100)	700±00 (+100±200)	1100±200 (+500±200)	100±50 (-500±50)	300±200 (-300±200)
Изменение плотности верхов мантии, $\text{г}/\text{см}^3$	3,27	±0,02	±0,02	+0,02	-0,06	-0,08	+0,05	-0,02	-0,10	+0,06	—
Грагитационные аномалии, мг	0	±40	±40	+50	-130	-170	+110	-50	-210	—	—
Изменение сейсмических скоростей в верхах мантии, $\text{км}/\text{сек}$	8,1	—	—	+0,1	-0,2	-0,3	+0,2	0,0	-0,3	+0,2	—
Амплитуда вертикальных движений поверхности, км	0	—	—	—	—	—	-2±0,5	—	+4±0,5	—	—
Максимальные горизонтальные градиенты температуры $^{\circ}\text{C}/\text{км}$	0	<1	<1	5±1,5	5±1,5	5±1,5	7,5±2,5	7,5±2,5	7,5±2,5	<1	—
Глубина залегания изотермы Кюри, км	36	100±25	40±10	35±15	20±5	15±5	60±25	25±5	15±5	40±15	7±2,5
Глубина верхней границы фракционного плавления вещества мантии, км	—	500	400±100	200±50	80±40	50±25	300±100	80±40	50±25	150±50	20±10
Глубина залегания слоя повышенной электропроводности, км	—	>500	200—400	150—250	60—140	50—100	200—400	60—140	50—100	100—200	—

Все изложенное основано, по существу, на феноменологическом описании теплового поля и согласном с ним распределении глубинных температур. Однако, как было показано, для ряда геологических и геофизических явлений тепловое поле является первичным, позволяющим понять их сущность. Каков же источник тепловой энергии Земли? На этот вопрос имеется достаточно общепринятый и определенный ответ — распад радиоактивных элементов может обеспечить общие теплопотери Земли. А поскольку тепловой поток в тектонически активных поясах лишь на 25% превышает общепланетарный, то тепла радиоактивного распада и некоторой дополнительной его генерации (например, при диссипации энергии приливного трения 10—20% от мирового среднего в слое пониженных скоростей) достаточно для объяснения потерь тепла в активных поясах и, по-видимому, других возможных энергопотерь. Значительно сложнее ответить на вопрос, каковы причины вариаций теплового поля, перераспределения энергии в тектонически активных поясах, изменения глубинных температур? По этому поводу пока можно высказать лишь некоторые замечания. К наблюдаемому распределению теплового поля и глубинных температур приводят процессы, которые в самом общем виде можно свести к концепции перераспределения энергии и вещества в тектонически активных поясах. Более конкретные механизмы развития земной коры и верхней мантии — фазовых переходов, зонного плавления, (Виноградов, 1962), образования базальтовых астенолитов (Белоусов, 1966), конвекции в мантии и другие имеют каждый свои достоинства и недостатки. Ясно одно, что все они должны согласоваться с фактически установленным перераспределением энергии в тектонически активных поясах.

Литература

- Артемьев М. Е. Изостатические анамалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. Изд-во «Наука», 1966.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд-во «Наука», 1966.
- Берч Ф. Физика земной коры. В кн. «Земная кора». Изд-во иностр. лит., 1957.
- Берч Ф., Шерер Дж., Спайсер Г. Справочник для геолога по физическим константам. Изд. иностр. лит., 1949.
- Верхуген И. Температура в недрах Земли. В кн. «Физика и химия Земли». Изд-во иностр. лит., М., 1958.
- Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1962.
- Гурарий Г. Э., Соловьева И. А. Строение земной коры по геофизическим данным. Изд-во АН СССР, 1963.
- Гутенберг Б. Физика земных недр. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Карта подземного стока СССР (зона интенсивного водообмена). М., 1:5 000 000. ГУГК МГ и ОН СССР, 1965.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. Изд-во «Наука», 1965.
- Любимова Е. А. Оценка распределения глубинного теплового потока для юга Европейской части СССР. В сб. «Проблемы глубинного теплового потока». Изд-во «Наука», 1966.
- Любимова Е. А., фон Герцен Р., Удинцев Г. Б. О теплообмене через дно океанов. В кн. «Проблемы глубинного теплового потока». Изд-во «Наука», 1966.
- Люстих Е. Н. О роли вулканов и терм в энергетике земной коры. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 1, 1956.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. Изд-во «Наука», 1965.
- Макаренко Ф. А. Современное состояние и задачи научно-исследовательских работ по изучению и использованию глубинного тепла Земли. В кн. «Геотермические исследования тепла Земли», Изд-во «Наука», 1966.
- Милановский Е. Е., Хайн В. Е. Глубинная структура земной коры и ее эволюция в ходе геологической истории. В кн. «Строение и развитие земной коры». Изд-во «Наука», 1964.
- Моисеенко У. И., Кутюлин В. А. Влияние температуры на теплопроводность оливинита. Геология и геофизика, № 4, 1965.
- Моисеенко У. И., Соловьева З. А., Кутюлин В. А. Теплопроводность гранита при высокой температуре. Докл. АН СССР, т. 165, № 3, 1965.

- Муратов М. В. История тектонического развития Альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1962.
- Огильви Н. А. Вопросы теории геотемпературных полей в приложении к геотермическим методам разведки подземных вод. В кн. «Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли», т. 1, Изд-во АН СССР, 1959.
- Пейве А. В. Проблемы современной тектоники. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 7, 1962.
- Поляк Б. Г. Геотермические особенности области современного вулканизма (на примере Камчатки). Изд-во «Наука», 1966.
- Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Тепловой поток на континентах. Докл. АН СССР, т. 168, № 1, 1966.
- Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Особенности геотермического режима различных тектонических областей земной коры. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 3, 1966.
- Рингвуд А. Е. Модель верхней мантии. В кн. «Верхняя мантия Земли». Изд-во «Мир», 1964.
- Смирнов Я. Б. Тепловой поток в дне акваторий. Докл. АН СССР, т. 168, № 2, 1966.
- Смирнов Я. Б. Исследования генетических связей теплового поля со строением и развитием земной коры. Докл. АН СССР, т. 177, № 1, 1967₁.
- Смирнов Я. Б. Тепловая энергия Земли и ее геологические проявления. Докл. АН СССР, т. 177, № 2, 1967₂.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд-во иностр. лит., 1961.
- Фотиади Э. Э., Ваньян Л. Л., Харин Е. П. Глубинные магнито-вариационные зондирования на юге Средней Сибири и в Забайкалье. Докл. АН СССР, т. 164, № 3, 1965.
- Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокамской полосы Среднего Урала. Изд-во АН СССР, 1951.
- Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. Геотектоника, № 5, 1965.
- Birch F. The present state of geothermal investigation. Geophysics, v. 19, № 4, 1954.
- Birch F. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars. Parts 1 and 2. J. Geophys. Res., v. 65, 1083 (1960); v. 66, 2199 (1961).
- Birch F. Density and composition of mantle and core. J. Geophys. Res., v. 69, № 20, 1964.
- Boyd F. R., England J. L. Effect of pressure on the melting of diopside, $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, and albite, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ in the range up to 50 kilobars. J. Geophys. Res., v. 68, № 1, 1963.
- Bullard E. C. The flow of heat through the floor of the Atlantic ocean. Proc. Roy. Soc. London, A222, 1954₁.
- Bullard E. C. Heat flow and radioactivity. In «The Earth as a planet», University of Chicago press, Chicago, 1954.
- Clark S. P. I. Variation of density in the earth and the melting curve in the mantle. In «The Earth Sciences». The University of Chicago Press, 1963.
- Davis B. T. C., England J. L. The melting of forsterite up to 50 kilobars. J. Geophys. Res., v. 69, № 6, 1964.
- Heezen B. C., Ewing M. The mid-oceanic ridge. In «The Sea», v. 3, 1963.
- Langseth M. G., Grim P. J., Ewing M. Heat flow measurements in the east Pacific ocean. J. Geophys. Res., v. 70, № 2, 1965.
- Langseth M. G., X. LePichon, Ewing M. Crustal structure of the mid-ocean ridges, 5. Heat flow through the Atlantic ocean floor and convection cells.—J. Geophys. Res., 71, № 22, 1966.
- Lee W. H. K. Heat flow data analysis. Review Geophysics, v. 1, № 3, 1963.
- Lee W. H. K., MacDonald J. G. F. The global variation of terrestrial heat flow. J. Geophys. Res., v. 68, № 24, 1963.
- Lee W. H. K., Uyeda S. Review of heat flow data. In «Terrestrial heat flow», Baltimore. (Geophys. Monogr. Series, № 8, 1965).
- Lubimova E. A. Heat flow in the Ukrainian shield in to recent tectonic movements. J. Geophys. Res., v. 69, № 24, 1964.
- MacDonald J. G. F. Dependence of the surface heat flow on the radioactivity of the earth. J. Geophys. Res., v. 69, № 14, 1964.
- Menard H. W. Marine geology of the Pacific. N. Y., 1964.
- Preliminary results of Scripps Institution of Oceanography. Investigation in the Indian ocean. University of California, San-Diego, 1964.
- Reynolds R. T., Fricker P. E., Summers A. L. Effect of melting upon thermal models of the Earth. J. Geophys. Res., v. 71, № 2, 1966.
- Revelle R., Maxwell A. E. Heat-flow through the floor of the eastern North Pacific ocean. Nature, v. 170, 199, 1952.
- Rikitake T. Studies of the thermal state of the Earth. The fourth paper: Terrestrial heat flows related to possible geophysical events. Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ., v. 38, № 3, 1960.
- Ringwood A. E., Green D. H. An experimental investigation of gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications. Tectonophysics, v. 3, № 5, 1966.
- Scheffer V. Az európai geoidundulások és a földi hőáram értékeléséről Közötti összefüggés. Nehézipari műsz. egyet., Közé, 12, 1965.

- Stegena L. The structure of the Earth's crust in Hungary. *Acta geol. Acad., Sci. Hung.*, v. 8, N 1—4, 1964.
- Uffen R. J. A method of estimating the melting-point gradient in the earth's mantle. *Trans. Amer. Geophys. Union*, v. 33, № 6, 1952.
- Uyeda S., Horai K. Terrestrial heat flow in Japan. *J. Geophys. Res.*, v. 69, № 10, 1964.
- Uyeda S. Geothermy. In «Second progress Report on the upper mantle project of Japan». The National Committee for UMP Sc. Council of Japan. 1966.
- Von Herzen R. P., Uyeda S. Heat flow through the eastern Pacific ocean floor. *J. Geophys. Res.*, v. 68, № 14, 1963.
- Von Herzen R. U., Langseth M. G. Present status of oceanic heat flow measurements. In «Physics and Chemistry of the Earth», v. 6, 1965.
- Wang-Chi-Y. On the distribution of surface heat flow and the second-order variation in the earth gravity field. *Trans. Amer. Geophys. Union*, v. 44, № 4, 1964.
- Yoder H. S. I., Tilley C. E. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural synthetic rock system. *J. Petrology*, № 3, 1962.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
18 марта 1967 г.

Ya. B. SMIRNOV

THE RELATION OF THE THERMAL FIELD TO THE STRUCTURE AND EVOLUTION OF THE EARTH'S CRUST AND UPPER MANTLE

The Laboratory of Geothermy of the Geological Institute of the USSR Academy of Sciences has conducted an investigation of the Earth's thermal field. The results obtained are discussed in this paper. These involve three problems: thermal flux spatial distribution, the relation of the thermal field to geological and geophysical parameters and estimation of deep subsurface temperatures in the tectonosphere. The distribution is analysed on the basis of 2,000 test determinations. An intimate connection is shown between the thermal field, on the one hand, and the structure of different sections of the Earth's crust and the age of the geosynclinal cycle of structures' development and activation, on the other. There are given quantitative characteristics concerning the energy value of major tectonic areas and average heat losses through continents, oceans and tectonically active belts, and also the value of total heat loss of the Earth in recent time. The relationship of the thermal field with the structure and thickness of the Earth's crust, gravity and magnetic anomalies, gradients of vertical tectonic movements, seismicity and volcanism is analysed, and a genetic connection between all these parameters is emphasised. An estimation of deep subsurface temperature distribution in structurally different areas serves as a basis to discuss the nature of abnormal geophysical and geological parameters in tectonically active belts and to summarise possible mechanisms of the Earth's crust's and upper mantle's evolution.

Geological Institute
Academy of Sciences of USSR

УДК 551.240 : 550.31 (4+5)

Д. К. ЗЕГЕБАРТ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПЛАТФОРМ И ОБРАМЛЯЮЩИХ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР, ЯВИВШИЕСЯ СЛЕДСТВИЕМ РОТАЦИОННОГО РЕЖИМА ЗЕМЛИ

Рассматривается взаимоотношение платформ с прилегающими складчатыми структурами; на основании анализа геолого-геофизических материалов приводятся соображения относительно характера формирования этих структур и устанавливается зависимость последних от роли неравномерно-затухающего ротационного режима Земли.

Вопрос о взаимоотношении платформ с прилегающими к ним складчатыми структурами для Урала и Сибири на страницах печати поставлен давно в работах А. А. Блохина (1932), М. М. Тетяева (1934), М. А. Усова (1936) и др. Долгое время результаты этих исследований носили дискуссионный характер, но только после планомерных геологических съемок и обобщений стали приобретать некоторую ясность.

Изучая этот вопрос, автор ознакомился с геологической и геофизической литературой характеризующей физические свойства пород, участвующих в строении этих структур, и в разные годы производил специализированные наблюдения в западной части Енисейского кряжа, в зоне сочленения структур Прибайкальского хребта и Восточного Саяна с Сибирской платформы, в западной фронтальной части Кузнецкого Алатау и в серии разрезов по западному склону Урала. Собранные материалы позволяют по-новому трактовать вопросы взаимоотношения платформ и плит с обрамляющими их складчатыми сооружениями и установить, что как первые, так и вторые характеризуются асимметричностью строения и в зонах сочленения сопровождаются региональными надвигами.

Причина возникновения таких взаимоотношений пока не имеет однозначных истолкований. Важное положение в этом вопросе установили А. В. Долицкий и И. А. Кийко (1963), которые указывают, что «главным условием деформации земной коры является существование в ней полей напряжений, вызванных центробежными силами вращения Земли и неравномерной скоростью вращения»; эту же закономерность ранее отмечали Л. С. Лейбензон (1910) и позднее В. Г. Бондарчук (1946) и А. В. Пейве (1961).

Наглядное представление о различии геологического и геофизического строения юго-восточной части Сибирской платформы и обрамляющих складчатых сооружений (Восточный Саян, Хамар-Дабан и Баргузинский хребет) дает А. П. Булмасов (1960). Используя гравитационные данные в пределах Иркутского амфитеатра, этот исследователь сообщает, что мощность земной коры в рассматриваемой части Сибирской платформы, при положительном магнитном фоне, в среднем достигает 35—40 км, с явным уменьшением в сторону предгорных депрессий Восточного Саяна, где она, например в районе Иркутска, доходит до 15—20 км, в то время как в пределах территорий, занимаемых обрамляющими складчатыми сооружениями (Восточный Саян, Хамар-Дабан и др.), при общем отрицательном магнитном фоне он резко возрастает. Так-

в Восточном Саяне, в осевой части Байкальского грабена, по направлению к нижнему течению р. Баргузин, мощность коры достигает 60—100 км.

Рассматривая данные о мощностях, характеризующих, с одной стороны, платформы, с другой — складчатые сооружения, в частности по зоне сопряжения Сибирской платформы (Иркутский амфитеатр) со структурами Прибайкальского хребта и Восточного Саяна и сравнивая равные единицы объема пород платформы и обрамляющих складчатых сооружений, видим, что плотность первых выше.

Ниже приводим расчет веса двух параллелепипедов, имеющих в основании площадь 1 км² и высоту, равную максимальной мощности земной коры в западной части хребта Хамар-Дабан и Восточного Саяна, где она достигает 100 км, и равного по объему параллелепипеда того же сечения, условно вырезанного в земной коре в пределах площади Иркутского амфитеатра.

Вес рассматриваемого столба в пределах западной части хребта Хамар-Дабан и Восточных Саян будет равен:

$$100 \text{ км} \times 1 \text{ км}^2 \times 2,69 \text{ г/см}^3 * = 269 \cdot 10^3 \text{ млн. т.}$$

Аналогичный по объему параллелепипед в пределах площади Иркутского амфитеатра, по тем же данным (табл. 1), характеризуется более разнообразными показателями:

Таблица 1

Наименование свит, толщ, комплексов	Средняя мощность, км	Средний объемный вес, г/см ³	Вес параллелепипеда в основании 1 км ² в млн. т
Кайнозой — мезозой	0,4	2,38	952
Палеозой	1,6	2,66	4256
Протерозой верхний, средний и нижний	10,0	2,71	27 100
Архей	6,0	2,78	16 680
Базальтовый слой	82,0	3,1	254 200
Всего:	100,0		303 188

Следовательно, блок, состоящий из пород, слагающих платформу высотой 100 км с основанием 1 км² будет весить около 303 000 млн. т, тогда как аналогичный по размерам блок, характеризующий зону складчатых сооружений, — только 269 000 млн. т, т. е. на 34 млн. т (или на 12,6%) легче. Эту разницу нельзя считать стабилизированной во времени. Так, объемный вес структур хребтов Хамар-Дабана и Восточного Саяна был наибольшим для архейского комплекса; в частности, в группе амфиболпироксеновых гнейсов зарагольской свиты (2,85 г/см³) и слюдянской свиты гнейсов и кристаллических сланцев (2,94 г/см³). В то же время породы протерозой и более поздних этапов подвергались сложным процессам метаморфизма, с которыми связаны калиевой и натровой метасоматоз, внедрение кислых и основных гипабиссальных и эффузивных пород и т. д.; по исследованию С. В. Ветрова (1957), объемный вес этого комплекса в среднем достигал 2,82 г/см³, при минимальном значении 2,61 г/см³.

Отсюда вытекает, что объемный вес обрамляющих складчатых сооружений в историческом развитии уменьшается. Платформы же, наоборот, в историческом развитии увеличивают свой удельный вес. Пример Сибирской платформы и Индостанского щита показывает, что увеличение

* Заимствовано из работы С. В. Ветрова (1957) с внесением поправки по позднейшим данным В. В. Белоусова (1966).

веса идет в основном за счет внедрения в верхний структурный этаж «траппов», объемный вес которых колеблется от 2,82 до 3,1 г/см³; так, например, в Тунгусской синеклизе «траппы» составляют более 50% массы горных пород.

Ниже, в свете сравнения, приводится краткая характеристика некоторых общих черт, которыми обладают выделяемые крупные структурные единицы.

Строение Сибирской платформы неоднородно; в ней можно отчетливо выделить северо-западную и юго-восточную части. Характерной чертой первой является широкое развитие в верхнем структурном этаже горных пород с высоким объемным весом — «сибирских траппов», представленных многоэтажными силлами, дайками, покровами. Наоборот, в юго-восточной части комплекс этих пород представлен единичными дайками, как правило, вытянутыми в северо-восточном направлении. Это соотношение распределения траппов указывает на два положения: 1) основная магма распространена под всей площадью платформы; 2) условия для проникновения ее в верхний структурный этаж в северо-западной части были более благоприятными, чем в юго-восточной.

Ниже, базируясь в основном на данных тектонической карты Евразии масштаба 1 : 5 000 000 (1966), автор приводит ориентировочный подсчет главнейших параметров структурных элементов Центральной Сибири, где, с одной стороны, объединяются Сибирская платформа (без Алданского щита), Западно-Сибирская плита с переработанной тектоническими процессами южной частью, включающей Кузнецкий прогиб, Салаир, Томь-Колыванскую складчатую зону и Барнаул-Павлодарскую часть Омской синеклизы. С другой стороны, объединены структуры обрамляющих складчатых сооружений: Байкало-Витимская, Кузнецко-Алатауская, Восточная и Западная Саянская, Тувино-Монгольская, Алтайская, Прииртышская и Казахстанская складчатые структуры. Ориентировочный подсчет указывает, что масса пород, слагающих платформенные структуры Центральной Сибири, относится к массе прилегающих складчатых структур этого же региона как 30 : 1. При этом, как показывает анализ исторического развития рассматриваемых структур, это отношение возрастает за счет постепенного увеличения объемного веса платформ и плит и облегчения обрамляющих складчатых структур.

В настоящее время, как сообщает М. В. Стовас (1963), «естественное располагает неоспоримым доказательством того, что в прошлые геологические эпохи Земля вращалась много быстрее, чем в современную эпоху». Одновременно А. В. Долицкий и И. А. Кийко (1963), рассматривая вопрос о причинах деформации земной коры и разбирая явления, связанные с перемещением в ней полей напряжения, указывают, что «в зависимости от ускорения и замедления вращения Земли, поля напряжения будут носить характер соответственно растягивающего или сжимающего значения». Историческое изменение угловой скорости вращения Земли и дифференцированность массы земной коры, при неравномерном затухании скорости вращения в силу закона инерции, приводит к тому, что региональные структуры, характеризующиеся различной массой, будут перемещаться с различной скоростью. При этом наиболее активные поля напряжения будут создаваться именно в шовных зонах структур, обладающих различными массами и, соответственно, различными моментами инерции.

В силу стремления тяжелых масс платформ сместиться от полюсов к приэкваториальным частям, вектор смещения будет ориентирован по долготе по направлению к Тетису. Второй же вектор, определяющий затуханием угловой скорости вращения Земли, будет направлен по широте на восток. Составляющая этих двух векторов, для северного полушария (относительно Тетиса) будет иметь юго-восточное направление, а для южного полушария — северо-восточное.

Структурные элементы, свидетельствующие о том или ином состоянии вещества в различных участках платформ и складчатых сооружений, делятся на две большие группы:

- а) структуры, образованные в условиях преобладающего растяжения;
- б) то же в условиях преобладающего сжатия.

К структурам первой группы в платформах относятся: флексуры, системы радиальных дизъюнктивных нарушений, сопровождающихся полями даек основных пород («траппов»). В складчатых областях они представлены региональными глубинными разломами, грабенами, грабен-синклиналями, трещинами, выполненными интрузиями основных и ультраосновных пород. Кроме того, для платформ и складчатых сооружений характерны зоны повышенной проницаемости, в которых локализуются гидротермальные проявления.

Таблица 2

Возраст испытываемых пород	Объемный вес г/см ³	
	Канско-Тасеевская депрессия	Иркутский амфитеатр
Нижний кембрий	2,62	2,68
Верхний кембрий	2,51	2,63
Ордовик	2,40	—
Юра	2,25	2,38

Элементы второй группы, образованные при преобладающих условиях сжатия вещества, представлены в платформах структурами поверхностного коробления над глубинными разломами фундамента и, главным образом, полями распространения диапировых структур; в складчатых областях — системами чешуйчатых складок, перекрытий, несущих элементы шарьяжного строения, складок, опрокинутых в сторону платформ, зон милонитизации, брекчий трения, зеркал скольжения и т. д. Непосредственно на сочленении платформ и складчатых областей структуры второй группы представлены надвигами и поддвигами.

Геологические материалы, обобщенные в последних изданиях тектонических карт Европы (1964) и Евразии (1966) с дополнениями А. Л. Яншина (1965), подчеркивают асимметричное строение платформ и обрамляющих их складчатых сооружений. Элементы, характеризующие поля растяжения в пределах Сибирской платформы, в основном представлены трещинами, выполненными траппами, которые сгруппированы в северо-западной и западной частях рассматриваемой региональной структуры, от бассейна Уды на юге вплоть до района Норильска на севере. Внедрение основной магмы в верхний структурный этаж было многоактным процессом с образованием многоярусных пластовых залежей, составляющих пояс шириной более 150 км. В пределах восточной половины Сибирской платформы эти вулканогенные образования имеют ограниченное распространение и, как правило, связаны с единичными разломами, образуя группы даек большой протяженности (75—100 км), при относительно незначительной мощности (0,5 км).

Асимметричное развитие платформы фиксируется также расположением в северо-западной части Сибирской платформы крупных впадин, как например Тунгусская синеклиза и др.

В архее и протерозое, до этапа излияния основной магмы, Сибирская платформа характеризовалась, видимо, более равномерным распределением плотности земной коры, но, как показывают данные С. В. Ветрова (1957), плотность пород от начала палеозоя и до низов мезозоя испытывает тенденцию к постепенному уменьшению (табл. 2).

Этот материал был проанализирован В. Г. Васильевым и С. Н. Гушковым и др. (1957), которые сообщают, что главной причиной различия физических констант в крупных тектонических структурах является различие их вещественного состава, а последний, как показано нами, находится в функциональной зависимости от исторического развития структур.

В пределах Европейской платформы (Русская плита и Балтийский щит) распределение полей напряжения и растяжения развивалось в общем в том же плане, что и для Сибирской платформы. Здесь также намечается асимметричное строение, которое было заложено на грани архея и протерозоя. Не детализируя этого вопроса, укажем, что вулканогенные формации основных пород начали концентрироваться в верхнем структурном этаже в южной половине Балтийского щита уже во второй половине нижнего протерозоя.

Асимметрию Русской плиты также подчеркивает распределение крупных тектонических впадин; так, ориентировка оршинско-крестцовского прогиба Московской синеклизы указывает, что силы, вызвавшие деформацию растяжения, были ориентированы с юго-востока на северо-запад.

Наиболее четко асимметричное строение плиты проявляется в более поздние этапы ее развития, характеризуюсь расположением структур, связанных с образованием «ядер протыкания» (соляная тектоника), которые, как правило, развиты в юго-восточной части плиты в пределах Прикаспийской синеклизы.

Приведенная характеристика главнейших черт строения Сибирской и Европейской платформ не дает исчерпывающих критериев для решения вопроса о роли неравномерно-затухающего ротационного режима Земли. В то же время наличие полей растяжения и сжатия подчеркивает асимметричность развития платформ и позволяет отметить, что структуры, характеризующиеся элементами сжатия, свойственны юго-восточным частям рассматриваемых тектонических территорий, и наоборот, структуры, которые образуются при процессах растяжения, тяготеют к северо-западным половинам анализируемых площадей.

Комплекс структурных элементов, определяющих преобладание сжатия в складчатых структурах, обрамляющих платформы, более ограничен. К числу главных нужно отнести серию чешуйчатых надвигов и опрокинутых в сторону платформ складок: примером являются аналогичные образования западного Урала, расположенные к западу и востоку от Зилаир-Вершина-Илекского крутого надвига. Полого падающие надвиги известны в юго-восточной части Иркутского амфитеатра; «Ангарский шарьяж» описан многочисленными исследователями, отмечающими перекрытие юры сложными складками докембрия. Близкая по тектоническому строению структура с элементами перекрытия юрских образований палеозойскими породами была изучена М. А. Усовым (1936) и позднее другими исследователями на сопряжении структур Кузнецкого Алатау и восточной части Кузнецкой котловины.

К этой же группе структур с горизонтальным смещением надвинутого крыла, сложенного верхним протерозоем, на платформенный верхний кембрий, нужно отнести пологий надвиг прослеживающийся вдоль западной окраины сложных структур Енисейского кряжа.

В тыловых частях указанных обрамляющих складчатых сооружений обычно расположены зоны растяжения, выраженные глубинными разломами и часто сопровождающиеся гипербазитами и межгорными депрессиями; в краевых зонах последних развиты флексуры растяжения; в ряде мест отмечаются грабен-синклинали и многочисленные дизъюнктивные нарушения; широко известны зоны повышенной проницаемости, сопровождающиеся гидротермальными проявлениями. В геофизическом отношении эти площади характеризуются нехваткой масс и магнитными полями ниже нулевых значений.

Примеры таких взаимоотношений можно наблюдать на южной половине Урала, где известен генеральный глубинный разлом между структурами Урал-Тау и Магнитогорским синклиналием, сопровождающийся габбро-гипербазитовыми интрузиями (Кимперсайской, Халиловской и др.). Известна система депрессионных структур (долгоживущий Орский грабен и Орьская грабен-синклиналь, Домбаровская син-

клиналь и др.), а также многочисленные дизъюнктивные нарушения, среди которых особое место занимают зоны повышенной проницаемости, сопровождающиеся проявлениями эффузивной и гидротермальной деятельности.

Асимметрия структур наблюдается также и в пределах складчатого комплекса Кузнецкого Алатау, где система надвигов тяготеет к его западной окраине, а в восточной половине развиты поля эффузивов, а также грабены и впадины и многочисленные дизъюнктивные нарушения, сопровождающиеся зонами повышенной проницаемости, с которыми связаны поля рудных золотых месторождений.

В строении структур Енисейского антиклинория асимметрия подчеркивается развитием системы надвиговых структур на западе и наличием грабенов, выполненных протерозой-кембрийскими осадками на востоке (Каменская, Тейская и др.). Зоны дизъюнктивных нарушений часто сопровождаются зонами повышенной проницаемости, с которыми связана основная восточная группа золотых месторождений Енисейского кряжа.

Соотношения платформенных и складчатых структур в Прибайкалье и западном Забайкалье более сложны. В западной части Прибайкалья известна система пологих, с горизонтальным перемещением надвигов, сопровождающихся в тыловых частях зонами проницаемости, с которыми связаны золотопроявления незначительного масштаба. Западные части Восточного Саяна и Западного Забайкалья осложнены молодыми тектоническими процессами, с которыми связаны кайнозойские рифтовые образования: Байкальская, Баргузинская и др., депрессии. Эти структуры сопровождаются дизъюнктивными нарушениями и зонами проницаемости, к которым приурочено редкометальное и золотополиметаллическое оруденение.

Все это указывает на наличие асимметрии строения и в складчатых структурах, обрамляющих юго-восточную часть Сибирской платформы.

Суммируя изложенное выше, необходимо подчеркнуть, что для северного полушария (в геологическом понятии, т. е. севернее зоны «Тетис») формирование полей напряжения является процессом историческим. При этом намечающиеся закономерности характерны не только для Сибирской и Европейской платформ. Геологическое строение других платформ и щитов указывает, что эти закономерности проявляются и в юго-восточной части Канадского щита. В Адирондакских горах, например (Ирдли, 1954), известна зона «таконских надвигов», где на систему докембрийских кристаллических пород полого надвинут комплекс нижнего палеозоя. Асимметричность строения региональных структур можно отметить и в пределах Индостанского щита как по распределению и составу интрузий траппов Деккана, по данным Н. А. Вембана (1950), и наличию крупных депрессий (Виндийской и Декканской синеклиз), так и по системе дизъюнктивных нарушений в юго-западной части щита и за ее пределами в океанической зоне. Близкие по строению закономерности асимметричного строения отмечают Ф. Уокер и А. Польдерваарт (1950) и в пределах распространения долеритов Африканской платформы. Таким образом, все это указывает на планетарное развитие асимметрии платформ, которая находится в функциональной зависимости от ротационного режима Земли.

Автор статьи, рассматривая проблему влияния ротационного режима Земли на геологические процессы, отмечает, что при настоящей степени изученности ряд сделанных выводов относится к категории рабочих гипотез. В то же время нужно подчеркнуть, что синтезом из приведенных данных о распределении признаков уплотнения и растяжения «вещества» Земли является исторически существующая тенденция к смещению региональных структур в северном полу-

шарии в юго-восточном направлении и в южном полушарии в северо-восточном направлении.

Масштаб горизонтальных смещений в настоящее время еще не поддается точному определению, но исходя из данных о строении надвиговых структур, развитых в зонах обрамляющих складчатых образований, можно говорить о том, что перемещение вещества не выходит за пределы первого десятка километров.

В свете изложенного становится ясным, что локальное «сморщивание» верхних частей земной коры функционально зависит от неравномерной скорости вращения Земли, а не от явлений «общего сжатия», выдвигаемых сторонниками контракционной теории.

Резюмируя сказанное, подчеркнем, что тектонические процессы, проявляющиеся на разных этапах развития Земли, находятся в прямой зависимости от состава масс жестких платформ, а активизация перемещения последних, сопровождающаяся образованием складчатых сооружений в зонах обрамления платформ, зависит от неравномерно-затухающей угловой скорости ее ротационного движения и от масштаба торможения последнего.

К числу важнейших выводов из приведенных положений относятся следующие.

1. Равные единицы объема пород, слагающих платформы, тяжелее пород обрамляющих складчатых сооружений.

2. В историческом развитии платформы увеличивают свой объемный вес, а обрамляющие складчатые сооружения уменьшают его.

3. Вследствие закона центробежных сил и закона инерции как платформ, так и обрамляющие складчатые сооружения северного полушария в своем историческом развитии смещаются по отношению к тетису в юго-восточном направлении. При этом скорость перемещения масс земного вещества различна. Платформы, сложенные массой с большим удельным весом, при уменьшении угловой скорости ротационного режима Земли дольше сохраняют состояние смещения, имея больший момент инерции, чем равные или меньшие объемы складчатых обрамляющих сооружений. В результате, в силу различия в скоростях и отрезках времени перемещения масс, в шовных зонах рассматриваемых структур в историческом развитии возникают поля напряжения, выражающиеся как в уплотнении вещества, так, и в образовании региональных сложных надвиговых («поддвиговых» — Д. З.) структур.

Литература

- Белоусов В. В. О коре и верхней мантии материков. Сов. Геология, № 1, 1965.
- Блохин А. А. Новые данные о геологическом строении Южного Урала. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. X, вып. 1, 1932.
- Бондарчук В. Г. Тектоорогения. Изд-во Киевск гос. ун-та им Шевченко, 1946.
- Булмасов А. П. Магнитное и гравитационное поля Прибайкалья в связи с его сейсмичностью. Бюл. Сов. по сейсм., № 10, 1960.
- Васильев В. Г., Гушкович С. Н. Гравитационное и магнитное поля и их интерпретация. Сб. «Геологическое строение юга Сибирской платформы и нефтеносность кембрия». Гостоптехиздат, 1957.
- Вембан Н. А. Пути дифференциации в траппах Декана. Сб. «Геология и петрография трапповых формаций». Изд-во иностр. лит., 1950.
- Ветров С. В. Физические свойства горных пород. Сб. «Геологическое строение юга Сибирской платформы и нефтеносность кембрия». Гостоптехиздат, 1957.
- Долицкий А. В., Кийко И. А. О причинах дифференциации земной коры. Сб. «Проблемы планетарной геологии». Госгеолтехиздат, 1963.
- Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1954.
- Лейбензон Л. С. Деформация упругой сферы в связи с вопросами о строении земли. Уч. зап. Моск. ун-та Отд. физ.-мат. фак., вып. 27, 1910.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1961.
- Стовас М. В. Некоторые вопросы тектогенеза. Сб. «Проблемы планетарной геологии», Госгеолтехиздат, 1963.

- Тектоника Европы. Объяснительная записка к международной тектонической карте Европы м-ба 1 : 2 500 000 под редакцией А. А. Богданова, М. В. Муратова и др. Изд-во «Недра», 1964.
- Тектоническая карта Евразии м-ба 1 : 5 000 000 под редакцией А. Л. Яншина. Геол. ин-т АН СССР, Мин. геол. СССР, 1966.
- Тетяев М. М. Южная окраина Иркутского угленосного бассейна. Тр. Центр. научн. иссл. геол.-разв. ин-та, вып. 2, 1934.
- Уокер Ф., Польдерваарт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза. Сб. «Геология и петрография трапповых формаций», Изд-во иностр. лит., 1950.
- Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза. Изд-во Зап.-Сиб. края, Томск, 1936.
- Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. Геотектоника, № 5, 1965.

Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт

Статья поступила
8 апреля 1967 г.

D. K. ZEGEBART

**SOME FEATURES OF THE STRUCTURE OF PLATFORMS
AND FRINGING FOLD STRUCTURES GENERATED
BY THE EARTH'S ROTATIONAL REGIME**

The effect of the Earth's unevenly slackening rotation on the history of major geostructural units—platforms and fringing fold structures—is discussed. Taking as an example specific geostructures, such as those of the Siberian platform, Eastern Sayany Range and Pre-Baikal orogenic structures, Yenisey Ridge and West Siberian platform and a number of other structures, the specific gravity of rocks comprising platforms was found to be higher than that of rocks making up orogenic structures. During their history the difference increases, the former become heavier, while the latter have their specific gravity lessened.

In the course of unevenly slackening rotation of the Earth, when the angle velocity decreases, the platforms possess a higher inertia momentum and drift under the orogenic areas. This leads to complex overthrusts (underthrusts) where the structures contacts each other, compression fields in the platforms and fringing orogenic structures, and, on the contrary, lesser-density fields at a distance from the contact zones. The latter fields are more favourable for the formation of large ore-bearing endogenetic deposits.

Central Research Mining Exploration Institute
of Non-Ferrous, Rare and Precious Metals
Moscow

УДК 551.24(571.53+571.55) + 551.72(571.53+571.55)

Ю. Н. ГАМАЛЕЯ

**ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
В ДОКЕМБРИИ**

Юго-восточная часть Сибирской платформы перешла к стадии платформенного развития около 2 млрд. лет назад. В платформенном докембрии выделяются два этапа. Ранний этап — подвижной и поздний — стабильной платформы. Для первого характерны линейные, для второго — мультисубпараллельные структуры. Структуры развивались унаследованно. Ко времени перехода от раннего к позднему этапу приурочено поднятие и внедрение гранитоидов Улканского плутона (1770—1600 млн. лет). Проводится формационный анализ образований обоих этапов. Отмечены черты сходства в развитии Сибирской и Южно-Африканской платформ в докембрии.

Накопившийся к настоящему времени большой материал относительно ранних этапов развития древних платформ в последние годы обобщен Е. В. Павловским (1962, 1964) и М. С. Марковым (1962, 1964). Е. В. Павловский показал, что в некоторых районах современных континентов в раннем докембрии после завершения формирования фундамента устанавливались специфические протоплатформенные условия, имевшие, наряду с общими чертами, отличия от платформенных условий неогей. Отличаются протоплатформы прежде всего относительно малой жесткостью и высокой проницаемостью. К их специфическим чертам относятся также: 1) формирование в теле протоплатформ геосинклинальных трогов; 2) многообразие магматических проявлений от ультраосновного до кислого и щелочного состава; 3) локальная ремобилизация кристаллического фундамента; 4) локальный метаморфизм пород чехла.

В Восточной Сибири существование подобных условий в нижнем протерозое установлено А. М. Лейтесом (1965) в пределах Олекмо-Витимской горной страны. Здесь им выделен Удокано-Каларский эндопротоплатформенный прогиб, выполненный мощной (до 13,0 км) удоканской серией нижнего протерозоя (пестроцветная терригенная формация). Позднее здесь же были выделены геосинклинальные трои (Федоровский, Лейтес, 1968), заложившиеся несколько раньше Удокано-Каларского прогиба.

Существование условий, близких протоплатформенным, устанавливается и в юго-восточной части Сибирской платформы (бассейны рек Учур и Мая). Здесь после завершения формирования кристаллического фундамента в узких прогибах накапливались мощные вулканогенно-терригенные толщи и широко представлены интрузии основного, кислого и субщелочного состава. Локально породы чехла метаморфизованы. Для обозначения этого периода развития в статье, вслед за В. Е. Хаиным (1964), используется термин «подвижная платформа». Автор отдает предпочтение этому термину потому, что в нем отражена основная особенность тектонического режима подобных участков земной коры — их неустойчивость, нестабильность, подвижность. «Подвижной платформе» противопоставляется «стабильная» платформа, характеризующаяся типично платформенными формациями, относительно малой мощностью

осадочных не затронутых метаморфизмом толщ и почти полной амагматичностью.

В последние годы геологами Алданской экспедиции ВАГТ были изучены разрезы наиболее древних докембрийских образований осадочного чехла юго-восточной части Сибирской платформы. Результаты изложены в ряде публикаций (Алексеев и др., 1962; Гамалея и др., 1963; Безр, 1965; Забродин, 1966; Гамалея, Забродин, 1967). На основе этих материалов разработана схема расчленения докембрийского чехла на следующие свиты (снизу вверх): топориканская (кварцевые и кварцито-видные песчаники, гравелиты, конгломераты, реже — лавы среднего и основного состава); улкачанская (лавы среднего и основного состава, граувакки, песчаники); элгэтэйская (лавы кислого, реже среднего и основного состава, песчаники); бириндинская (песчаники, конгломераты, основные и средние вулканыты). Выше залегает толща терригенных пород, в составе которой В. Е. Забродин (1966), В. Р. Алексеев и некоторые другие исследователи выделяют нижнюю — конкулинскую, и верхнюю — гонамскую свиты. А. К. Башарин (1965) и В. И. Гольденберг рассматривают известковистые сероцветы гонамской и красноцветы конкулинской свит как фации единой толщи. Составы свит практически идентичны, особенно в тех разрезах, где в гонамских песчаниках исчезает известковистый цемент. Линзы конгломератов характерны для обеих свит; единого базального горизонта в основании гонамской свиты не обнаружено. В настоящей статье, чтобы не вносить излишней путаницы в применение названий «гонамская» и «конкулинская», вся послебириндинская терригенная толща описывается под названием «трансгрессивная терригенная формация». Выше залегает омахтинская свита доломитов, возраст которой равен 1300 млн. лет (Стратиграфия СССР, т. 2, стр. 210). История развития юго-востока Сибирской платформы, начиная омахтинского времени, достаточно полно освещена в литературе (Стратиграфия СССР, т. 2, стр. 210—212). Слабее освещено (Тугаринов, Войткевич, 1966) более раннее, топориканоомахтинское время, рассмотрению которого посвящено последующее изложение. Основываясь на материалах по стратиграфии и тектонике платформенного докембрия Сибири, изложенных в перечисленных выше работах геологов ВАГТ, можно провести формационный анализ образований этого времени с целью наиболее полного освещения истории развития региона.

Кристаллический фундамент на юго-востоке Сибирской платформы был сформирован около 2,3 млрд. лет назад, а возможно и несколько ранее. Самая древняя цифра, полученная калий-аргоновым методом по валовой пробе гранита, послыной инъецирующего и мигматизирующего гнейсы фундамента — 2,3 млрд. лет. Эта цифра может соответствовать времени складчатости и метаморфизма, но может быть и омоложенной. Известно, что определение возраста древних пород калий-аргоновым методом малонадежно, вследствие возможной утечки аргона из решетки полевых шпатов. В описываемом регионе расхождение в определениях возраста по калиевому шпату и биотиту из одной пробы протерозойских гранитов весьма значительно (калиевый шпат — 359 млн. лет, биотит — 1866 млн. лет) (Гамалея, 1968). Возраст цирконов (U—Pb метод) из гранофировых гранитов, частично прорывающих элгэтэйскую свиту, 1930 млн. лет. К этому времени уже успел сформироваться чехол мощностью более 800—1000 м, что требует осторожно относиться к цифре 2,3 млрд. лет для гранитов фундамента. Можно предполагать, что к этому времени фундамент был уже сформирован.

В дальнейшей докембрийской истории развития платформы достаточно четко выделяются два этапа. Первый этап характеризовался заложением узких грабенообразных прогибов, выполненных вулканогенно-терригенными толщами. Во втором этапе они переродились в широкие

прогибы типа синеклиз, выполненные в основном терригенными образованиями (Гамалея и др., 1963).

В настоящее время известны два прогиба раннего этапа: Улканский и Билякчанский. Оба они расположены в крайней части Сибирской платформы. Их положение и форма определяются Южно-Учурским и Билякчанским разломами; эти тектонические швы являются естествен-

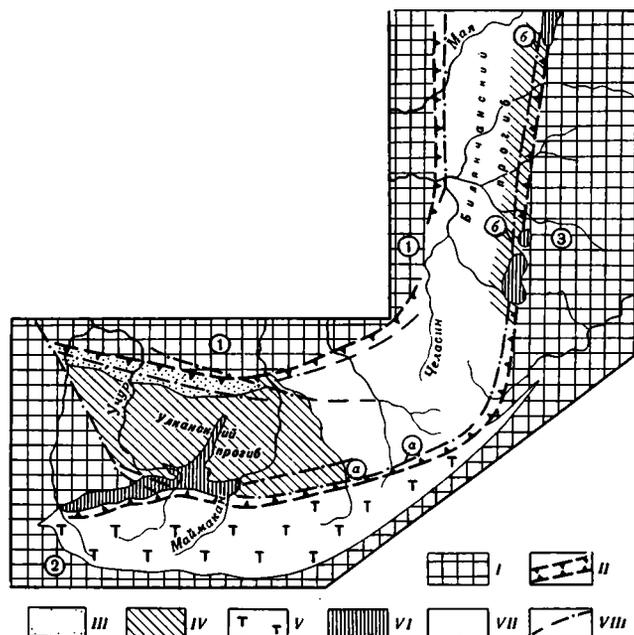


Рис. 1. Вулканогенно-плутонические формации Улканского и Билякчанского прогибов (этап подвижной платформы)
 I — области поднятий, сложенные кристаллическими породами фундамента (цифры в кружках): 1 — Омнянское поднятие, 2 — Джугджурское поднятие, 3 — Оймяконо-Охотский массив. II — грабенообразные прогибы (предполагаемые границы). Формации: III — терригенная и трахибазальтовая; IV — андезит-липаритовая (липаритовая субформация); V — анортзитовая; VI — габбро-гранофировая. VII — части грабенообразных прогибов, перекрытые мощными отложениями молодого возраста. VIII — разломы: а — Южно-Учурский, б — Билякчанский

ными границами между прогибами, с одной стороны, и зоной Джугджурского сводового поднятия и Оймяконо-Охотского массива, с другой (рис. 1). Интересной особенностью прогибов является то, что они резко ограничены разломами только с одного борта, тогда как другой является относительно пологим. Ширина Улканского прогиба около 50 км, протяженность в субширотном направлении 200 км. Размеры Билякчанского прогиба: ширина около 15 км, протяженность 200 км. Вероятно, оба прогиба соединяются в один, но область их возможного стыка перекрыта мезозойскими вулканитами. Мощности выполняющих прогибы отложений резко возрастают по мере приближения к Билякчанскому и Южно-Учурскому разломам. Это, очевидно, связано с неравномерным опусканием дна прогибов при более интенсивном погружении частей, прилегающих к разломам. По-видимому, подобные прогибы существовали и в более внутренних областях платформы. Доказательством являются недавно найденные С. В. Нужновым в пределах Суннагинского хребта, в нижней части разреза докембрийского платформенного чехла, кислые вулканиты, аналогичные лавам Улканского прогиба. Однако в настоящее время структуры раннего этапа на большей части территории перекрыты более молодыми образованиями.

Улканский прогиб (рис. 2) в настоящее время наиболее хорошо изучен. Заполнение его началось с накопления толщи кварцевых и кварцитовидных песчаников и гравелистов топориканской свиты. Осадконакопление иногда прерывалось излияниями лав среднего и основного состава. Резкое преобладание терригенных пород и их однородный олигомиктовый состав свидетельствуют о том, что накопление происходило в континентальных или лагунных условиях. Окружающие горные сооружения были сnivelированы эрозией, так что относительно малые мощности могли накапливаться за значительные промежутки времени.

По своему облику и составу терригенные породы топориканской свиты аналогичны значительно более молодым песчаникам трансгрессивной терригенной формации. На других древних платформах кварциты, кварцитовидные и кварцевые песчаники являются характерными членами разрезов чехла. Они широко представлены в разрезе серии Гурон Канадского и ятулийской серии Балтийского щитов. С ними в низах разрезов часто ассоциируют образования коры выветривания. Принято считать подобные породы типичными для стабильной платформы (Stockwell, 1957; Simonen, 1960; Павловский, 1964).

В последующее улкачанское время установившийся было режим стабильной платформы резко изменился. Начиная с этого времени вулканические излияния резко преобладали над осадконакоплением. Образования этого возраста занимают большую площадь, чем топориканские терригенные породы. На склонах омнинского

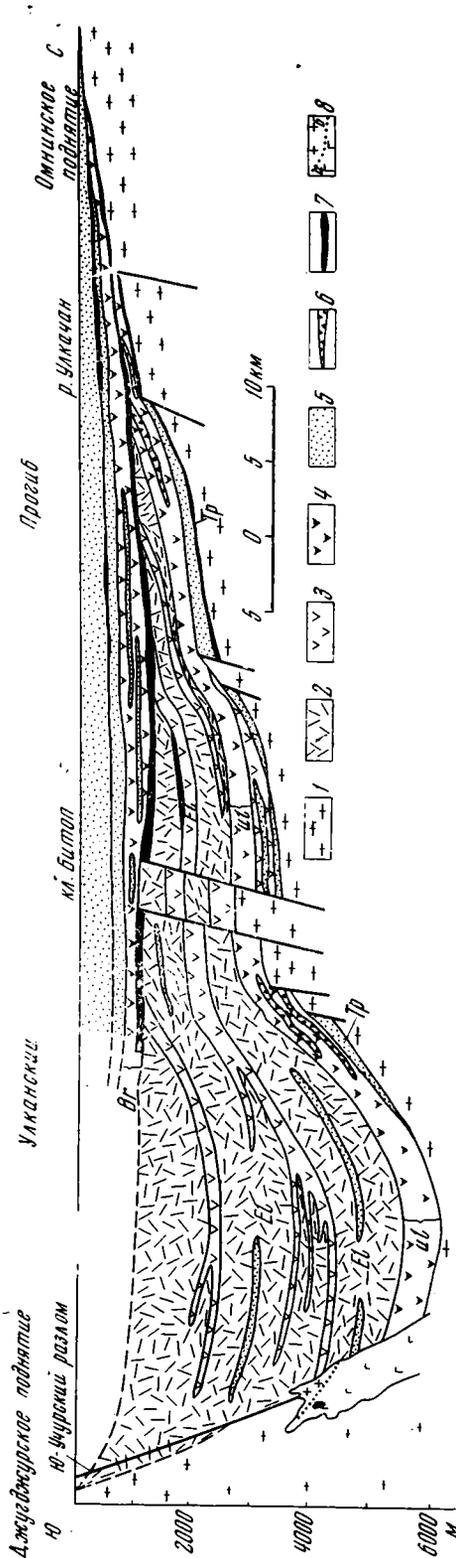


Рис. 2. Схематический профиль через Улканский прогиб

1 — гнейсы кристаллического фундамента, 2 — эффузивы кислого состава, 3 — эффузивы среднего и основного состава повышенной щелочности, 4 — эффузивы среднего и основного состава, 5 — кварцевые, кварцитовидные и аркозовые песчаники, 6 — гравляки, полимиктовые песчаники, 7 — конгломераты, 8а — габбро, 8б — графировые граниты. Свиты: Гр — топориканская, Ул — улкачанская, Ел — элгэзэйская, Вг — бириндинская

поднятия они трансгрессивно залегают на породах фундамента. Все это свидетельствует о расширении прогиба. Улкачанская свита сложена потоками трахиандезитов, трахиандезитовых базальтов, андезитовых порфиритов и трахитов, чередующихся с граувакками и полимиктовыми песчаниками, реже — аркозовыми и кварцевыми песчаниками. Резко изменился и состав терригенных пород. Для граувакк и песчаников характерен темно-зеленый или грязно-серый цвет, плохая сортированность и окатанность материала. Среди обломочного материала преобладают местные породы — лавы среднего состава, туфы. Это указывает на то, что лагунные или континентальные условия в улкачанское время, очевидно, сохранились, но вулканические излияния следовали столь часто, что песчаные отложения быстро перекрывались лавовыми потоками. Поэтому разложение темноцветных и полевошпатовых компонентов не доходило до конца.

Лавовые потоки улкачанской свиты дифференцированы так, что нижние их части сложены мелкозернистыми трахиандезитами, трахиандезитовыми базальтами, средние — андезитовыми порфиритами с плагиоклазом и калиевым полевым шпатом во вкрапленниках, а верхние — трахитами или пузыристыми шлаками щелочного состава. Мощность свиты 300—400 м.

Лавы, как правило, окрашены в красно-бурый и темно-лиловый цвета вследствие широкого распространения в них гематита. Гематитизация и подобные окраски лав типичны для континентальных условий (Кузнецов, 1964). Породы улкачанской свиты в целом близки трапповой формации, но обладают повышенной щелочностью. На петрохимической диаграмме (рис. 3) линия их дифференциации лежит значительно правее линии лав типа Сан-Франциско, от которых они отличаются повышенным содержанием щелочных металлов (характеристика *a*) и пониженным содержанием кальциевых плагиоклазов (*c*). Для них обычна ассоциация оливина, чаще всего разложенного, с калиевым полевым шпатом. Перечисленные особенности сближают вулканогенные образования улкачанской свиты с трахибазальтовой формацией континентов (Кузнецов, 1964).

В элгэтэйское время состав вулканических излияний резко изменился. Широкое распространение получили лавы липаритового состава — кварцевые ортофиры, игнимбриты. Миндалекаменные порфириты играли подчиненную роль. В низах разреза свиты их несколько больше, чем в средней и верхней частях (Гамалея и др., 1963). Мощность свиты достигает 4000 м.

Для кислых лав характерны красные окраски и почти полное отсутствие цветных минералов, по крайней мере во вкрапленниках. Среди лав среднего и основного состава в различных разрезах встречаются то базальты и порфириты, то трахиандезиты и трахидолериты. Характерны прослой грубозернистых аркозовых и кварцевых песчаников и гравелитов, в составе которых преобладают обломки кислых вулканитов и кварц, иногда встречаются архейские породы, а обломки порфиритов отсутствуют полностью.

Состав вулканических излияний и терригенных пород свидетельствует о том, что в элгэтэйское время континентальные условия в пределах Улканского прогиба сохранялись. Как и в топориканское время, интенсивные процессы выветривания приводили к полному разложению кластического материала основного состава, а часто — и полевых шпатов вплоть до образования олигомиктовых песчаников.

Породы элгэтэйской свиты полнее всего отвечают липаритовой субформации, которая является разновидностью андезит-липаритовой формации и отличается резким преобладанием кислых лав. Как видно из диаграммы (рис. 3), лавы элгэтэйской свиты соответствуют типу Лассен-Пик, для которого характерна несколько повышенная щелочность.

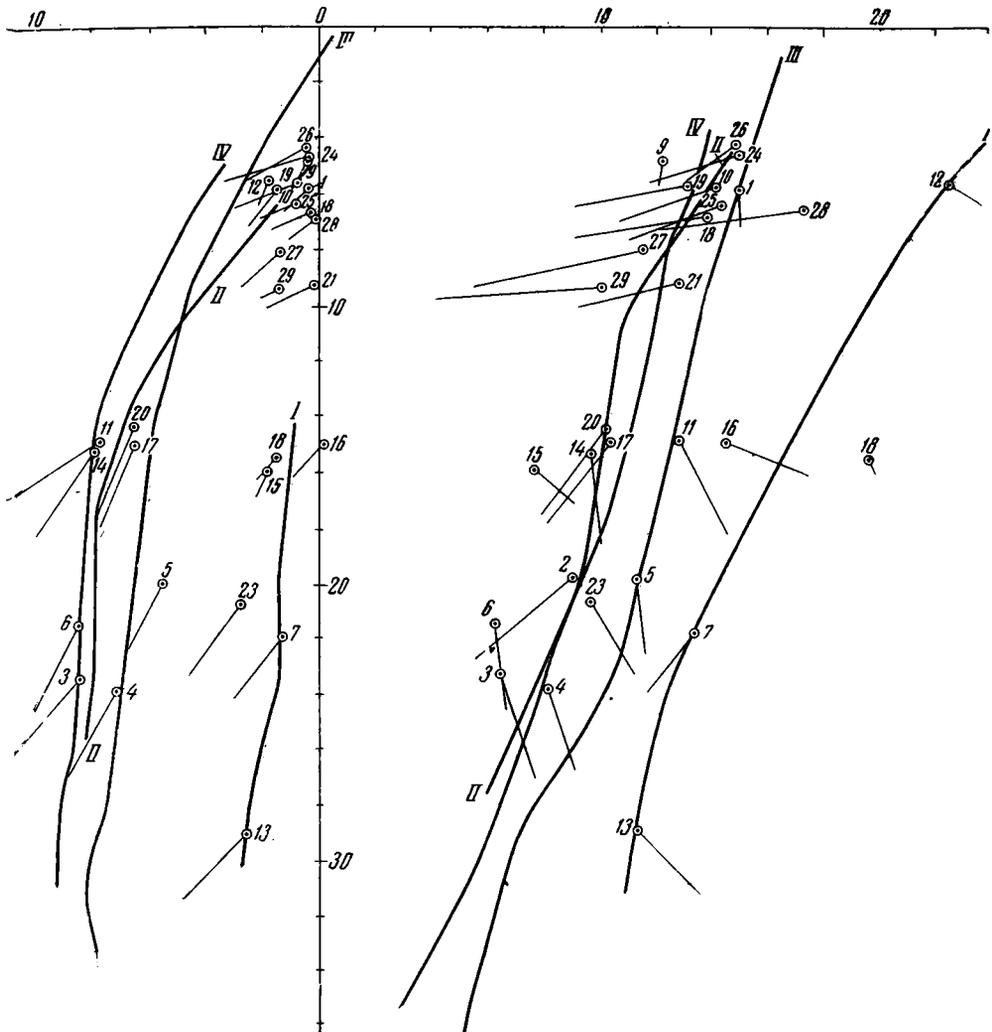


Рис. 3. Петрохимическая диаграмма пород Улканского прогиба

I — трахибазальтовая формация улканчанской свиты, II — липаритовая субформация элгэтэйской свиты, III — тип Сан-Франциско, IV — тип Лассен-Пик

Элгэтэйские кислые лавы отличаются некоторой пересыщенностью глиноземом.

По мнению С. Г. Петрова и Л. С. Семенова, вулканогенные образования улканчанской и элгэтэйской свит следует выделить в самостоятельную базальтово-риолитовую формацию, так как по составу и объему конечных членов ряда они не соответствуют ни одной из выделенных ранее формаций. Кроме того, подобные ассоциации пространственно тяготеют к древним платформам и по особенностям состава стоят ближе к трапповым формациям.

По мнению автора, совместное рассмотрение вулканитов улканчанской и элгэтэйской свит вряд ли оправдано. Во-первых, стратиграфическая самостоятельность и разновозрастность обеих свит выражены достаточно четко. Во-вторых, если для улканчанской свиты характерны крайние члены трахибазальт — трахит, то для элгэтэйской обычные базальт (трахибазальт) — липарит. Наконец, при раздельном рассмотрении обеих свит легко подобрать аналоги для них среди уже известных формаций. Хотя андезит-липаритовая формация выделена для ороген-

ных этапов развития геосинклиналией, но, как отмечает Ю. А. Кузнецов, «нередко мы обнаруживаем, что многие типы магматических формаций переходят из своих „родных“ структур в соседние, где им вообще „не положено“ образовываться» (Кузнецов, стр. 371, 1964).

Вулканизм элгэтэйского времени сопровождался интенсивной интрузивной деятельностью. В это время формировались массивы пород габбро-гранофировой формации (рис. 1, 2). Размещение массивов четко контролируется глубинными разломами. Так, самый крупный Южно-Учурский массив габбро-гранофиров приурочен к Южно-Учурскому разлому. В Южно-Учурском массиве выделяются две разновидности пород — габбро с габбро-диабазами и красные гранофировые граниты. Габбро слагают более глубокие части массива, а гранофиры — верхние. Взаимоотношения между породами сложные. В зоне контакта в габбро в изобилии содержится интерстициальный гранофир, количество которого повышается к контакту, так что создается впечатление постепенного перехода. В то же время наблюдаются жилы гранофиров среди габбро. Такие соотношения свидетельствуют в пользу предположения о прохождении гранофира в результате дифференциации габброидов. Время внедрения интрузий габбро-гранофировой формации 1930 млн. лет.

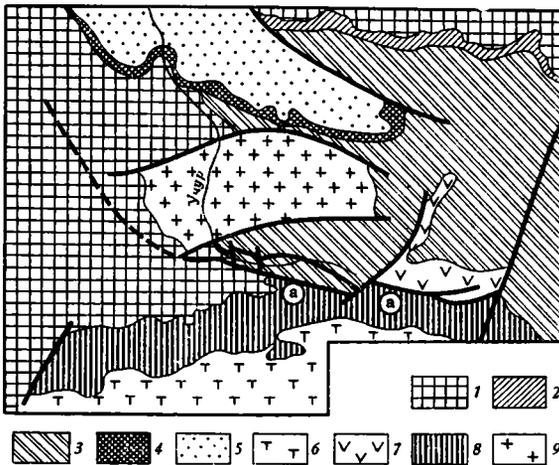


Рис. 4. Литологические и вулканоплутонические формации Уланоканского прогиба (этап подвижной платформы)

1 — кристаллический фундамент платформы; 2 — 3 — формации этапа подвижной платформы; 2 — терригенная и трахибазальтовая (топориканская и улкачанская свиты), 3 — андезит-липаритовая (элгэтэйская свита); 4 — 5 — формации этапа стабильной платформы: 4 — трахибазальтовая (бириндинская свита), 5 — трансгрессивно-терригенная, 6 — 9 — плутонические формации: 6 — анортзитовая, 7 — 8 — габбро-гранофировая; 7 — габбро, 8 — гранофировые граниты; 9 — гранитоидная щелочная; 10 — разломы, а — Южно-Учурский разлом

дифференциации габброидов. Время внедрения интрузий габбро-гранофировой формации 1930 млн. лет.

Первый этап докембрийской истории формирования чехла Сибирской платформы завершился становлением Уланоканского плутона субщелочных и щелочных гранитоидов (рис. 4). Как и Южно-Учурский массив, Уланоканский плутон приурочен к широтному разлому. Породы плутона характеризуются повышенной щелочностью (аляскиты, малокальциевые биотитовые и рибекитовые граниты), почти полным отсутствием Са и Mg, повышенной железистостью цветных минералов (лепидомелан, рибекит, эгириин), несут следы оловянной и бериллиевой минерализаций. По составу пород и металлогеническим особенностям Уланоканский плутон близок к

Калбинскому массиву и может быть отнесен к гранитоидной щелочной формации (Шейнманн и др., 1961). Вулканизм во время становления Уланоканского плутона почти не проявляется, за исключением наиболее поздних стадий, когда формировались субвулканические штоки. Время становления Уланоканского плутона — 1770—1600 млн. лет.

В Билякчанском прогибе на первом этапе формировалась вулканогенно-терригенная толща маймаканского комплекса. В разрезе маймаканского комплекса (Беэр, 1965), можно выделить те же свиты, что и в Уланоканском прогибе. Так, в низах разреза отмечаются вулканы основного и среднего состава, сменяющиеся вверх лавами липаритовой субформации. Проявление здесь метаморфизма фации зеленых сланцев не позволяет детально сопоставить разрезы обоих прогибов. Общая мощ-

ность вулканогенно-терригенной толщи в Билякчанском прогибе не менее 1000 м. Здесь же отмечены небольшие тела гранитов габбро-гранофировой формации.

Таким образом, юго-восток Сибирской платформы после завершения формирования фундамента в краевых частях был расколот крупными разломами. Есть данные, что и более глубокие части платформы подверглись раскалыванию. Вдоль расколов залежились узкие, но протяженные шовные отрицательные структуры. Первоначальное их развитие напоминало путь развития стабильных платформ. Однако уже в улкчанское время режим резко изменился. В прогибах стали накапливаться мощные вулканогенные толщи. Развитие вулканизма некоторыми чертами было похоже на геосинклинальный путь развития. Так, отчетливо выделялся ранний топорикан-улкчанский вулканизм основного и среднего состава, который сменился потом излияниями липаритов. В эвгеосинклиналях на ранних этапах развития для эпохи нисходящих движений тоже характерен начальный (инициальный, по Штилле, 1964) магматизм основного состава. После складчатости, в период восходящих движений здесь широко проявляется субсеквентный магматизм, когда формируются толщи кислых вулканитов и интрузии гранитоидов.

Чехол, формировавшийся в грабенообразных прогибах, достигает мощностей в несколько километров, что также необычно для платформы неогена. В пределах Билякчанского прогиба терригенно-вулканогенные отложения частично смяты на складки и слабо метаморфизованы. В Улканском прогибе породы чехла образуют одну синклинальную складку с пологими углами наклонов крыльев.

Примерно в одно время или несколько раньше заложения прогибов на юго-востоке Сибирской платформы, западнее, в Олекмо-Витимской горной стране, формировались геосинклинальные трогои и Удокано-Каларский эндопротоплатформенный прогиб (Лейтес, 1965; Федоровский, Лейтес, 1968), которые были заложены на стабилизированном архейском кристаллическом фундаменте около 2600—2700 млн. лет назад (Глуховский, 1968₁). Геосинклинальные трогои представляют собой грабенсинклинали, ограниченные разломами и надвигами. Наиболее крупный Каларский трог имеет ширину 10—20 км и протяженность 200 км. Выполнены они образованиями вулканогенно-терригенной и железисто-кремнистой формаций, которые метаморфизованы и гранитизированы. Отложения смяты либо в синклинали с пологопадающими крыльями, либо в узкие линейные крутые и сжатые складки. В. С. Федоровский и А. М. Лейтес установили сходство этих структур с геосинклинальными трогоями тимискаминского типа, выделенными М. С. Марковым на примере шовной синклинали Тимискаминг в Канаде (Марков, 1964).

С некоторым запозданием вслед за трогоями формировался Удокано-Каларский эндопротоплатформенный прогиб, выполненный отложениями удоканской серии. В его строении М. З. Глуховский (1968₁) выделяет два структурных подъяруса. Нижний сложен песчано-глинистыми и терригенно-карбонатными отложениями, формировавшимися в условиях все более мелющего морского бассейна и, частично, в субаэральных условиях (Федоровский, 1968). Структуры нижнего подъяруса характеризуются простыми брахиплатформенными складками.

Верхний подъярус сложен терригенными породами, сформировавшимися в условиях дельтового мелководья, лагун и болот. Залегают они в широкой мульдообразной синклинали. В целом согласные, со следами разрыва, границы между подъярусами иногда осложнены угловым несогласием и тектоническими нарушениями. Наиболее сильному метаморфизму подверглись самые древние отложения, выполняющие прогиб. Магматическая деятельность в пределах прогиба проявилась в образовании массивов анортозитов и габбро-анортозитов, мелких тел габбро,

а в конце удоканского времени внедрились кодарские граниты с возрастом 2000 ± 150 млн. лет (Глуховский, 1968₂).

Легко подметить черты сходства в строении и формациях прогибов юго-востока Сибирской платформы с геосинклинальными трогами, с одной стороны, и протоплатформенным прогибом, с другой. С первыми их сближает приуроченность к крупным разломам, широкое развитие вулканогенных формаций. Отличительными чертами являются, отсутствие образований железисто-кремнистой формации, более слабый метаморфизм, практически полное отсутствие гранитизации и иной характер складчатости. Наиболее сильно отличается Улканский прогиб, тогда как Билякчанский занимает промежуточное, связующее, положение.

С Удокано-Каларским *эндопротоплатформенным прогибом имеет черты сходства Улканский прогиб. Как будет показано ниже, в Улканском прогибе, в строении чехла, можно также выделить два подъяруса, соответствующих двум этапам его формирования. Первый подъярус сложен описанными выше формациями. Развитие магматизма в обоих прогибах следует обычной схеме от основных к кислым. Складчатые структуры прогибов схожи. Характерно присутствие пачек и слоев грубообломочных пород мономиктового состава. Однако, если в Улканском прогибе был широко развит вулканизм, то в Удокано-Каларском он практически отсутствует. Это, очевидно, свидетельствует об относительно большей проницаемости и подвижности юго-востока Сибирской платформы. Если в Удокано-Каларском прогибе существовали временами морские условия, то в Улканском постоянно сохранялся континентальный режим. На это указывает отсутствие глинистых и карбонатных пород в разрезах последнего.

К началу формирования прогибов второго этапа (этап стабильной платформы) была поднята вся территория юго-востока Сибирской платформы. Об этом свидетельствует мощный (200 м) базальный горизонт конгломератов и песчаников в основании бириндинской свиты, описанный В. Е. Забродиным в качестве нижней ее подсвиты. М. Я. Попов установил, что времени поднятия и формирования базального горизонта соответствовало усиление тектонической активности. Об этом свидетельствуют крутые разломы, срезающие песчаники и конгломераты и перекрывающиеся более молодыми лавами бириндинской свиты. Не исключено, что именно с этим периодом максимальных поднятий связано внедрение улканских гранитоидов.

Прогибы второго этапа имеют асимметричную мульдообразную форму. Мульдообразные впадины унаследованно развивались на месте грабенообразных прогибов. Они полого сочленяются с областями поднятий, так что тектонические нарушения не играли такой большой роли в определении морфологии прогибов, как в предшествующем этапе. Центр впадины, развившейся на месте Улканского грабенообразного прогиба, постепенно сдвигается к северу, вовлекая в опускание южные склоны Омнинского поднятия (Гамалея, Забродин, 1967).

Второй этап формирования чехла платформы характеризовался почти полной амагматичностью. Вулканогенные формации появлялись лишь в самом начале, в бириндинское время. Бириндинская свита сложена трахиандезитами, трахиандезитовыми базальтами, иногда оливиновыми; аркозовыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками со знаками ряби, следами дождевых капель и трещинами усыхания. Характерно присутствие литокристаллокластических туфов, туфоконгломератов и туфопесчаников. По составу вулканыты близки к лавам улканского времени и относятся к той же трахибазальтовой формации континентов. Мощность свиты достигает 600 м.

Бириндинская свита настолько тесно связана с лежащими выше породами трансгрессивной терригенной формации, что включалась в ее состав в качестве двух нижних пачек.

Во послебиридинское время в прогибах накапливались полевошпат-кварцевые песчаники общей мощностью до 850 м. Возраст глауконита из песчаников верхней части разреза 1500 млн. лет.

Мульдообразная форма прогибов второго этапа, относительно небольшая мощность отложений и почти полная амагматичность свидетельствуют о том, что в это время район развивался по типу стабильной платформы. Осадконакопление шло в условиях мелких внутриматериковых бассейнов, окруженных выровненной сушей. Лавы биридинской свиты соответствуют конечному вулканизму и носят типичный платформенный характер.

Как указывалось выше, все перечисленные особенности, за исключением проявлений вулканизма, характерны для структур верхнего подъяруса Удокано-Каларского прогиба.

В истории развития исследованного региона есть много сходных черт и с развитием Южной Африки (Дю-Тойт, 1959; Хоутон, 1966) которая, по мнению Е. В. Павловского (1964), в раннем докембрии представляла собой типичную протоплатформу. В разрезе докембрийского чехла Южно-Африканской платформы могут быть выделены два комплекса. Нижний комплекс (системы Витватерсранд и Вентерсдорп) формировался в узких разрозненных прогибах. На это указывает тот факт, что выходы пород комплекса вытягиваются в узкие полосы, ограниченные сбросами. Мощность отложений в прогибах достигает 9000 м. Они представлены преимущественно песчаниками, гравелитами и конгломератами (система Витватерсранд).

Осадконакопление происходило в континентальных условиях, началось (серия Доминион-Риф) и заканчивалось (система Вентерсдорп) излияниями лав преимущественно основного и среднего состава. По составу эти лавы ближе всего соответствуют трапповой формации (Дю-Тойт, 1959).

Ко времени формирования верхнего комплекса (системы Трансвааль, Матсап и Ватерберг) разрозненные прогибы слились в единую мульдообразную впадину. Здесь в континентальных условиях или условиях мелководья продолжали накапливаться по преимуществу терригенные породы. К концу формирования отложений системы Трансвааль приурочена интенсивная вспышка вулкано-плутонической деятельности. В верхнюю часть системы внедрены породы Бушвельдского комплекса, развитие которого выражается в такой последовательности излияний и внедрений (Дю-Тойт, 1959): 1) ранняя вулканическая фаза — излияние основных лав и образование туфов; 2) поздняя вулканическая фаза — излияние кислых лав; 3) ранняя главная интрузивная фаза — внедрение основной магмы; 4) поздняя главная интрузивная фаза — внедрение кислой магмы. Основные породы комплекса представлены норитами, габбро, анортозитами; кислые — красными среднезернистыми и порфиroidными гранитами и гранофирами с амфиболом и реже — биотитом. Возраст красных гранитов в настоящее время определен в 1950 ± 50 млн. лет (Хоутон, 1966).

В послеватербергское время был сформирован интрузивный комплекс Пилансберг. Для массивов, сложенных породами этого комплекса, характерна пространственная приуроченность к площади распространения пород Бушвельдского лополита (Дю-Тойт, 1959). Комплекс Пилансберг сложен преимущественно сиенитами. Значительно менее характерны щелочные арфведсонитовые граниты, массивы которых известны в районе Вредерфордского купола. Возраст галенитов из дайки Робинсон, относящейся к этому комплексу, равен 1230—1340 млн. лет. Стронциевый метод дает цифру того же порядка — 1290 ± 80 млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1966).

Сходство формационных рядов докембрия Сибирской и Южно-Африканской платформ, как вулканогенно-осадочных, так и магматических,

свидетельствует о сходных тектонических условиях развития. Довольно четко сопоставима последовательность вулканических излияний и внедрений в периоды наиболее интенсивного проявления магматической деятельности: основные лавы — кислые лавы — основные интрузии — гранофиры. Составы магматических пород Бушвельдского комплекса и Улканского прогиба близки и на диаграммах ложатся на одну линию

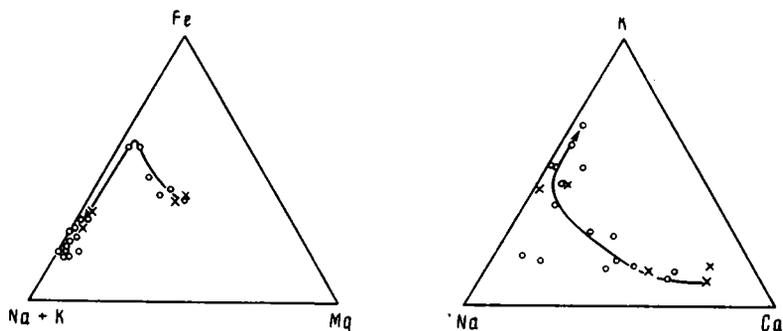


Рис. 5. Диаграмма дифференциации лав элгэтейской свиты. Для сравнения крестом нанесены составы лав Бушвельдского комплекса

кристаллизации (рис. 5). Заключительные проявления магматизма характеризовались повышенной щелочностью. Однако, если на Южно-Африканской платформе этот магматизм имеет преимущественно щелочной состав (комплекс Пилансберг), то для Сибирской платформы характерен субщелочной магматизм (лепидомелановые и рибекитовые граниты).

Вместе со сходством усматриваются и различия. По-видимому, Южно-Африканская платформа имела значительно меньшую устойчивость. Амплитуда прогибания здесь много больше, чем на Сибирской платформе. Вулканическая деятельность проявлялась неоднократно, практически в составе каждой системы. Спецификой Улканского прогиба является резкое преобладание кислых лав над основными. Однако, несмотря на эти различия, сходство характера развития Южно-Африканской платформы и юго-востока Сибирской платформы намечается достаточно четко.

Литература

- Алексеев В. Р., Баранова М. С., Гамалея Ю. Н., Забродин В. Е., Коген В. С. Новые данные о стратиграфии синийских отложений юго-восточной окраины Алданского щита. Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов. Новосибирск, 1962.
- Башарин А. С. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. Автореф. канд. дис., Новосибирск, 1965.
- Беэр А. А. Юдомо-Майский прогиб и его восточное обрамление в верхнем протерозое и нижнем палеозое. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1965.
- Гамалея Ю. Н. Об абсолютном возрасте гранитоидов Улканского плутона. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1968.
- Гамалея Ю. Н., Забродин В. Е., Коген В. С. Раннесинийские вулканогенно-осадочные отложения юго-восточной части Алданского щита. Докл. АН СССР, т. 152, № 3, 1963.
- Гамалея Ю. Н., Забродин В. Е. К стратиграфии средне- и верхнепротерозойских отложений юго-восточной части Сибирской платформы. Геол. и геофиз., № 3, 1967.
- Гамалея Ю. Н., Мишц М. В. О находке ипсигмитов в докембрии Сибирской платформы. Геол. и геофиз., № 12, 1967.
- Глуховский М. З. Основные этапы тектонического развития северных предгорий хребта Удокан в раннем докембрии. В сб. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 3 (5), Изд-во Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР, Чита, 1968.
- Глуховский М. З. Позднепротерозойские граниты хребта Удокан. В сб. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 3 (5), Изд-во Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР, Чита, 1968.

- Дю-Тойт А. Геология Южной Африки. Изд-во иностр. лит., 1959.
- Забродин В. Е. О ранних этапах развития осадочного чехла юго-востока Сибирской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1966.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
- Лейтес М. А. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. Изд-во «Наука», 1965.
- Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (Канадский щит). Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5, Изд-во АН СССР, 1962.
- Марков М. С. О некоторых чертах строения протерозойских геосинклинальных трогов. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». Изд-во «Наука», 1964.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5, Изд-во АН СССР, 1962.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ», Изд-во «Наука», 1964.
- Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий. Госгеолтехиздат, 1963.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. Изд-во «Недра», 1966.
- Федоровский В. С. Формационный ряд удоканской серии и особенности структуры Кодаро-Удоканского прогиба. В сб. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 3 (5). Изд-во Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР, Чита, 1968.
- Федоровский В. С., Лейтес А. М. Геосинклинальные трого — структуры первого порядка в раннем докембрии Олекмо-Витимской горной страны. В сб. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 3 (5). Изд-во Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР, Чита, 1968.
- Хаян В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Хэутон С. Г. Африка южнее Сахары. Изд-во «Мир», 1966.
- Шейнманн Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. Геология месторождений редких элементов, вып. 12—13, Госгеолтехиздат, 1961.
- Штилле Г. Избранные труды. Изд-во «Мир», 1964.
- Simonen A. Pre-Cambrian stratigraphy in Finland. Repts. XXI Session Internat. Geol. Congr., Pt. 9, Copenhagen, 1960.
- Stockwell C. H. Geology and economic mineral resources of Canada. Geol. Surv. Dept Mines and Techn. Surv., Econ. Geol. Ser., Ottawa, № 1, 1957.

Всесоюзный Аэрогеологический
трест
Москва

Статья поступила
10 января 1967 г.

Уч. Н. ГАМАЛЕВА

A FORMATIONAL ANALYSIS AND PRECAMBRIAN HISTORY OF THE SOUTH-EASTERN SIBERIAN PLATFORM

The south-eastern Siberian platform had passed to the platform phase about 2,000 m. y. ago. Two phases are identified in the Precambrian: older of mobile and younger of stable platform. During the older phase there took place the origination of graben-like depressions in which thick volcanic and terrigenous formations were being accumulated. The depressions developed on the background of general upheaval. Characteristic formations are trachyandesitic, liparitic and molassoid. The gabbro-granophyric plutonic formation is associated with the liparitic one. Some geosynclinal features are inferred from the evolution during the older phase. The transition between the above phases is manifested with the rise and intrusion of the Ulkan pluton (granite batholith formation) 1,770—1,600 m. y. ago. The structures of the younger phase are inherited and are of a trough-like shape. Terrigenous rocks accumulated in them. Faults are of little importance in outlining these structures. Final (basic in composition) volcanism occurred only at an early stage. Precambrian evolution of the Siberian platform resembles that of the South African platform, which is indicated by an identical trend in tectonic development and by analogous or similar formations.

All-Union Air Geological Trust
Moscow

УДК 551.243.001

П. К. КУЛИКОВ

**МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ
КАЛЕДОНСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ ЗАПАДНОГО САЯНА**

Складчатость в каледонской зоне Западного Саяна сформировалась в течение двух фаз между ордовикским, силурийским и девонским периодами. Обе фазы находятся в тесной связи с энергичным поднятием земной коры и образованием высоких горных сооружений. Судя по морфологии складчатой структуры и истории ее развития, складчатость образована местными тангенциальными силами, производимыми от глубинных радиальных движений. Связь тангенциальных сил и радиальных движений контролируется механизмом, подобным механизму «динамического отжимания». В. В. Белоусова: трансформация радиального движения материала в тангенциальное и формирование складчатости представляются следствием раздавливания недр области поднятия встречными радиальными силами, одна из которых отражает развитие подкорковых процессов и направлена снизу вверх, другая соответствует тяжести горного сооружения и направлена сверху вниз.

Вопрос о происхождении складчатости в геосинклиналях имеет теоретическое и прикладное значение и является в то же время одним из наиболее сложных в современной геотектонике. Специальными исследованиями были охвачены многие складчатые области земного шара. В нашей стране детальные работы по изучению морфологии и условий образования складчатости проводились на Кавказе, в Крыму, на Южном Урале, в Ферганском хребте, в хребте Каратау и многих других районах.

С точки зрения познания природы линейной складчатости большой интерес представляют каледонские сооружения Западного Саяна, подробно охарактеризованные Л. П. Зоненшайном в монографии, суммировавшей результаты многолетних работ Тувинской экспедиции ВАГТ в этом районе (Зоненшайн, 1963).

Западный Саян в тектоническом отношении является гетерогенным образованием. Узкая полоса его северного склона принадлежит области салаирской складчатости (или Минусинскому консолидированному блоку), охватывающей Горную Шорию, Кузнецкий Алатау, район Минусинских котловин и Восточный Саян. Южные склоны Западного Саяна входят в зону Хемчигско-Систигхемского внешнего геосинклинального прогиба, заложившегося в ордовике на северном краю Тувинской области салаирид (Тувинского консолидированного блока). В пределах основной площади Западного Саяна размещаются типично каледонские структуры, представленные (с севера на юг) Джебашским краевым поднятием, Западно-Саянским синклиниорием и Куртушибинским краевым поднятием. Внутри Западно-Саянского синклинория выделяются, кроме того, Кантегинская синклиналильная зона, Мургулукская антиклинальная зона и Урско-Манчурекская синклиналильная зона, возникшие в ордовике вследствие дифференциации Западно-Саянской кембрийской геосинклинали. Эти зоны принадлежат к разряду структур первого порядка. От салаирских структур Кузнецкого Алатау — Восточного Саяна и Тувы каледонские образования Западного Саяна отделяются Кандатским и Саяно-Тувинским глубинными разломами. С запада каледониды ограничиваются салаирскими дугами Горного Алтая, контактируя с послед-

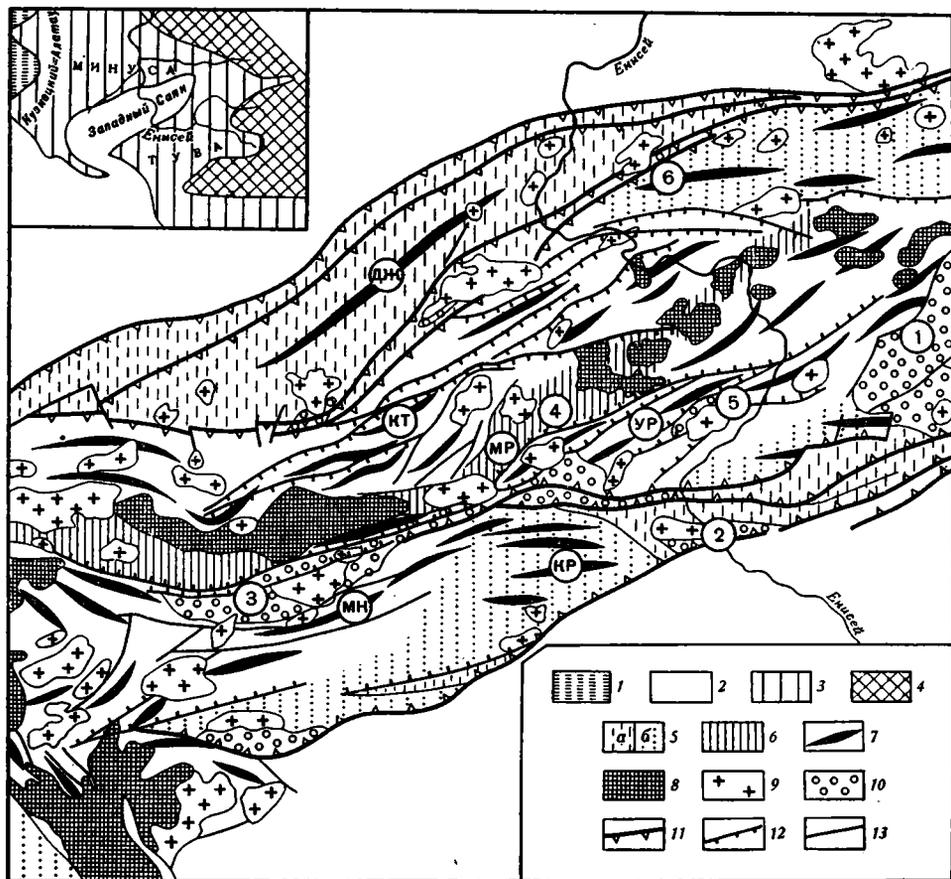


Рис. 1. Тектоническая схема каледонской части Западного Саяна по Л. П. Зоненшайну (1963). На врезке — схема тектонического районирования Алтае-Саянской области

1—4 — складчатые системы: 1 — герцинские, 2 — каледонские, 3 — салаирские, 4 — байкальские; 5 — области позднекембрийской складчатости: а — доказанной, б — предположительной; 6 — осевая зона каледонской инверсионной структуры; 7 — простирания складок; 8 — гранитоиды большепорожского комплекса; 9 — гранитоиды буйбинского комплекса; 10 — наложенные депрессии (грабены, мульды, грабенообразные депрессии); 11 — глубинные разломы; 12 — надвиги, взбросы и подбросы с фиксированным падением плоскости сместителя; 13 — прочие разрывные нарушения. Буквенные обозначения: Дж — Джебашское краевое поднятие, Кр — Куртушибинское краевое поднятие; Мр — Мургулукская антиклинальная зона; Кт — Кантегирская синклиальная зона; Мн — Манчурская синклиальная зона; Ур — Урская синклиальная зона. Цифровые обозначения: 1 — Усинский грабен, 2 — Шугурский грабен, 3 — Чулакский грабен, 4 — Багазейская мульда, 5 — Узунсукская мульда, 6 — Кашкаретская грабен-синклиналь

ними по Курайскому глубинному разлому, являющемуся продолжением Кандатского и Борусского разломов. В целом каледонские складчатые структуры Западного Саяна заполняют замкнутый овал северо-восточного простирания, заключенный внутри области салаирской консолидации (рис. 1).

Геосинклиальный комплекс каледонской зоны Западного Саяна сложен главным образом породами кембрия, ордовика и силура, суммарная мощность которых составляет 22—28 км. Кембрийские отложения разделяются на чингинскую серию и амыльскую, сютхольскую, ишкинскую и аласугскую свиты. Чингинская серия распространена почти по всему Западному Саяну, причем повсеместно имеет сходное строение и литологический состав. В нее входят зеленокаменные основные эффузивы, кремнистые, глинисто-кремнистые, углисто-кремнистые, хлоритовые сланцы, кварциты, туфы, туффиты и известняки. Редко отмечаются прослойки туфопесчаников и гравелитов. Контакты с более древними отложениями обычно тектонические, хотя ряд признаков позволяет думать, что

между чингинской серией и джебашской свитой докембрия имеются и постепенные переходы. К амьельской свите относится своеобразная толща метаморфических сланцев, образовавшихся по терригенным породам, переслаивающихся со сланцами, возникшими за счет вулканогенных пород. Характерны, кроме того, горизонты кварцитов и мраморизованных известняков. На чингинской серии свита лежит согласно, с постепенными переходами. Возраст свиты — условно среднекембрийский. Сютхольская свита состоит из монотонно чередующихся кварц-хлоритовых и серицит-хлоритовых сланцев с подчиненными пластами песчаников и алевролитов. С лежащей ниже и перекрывающей ишкинской свитой сютхольская свита имеет постепенные переходы. Для ишкинской свиты наиболее характерны метаморфизованные песчаники, в меньшей мере — алевролиты и филлитовые сланцы; редко встречаются прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Ишкинская свита согласно перекрывает песчано-глинистыми аналогами аласугской свиты. Последняя распространена только на южном склоне Западного Саяна и в северо-восточной Туве. Состав свиты преимущественно грубообломочный песчано-конгломератовый. Возраст ее определяется как верхнекембрийский потому, что отложения аласугской свиты согласно перекрываются более молодыми толщами, содержащими остатки фауны ордовика.

К ордовикам относятся иньсукская свита и шигнетская серия. Иньсукская свита имеет существенно песчаный состав. Алевролиты и филлитовидные сланцы встречаются реже. В верхах разреза отмечаются линзы мраморов. Возраст свиты, условно — поздний кембрий — нижний ордовик. Шигнетская серия залегает на подстилающих отложениях согласно, с постепенными переходами. Серия характеризуется флишоидным обликом и преимущественно терригенным составом. В нижней половине ее разреза местами присутствуют основные и средние эффузивы, их туфы и пласты кремнистых пород — яшм и яшмокварцитов. В породах шигнетской серии найдены остатки фауны среднего и верхнего ордовика.

Силурийские отложения Западного Саяна слагают ряд разобщенных депрессий и характеризуются изменчивым составом. В западной и центральной частях Западного Саяна (Отуксугский, Ататахский прогибы, Узунсукская и Багазейская наложенные мульды) силурийские отложения выделяются в отуксугскую серию, состоящую из существенно карбонатной онинской и преимущественно терригенной таслинской свит. На более древних отложениях (разные свиты шигнетской серии) отуксугская серия залегает с размывом, местами с редким угловым несогласием. В подошве серии обычно лежат базальные конгломераты или гравелиты. Возраст отуксугских пород, судя по многочисленным остаткам мшанок, кораллов и брахиопод, соответствует лудловскому, венлокскому и частично лландоверскому ярусам.

В восточных районах Западного Саяна (Усинский грабен) силурийские отложения образуют шиштыкскую свиту пестроцветных обломочных пород (песчаников, алевролитов, реже конгломератов). Метаморфизм и дислоцированность отложений очень слабы. На подстилающих отложениях, главным образом кембрийских, шиштыкская свита залегает с резким угловым несогласием и значительным перерывом. Возраст свиты определен как лудловский.

В большинстве районов Западного Саяна силурийские отложения образуют верхнюю часть геосинклинального комплекса. Силурийские отложения Усинского и Чулаксинского грабенов (верхний силур) представляют собой прибрежно-морскую и континентальную молассу, характеризующую орогенную стадию развития региона. В орогенную стадию сформировались также красноцветные вулканогенные толщи нижнего — среднего девона, красноцветная моласса среднего — верхнего девона и нижнекаменноугольная сероцветная моласса, развитые главным образом в Чулаксинском и Усинском грабенах.

Геосинклинальный комплекс Западного Саяна прорван разнообразными интрузиями, среди которых выделяют ниже-среднекембрийский комплекс гранодиоритов, среднекембрийский комплекс гипербазитов и габбро, девонские большепорожский и буйбинский комплексы гранитоидов. Первый из них распространен только в салаирской зоне Западного Саяна; остальные характерны для каледонских складчатых структур. Большепорожский комплекс занимает центральную (рис. 1) часть Западного Саяна, отвечающую Мургулукской антиклинальной зоне, где образует единый гранитно-роговиковый пояс, вытянутый по простиранию складчатых структур. Время внедрения интрузий относится к интервалу конец силура — средний девон. Отдельные интрузии внедрились, вероятно, еще в конце ордовика. Гранитные интрузии буйбинского комплекса характеризуются сравнительно небольшими размерами и округлой формой. Они располагаются почти во всех структурных зонах Западного Саяна, местами секут тела большепорожского комплекса, имеют активный контакт с ниже-среднедевонскими вулканогенными образованиями и являются, очевидно, более поздними, чем интрузия большепорожского комплекса.

Геосинклинальный комплекс отличается напряженной складчатостью и значительным метаморфизмом пород. В целом степень дислоцированности убывает по стратиграфическому разрезу снизу вверх. В докембрийских и нижекембрийских отложениях преобладают узкие, сильно сжатые изоклинальные складки, осложненные дополнительной мелкой складчатостью, гофрировкой и плейчатостью. В верхнекембрийских и ордовикских отложениях наиболее обычны узкие килевидные антиклинали и синклинали. Для силурийских отложений характерны крупные открытые корытообразные складки. Складчатость во всех горизонтах геосинклинального комплекса обнаруживает тенденцию к опрокидыванию в сторону от осевой (Мургулукской) зоны Западного Саяна, насыщенной гранитными интрузиями.

На всей площади каледонской зоны Западного Саяна четко обрисовывается складчато-глыбовый характер структур. Складчатые формы разбиты многочисленными продольными разломами, согласными с простиранием основных складчатых элементов. Очень широко в образовании геосинклинального комплекса развиты сланцеватость и кливаж. Плоскости кливажа, сланцеватости и сместителей разрывов, как и осевые плоскости складок, имеют падение в сторону осевой зоны Западного Саяна и совместно образуют характерную конфигурацию раскрытого веера (рис. 1 и 2).

Формирование складчатой структуры Западного Саяна происходило в три этапа, причем каждая из фаз складчатости приурочивалась к местам наиболее энергичного поднятия и горообразования. Первая, позднекембрийская волна складчатости захватила только крайевые зоны геосинклинали: Джебашскую и Куртушибинскую. Момент складкообразования фиксируется перерывом осадконакопления, глубоким размывом выведенных на дневную поверхность пород кембрия, включая чингинскую серию, и резким угловым несогласием в основании позднекембрийских и ордовикских толщ (в бассейнах рек Б. Арбат и Б. Кашкарет на Джебашском поднятии, на левобережье среднего течения р. Ус и на Хемчикском хребте — в Куртушибинской зоне). В составе верхнекембрийских отложений, обрамляющих оба поднятия, широко распространены грубообломочные породы, включая конгломераты. За пределами поднятий позднекембрийская складчатость не отмечается — аналоги аласугской свиты залегают на ишкинской свите низов верхнего кембрия согласно, с постепенными переходами.

Вторая фаза складчатости, проявившаяся в конце ордовика — начале силура, связана в основном с поднятием осевой зоны Западно-Саянской геосинклинальной системы. Это поднятие, вероятно, было свидетельством намечившейся общей инверсии. Наиболее энергичные складчатые движе-

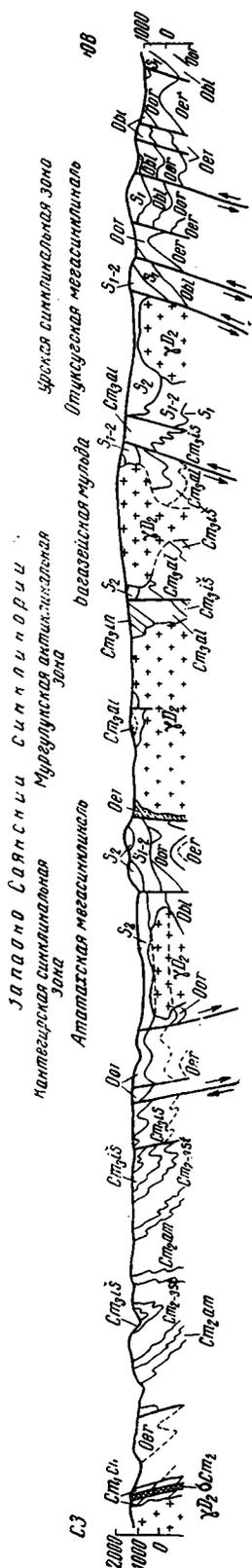


Рис. 2. Геологический разрез Западного Саяна по рекам Такмагаш и Огук-Суг, по Л. П. Зоненшайну (1963)

ния второй фазы отмечаются в осевой зоне Западного Саяна, в пределах Мургулукского центрального поднятия, где силурийские отложения залегают на всех более древних палеозойских толщах с резким угловым несогласием (Багазейская мульда). Менее значительно складчатые движения затронули смежные синклинальные зоны. В последних силурийские отложения местами обнаруживают тесную структурную связь с ордовикскими, хотя чаще всего их разделяет заметное угловое несогласие. Повсеместно в базальных толщах силурийского разреза содержатся грубообломочные породы, в том числе валунные конгломераты. В Куртушибинской и Джебашской зонах, консолидированных в позднекембрийскую фазу, в это время происходит, по-видимому, преимущественно глыбовые движения.

Третья, заключительная фаза складчатости связана с региональным поднятием Западного Саяна. Складчатые движения на этот раз оказались наиболее значительными в Отукусугской и Атаатахской синклинальных зонах, унаследовавших Кантегирскую и Урско-Манчурекскую интрагеосинклинали ордовика. В пределах ранее консолидированных Мургулукской, Джебашской и Куртушибинской зон были главным образом глыбовые радиальные движения, благодаря чему силурийские отложения в их пределах залегают очень полого.

Приведенный материал достаточно определенно показывает, что складчатость Западного Саяна образована горизонтальными силами сжатия, которые действовали поперек длинной оси структуры. По-видимому, только в такой обстановке может возникнуть строго линейное сооружение, характеризирующееся параллельным расположением всех его внутренних элементов — разрывов, кливажа, складок (рис. 1). О том же свидетельствует сильная боковая сдавленность большинства складок. Судя по локальному проявлению складчатости на каждом из перечисленных выше этапов тектогенеза, тангенциальные силы сжатия действовали на ограниченных площадях и представляли собой несомненно местное явление, связанное с развитием геосинклинали. По крайней мере в конце ордовика — начале силура и в конце геосинклинального цикла (поздний силур — начало девона) силы были направлены из осевой зоны геосинклинали к ее окраинам. О центробежном направлении сил свидетельствует последовательность образования и усложнения складчатости в основных зонах Западно-Саянского синклинория, а также веерообразное строение структуры Западного Саяна в поперечном сечении (рис. 2). Наконец, совершенно ясно, что наблюдающаяся связь складчатости

с местами и эпохами наиболее энергичных положительных движений земной коры не случайна. Очевидно, только энергичные радиальные движения, сопровождающиеся горообразованием, являются источником местных тангенциальных сил сжатия.

Анализ некоторых исторических и морфологических особенностей структуры Западного Саяна позволяет, кроме того, наметить основные черты механизма, который соединяет радиальные движения и тангенциальные силы сжатия, порождающие складчатые деформации. Известно, что процесс активного складкообразования концентрируется обычно в узкой тектонической зоне, окаймляющей область поднятия. Вот как говорит об этом В. Е. Хаин: «В каждый данный момент геологического времени зона интенсивного складко- и особенно надвигообразования занимала лишь относительно узкую полосу, обычно располагающуюся на границе области преобладающего поднятия и погружения. Область поднятия при этом испытывает общее сводовое (сводсво-глыбовое) воздымание, лишь слабо осложненное затухающим ростом складок, область погружения — общее прогибание, на фоне которого развивается зачаточная складчатость» (Хаин, 1964). По мере расширения площади поднятия зона складкообразования смещается в смежные области прогибания — складчатость мигрирует. Прекрасные примеры концентрации складкообразования в узких тектонических зонах и миграции складчатости, наблюдавшиеся в Кельтиберийской зоне, Апеннинах, Западных Альпах и на Кавказе, приведены в работах В. В. Белоусова (1962) и В. Е. Хаина (1964). В Западном Саяне мы также находим примеры этому. Как указывалось, первоначально складчатость проявилась только в пределах Джебашской и Куртушибинской геосинклиналей. В раннеинверсионный период складчатость началась в осевой зоне Западно-Саянского геосинклинального прогиба, где в это время обособилось Мургулукское инверсионное поднятие, затем распространилась на прилегающие крылья Кантегирского и Урско-Манчурекского прогибов (на удаленных крыльях и в осевой зоне данных прогибов позднеордовикская — раннесилурийская фаза вызвала, по-видимому, образование главным образом прерывистых и переходных форм складок). Позднее, в позднесилурийское — раннедевонское время, активная складчатость захватила эти прогибы полностью и достигла Джебашской и Куртушибинской кембрийских зон, в которых она привела к осложнению ранее образовавшейся структуры.

В каждой из зон активного складкообразования развитие всех форм дислокаций (надвигов, взбросов, складок и т. д.), возникающих при воздействии тангенциальных сил сжатия на толщу горизонтально лежащих пород, в конечном счете приводит к значительному сокращению площади распространения этой толщи — сминаясь в складки толща оттесняется в направлении действия тангенциальных сил, т. е. во все стороны от области поднятия. Площадь, которая при этом высвобождается, заполняется аллохтонными массами горных пород. Понятно, что именно эти массы давят на оттесняемую толщу, передавая на нее внешние силы. Источник дополнительных масс и является, очевидно, тем главным фактором, который обуславливает формирование геосинклинальной складчатости. Так, если эти массы всплывают из глубоких горизонтов под воздействием гравитационных сил, мы будем иметь дело с диапиризмом А. А. Сорского (1962, 1964), если поступают сверху, со стороны области поднятия, — с гравитационным тектогенезом Рейера (Reyer, 1888), Хаармана (Haarman, 1930), Беммелена (Bemmelen, 1955), если движутся со стороны области поднятия горизонтально — с динамическим отжиманием В. В. Белоусова (1947, 1949), с распирающим действием высоко поднятых блоков земной коры (Белоусов, 1958) или с механизмом «хорды» Ю. А. Косыгина и В. А. Магницкого (1948).

Если обратиться к рис. 2 и 6, е, то нетрудно заметить, что в нашем случае заполнение зоны «зияния» осуществляется путем образования

подбросов¹, что аллохтонные массы поступают в эту зону снизу, со стороны центрального инверсионного поднятия. Следовательно, непосредственной причиной возникновения местных тангенциальных полей сжатия и складчатости в данном случае является образование подбросов и им подобных структур, в совокупности составляющих группу диапирондов².

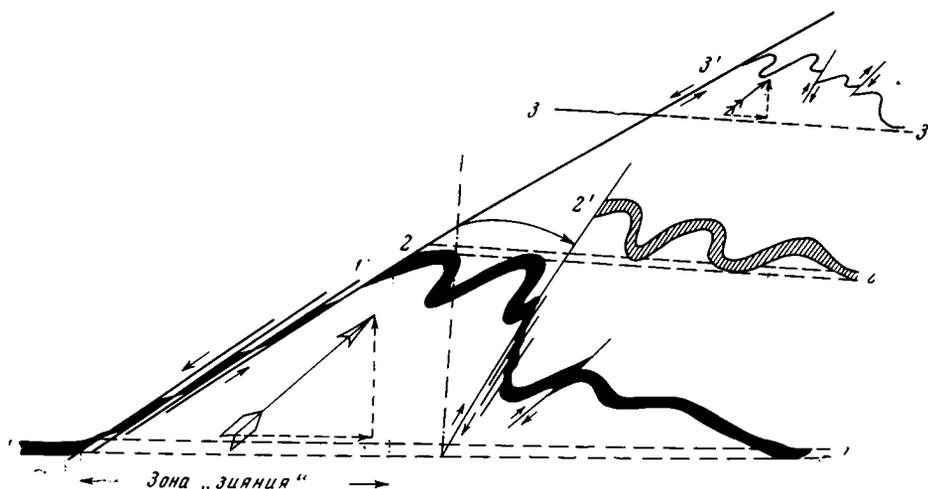


Рис. 3. Схема, показывающая связь складкообразования с развитием подбросов. Оперенные стрелки показывают направление перемещения активного крыла

Активное лежащее крыло каждого подброса (или ядро диапироида) сложено пластами, наклонно поднятыми из более глубоких горизонтов литосферы. Наклонное перемещение горных пород сопровождается сокращением площади их первоначального распространения (рис. 3) и, как следствие этого, тангенциальным сдавливанием пород и развитием линейной складчатости как внутри активной части диапироида (т. е. в ядре), так и во вмещающих толщах горных пород. Формирование диапироидов, как и складчатости, в каждый данный момент геологической истории приурочено к узкой тектонической зоне, расположенной на границе областей поднятия и прогибания, и по мере расширения области поднятия смещается на области прогибания. Первые диапироиды возникают близ осевой части геоантиклинали, последующие — на все большем и большем удалении от нее. Схема образования системы диапироидов и миграции складчатости показана на рис. 4.

В Западном Саяне образование диапироидов обусловлено, как показывает наклон сместителей подбросов (рис. 2), выносом значительных объемов горных пород со стороны недр центрального инверсионного поднятия, где эти объемы по каким-то причинам оказываются излишними. Трудно представить, что появление избыточных объемов вызвано

¹ В соответствии с классификацией А. А. Белицкого (1962), к этому типу относятся разломы, которые внешне напоминают сбросы, но имеют активное лежащее крыло. Принадлежность сбросообразных разломов, распространенных в тектонических зонах Западного Саяна, к типу подбросов доказывается тем, что они сингенетичны складчатости и образовались, следовательно, в обстановке сжатия данного участка литосферы а не растяжения (что требуется для образования истинных сбросов).

² Наклонные перемещения материала глубоких горизонтов на более высокие гипсометрические уровни осуществляются не только в форме подбросов. В зависимости от пластичности материала и некоторых других факторов они могут приобретать форму различных антиклинальных складок, флексур и других структур. Учитывая, что все эти формы в некоторой степени подобны истинным диапирам, мы считаем целесообразным объединить их в группу «диапироидов».

разуплотнением пород, образующих нижние горизонты геосинклинального комплекса, так как, во-первых, ядра диапироидов сложены не разуплотненными, а наоборот, наиболее плотными породами, во-вторых, ядра диапироидов движутся не радиально, как следует перемещаться всплывающим под воздействием гравитационных сил разуплотненным

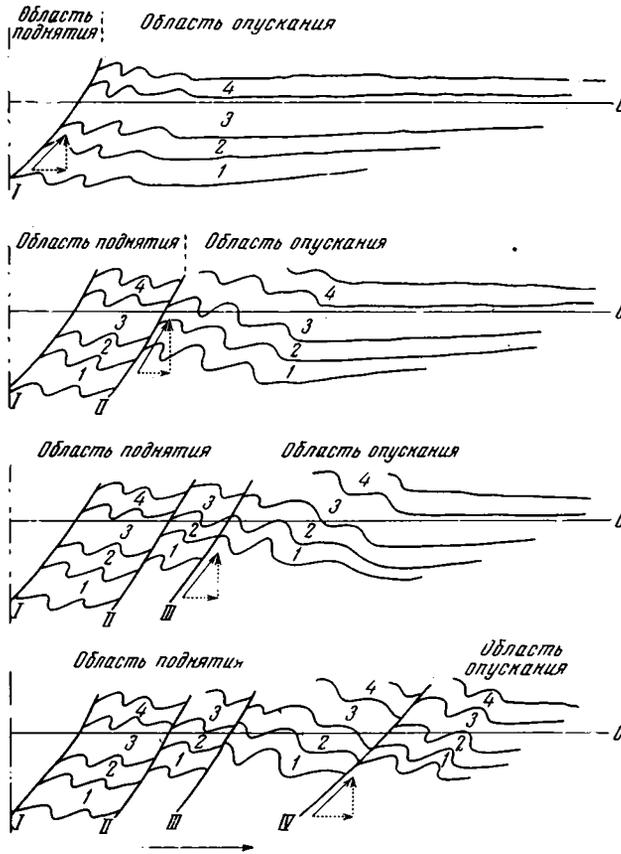


Рис. 4. Схема образования системы подбросов и обусловленной этим миграции складчатости. Оперенная стрелка показывает направление расширения поднятия, последовательность образования подбросов и направление миграции складчатости. Треугольник векторов в каждом из четырех этапов формирования структуры показывает место развития подброса (т. е. зону активного складкообразования) и направление действия сил

породам, а наклонно, из недр внутренней части поднятия в зону сочленения поднятия со смежными областями прогибания. Очевидно следует допустить, как в свое время сделал В. В. Белоусов (1947, 1949), что недра инверсионного поднятия раздавливаются радиальными силами и избыточные объемы горных пород выжимаются отсюда за пределы поднятия, где в виде ядер диапироидов внедряются в окружающие формации и порождают в них местные тангенциальные поля напряжений.

Раздавливание недр поднятия означает, что в процессе развития инверсионной структуры в земной коре возникают вертикальные центростремительные силы, действующие сверху вниз, навстречу глубинным радиальным силам. Эти встречные силы достаточно велики, чтобы раздавить недра инверсионной структуры, приложены в крайней верхней

части литосферы и распространены, судя по тому, что выдавленные из недр инверсионной структуры горные породы сгружаются в зоне контакта данной структуры со смежными прогибами, только в контуре области поднятия.

Деформация недр инверсионного поднятия осуществляется одновременно с образованием диапирондов и складчатости, а эти дислокации, как было показано ранее, тесно связаны с энергичным поднятием земной коры, сопровождающимся горообразованием, и неотделимы от последнего. В обстановке слабых волновых движений, когда подъем дневной поверхности литосферы затушевывается эрозионными процессами и заметные положительные формы рельефа не образуются, диапироиды и складчатость, как правило, не возникают. К приведенной выше характеристике центростремительных сил можно добавить, что они проявляются только тогда, когда в области поднятия формируется достаточно высокое горное сооружение. Вероятно, эти силы возникают раньше, но воздействие их на горные породы недр и поднятия становится эффективным лишь начиная с момента оформления горного сооружения.

Сказанное относительно условий проявления центростремительных сил приводит к естественному выводу, что важнейшим условием раздавливания недр инверсионного поднятия является горное сооружение, возникшее в пределах этого поднятия, что центростремительные силы есть не что иное, как тяжесть горных пород, слагающих данное сооружение.

Раздавливанию недр инверсионной структуры (т. е. сплющиванию этой структуры вертикальными встречными силами) происходит вследствие замедления (или полного прекращения) радиального движения материала в верхней кромке литосферы, по сравнению со скоростью движения материала в глубоких горизонтах, и осуществляется только при наличии горного сооружения. Следовательно, оформление горного сооружения в области поднятия приводит к резкому замедлению радиального движения материала в верхней кромке литосферы. Иначе говоря, высота горного сооружения не может увеличиваться бесконечно. По достижении какой-то определенной отметки рост сооружения прекращается, несмотря на то, что радиальное движение материала в нижних горизонтах инверсионного поднятия, связанное с развитием глубинного очага, возбуждающего колебания земной коры, остается по-прежнему значительным.

Невольно возникает желание провести аналогию между горными сооружениями и инженерными конструкциями. Известно, что высота последних определяется собственным весом конструкции и прочностью основания и является строго предельной. Это положение, вероятно, применимо также к горным сооружениям. У любого горного сооружения, по-видимому, есть предельная высота, при которой собственный вес оказывается достаточным, чтобы раздавить основание, и выше которой горы подняться не могут. Совершенно ясно, что при одинаковой форме поперечного сечения горные хребты, сложенные прочными породами, должны подниматься выше, чем хребты, состоящие из слабых пород. Об истинном высотном пределе геосинклинальных горных сооружений судить трудно, так как на прочность горных пород существенное влияние оказывает геологическое время, в течение которого осуществляются все тектонические дислокации. Однако несомненно, что истинная предельная высота всегда меньше той, которая может быть подсчитана с учетом прочности горных пород, определенной в лабораторных условиях, т. е. меньше 15 000 м для гор, сложенных кристаллическими породами¹, 6000 м — для сооружений, сложенных прочными (около 1000 кг/см²) песчано-глинистыми породами, 3000 м — для гор, образованных песчано-

¹ Речь идет о горных сооружениях геосинклинального типа, т. е. об узких линейных хребтах и кордильерах, разобнесенных межгорными бассейнами и понижениями.

глинистыми породами средней прочности, наконец, 1000—1500 м — для гор, сложенных слабыми (200—250 кг/см²) породами.

По достижении предельной высоты горное сооружение перестает расти и передает на дневную поверхность только такую часть глубинного радиального движения, которая необходима для компенсации деятельности эрозионных процессов и сохранения абсолютных отметок поверхности

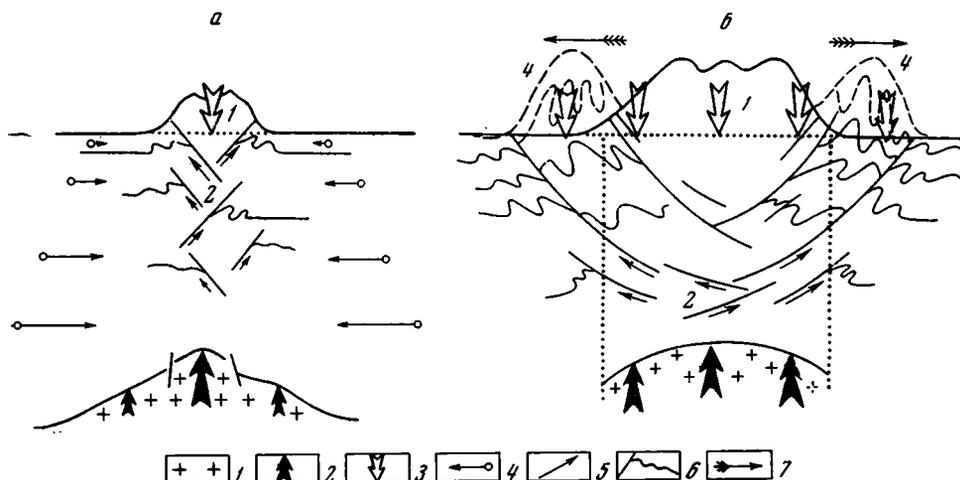


Рис. 5. Схема трансформации глубинного радиального движения в наклонное и горизонтальное:

а — в начальный этап существования горного поднятия, *б* — на одном из этапов расширения горного сооружения 1 — глубинный очаг, обуславливающий радиальное положительное движение данного сегмента земной коры (геоантиклинали); 2 — глубинные радиальные силы; 3 — силы тяжести горного сооружения; 4 — сопротивление расширяющему действию геоантиклинали внутри земной коры; 5 — направление перемещения материала при раздавливании недр геоантиклинали; 6 — зоны развития тангенциальной складчатости; 7 — направление расширения горного сооружения и миграции складчатости. Цифровые обозначения: 1 — тело горного сооружения, 2 — зона трансформации движений

сооружения около предельного уровня. В результате горное сооружение превращается в препятствие, преграждающее путь всей массе горных пород, лежащих ниже подошвы сооружения. Эта масса вынуждена обтекать горное сооружение и поэтому, используя направление наименьшего сопротивления, устремляется вверх наклонно, от оси инверсионного поднятия в зоны сочленения его со смежными прогибами. Радиальное движение масс горных пород трансформируется в наклонное. Трансформация движения сопровождается образованием наклонных диапироидов, мощных полей тангенциальных напряжений и складчатости на всех горизонтах самого поднятия и прилегающих крыльев смежных прогибов (рис. 5, *а*).

Перемещение избыточных масс за контур горного сооружения приводит к значительному увеличению общего объема пород в зоне активного складкообразования, что обуславливает подъем земной поверхности в этой зоне. К этому же ведет смятие первично горизонтальных толщ, прилегающих к диапироиду. В результате зона складкообразования становится одновременно ареной энергичного горообразования. При достаточном развитии процесса здесь образуются передовые хребты, которые прилегают к ранее образовавшемуся горному сооружению. Глубинные массы пород теперь вынуждены обтекать препятствие, ширина которого значительно увеличилась — происходит смещение области разгрузки отжимаемых из недр поднятия избыточных масс и, как следствие этого, миграция складчатости (рис. 5, *б*). Это повторяется снова и снова, пока складчатость не распространится на значительное расстояние от инверсионного поднятия. Образующаяся при этом складчатая структура

окажется дивергентной, как Западный Саян, если горное сооружение с обеих сторон контактирует с геосинклинальными прогибами, и моновергентной, если перемещение глубинного материала в одном из направлений почему-либо затруднено (если, например, внутригеосинклинальное горное сооружение контактирует с одной стороны с прогибом, с другой — с гористой частью консолидированной рамы).

Понятно, что преобразование радиального движения в наклонное и горизонтальное может осуществляться только в таких условиях, когда скорость радиального перемещения материала в глубоких горизонтах земной коры больше скорости денудации поверхности горного сооружения. Если эти скорости равны или денудация характеризуется большей скоростью, то о трансформации радиального движения не может быть речи — это движение полностью передается до дневной поверхности и создает только радиальные формы дислокаций (глыбовые и брахиформные складки). Поэтому всякий раз, когда скорость радиального движения снижается до или ниже скорости денудации, трансформация движения материала, а также все связанные с ней побочные процессы прекращаются. Этим, по-видимому, обусловлен прерывистый (пульсационный) характер процесса образования геосинклинальной складчатости.

Трансформация глубинного радиального движения осуществляется, как отмечалось, под подошвой горного сооружения. Отжимаемые из недр геосинклинального поднятия горные породы перемещаются за пределы горного сооружения. Поэтому складкообразование в верхних горизонтах литосферы концентрируется главным образом в узкой зоне, оконтуривающей горное сооружение. В теле горного сооружения, т. е. над его подошвой, в это же время происходит слабый подъем материала, компенсирующий деятельность эрозионных процессов. Земная кора в пределах горного сооружения благодаря этому претерпевает некоторое вздутие, и в ней возникают тангенциальные растягивающие усилия. К растяжению внутренних частей горного сооружения приводит также наклонное и горизонтальное перемещение материала, обусловленное трансформацией радиального глубинного движения непосредственно под горным сооружением. В конечном счете возникающие в теле горного сооружения силы тангенциального растяжения могут быть достаточными, чтобы привести к образованию (одновременно с глыбовыми дислокациями) структур растяжения, облегчить внедрение разнообразных интрузивных тел и извержение магмы на дневную поверхность. Таким образом, в том, что в области поднятия одновременно с энергичным складкообразованием, т. е. со сжатием земной коры, возникают иногда структурные образования, свидетельствующие о ее растяжении, нет ничего противоестественного.

В свете изложенного о механизме образования диапиридов и складчатости процесс формирования Западно-Саянской каледонской структуры представляется в виде ряда характерных этапов, непрерывно следующих друг за другом (рис. 6). В течение первого, позднекембрийского этапа сформировалась складчатость в пределах Джебашского и Куртушибинского геосинклинальных поднятий (рис. 6, а). Эта складчатость позднее была осложнена движениями заключительных эпох. Поэтому судить о механизме тектонических дислокаций позднекембрийского этапа очень трудно. На втором этапе развития региона наметилось расчленение Западно-Саянского геосинклинального прогиба на три обособленные структурно-фациальные зоны (рис. 6, б). В позднеордовикское время в пределах Мургулукского поднятия сформировалось узкое горное сооружение, благодаря чему здесь началось образование диапиридов и складчатости. По-видимому, скорость радиального движения была значительной, потому что уже в конце ордовика — начале силура складчатость распространилась (рис. 6, в) не только на всю Мургулукскую зону, но также на прилегающие Кантегирский и Урско-Манчурекский прогибы.

За этим следует ослабление движений, общее опускание территорий Западно-Саянской области и возобновление осадконакопления (рис. 6, з). В конце силура — начале девона поднятие осевой зоны геосинклинали возобновилось с новой силой, благодаря чему имело место дальнейшее расширение области формирования напряженной линейной складчатости (рис. 6, д). В пределах ранее консолидированной Мургулукской зоны эта фаза складчатости породила преимущественно радиальные формы дислокаций. В раннем девоне горообразование и складчатые дислокации достигли Куртушибинской и Джебашской антиклинальных зон и привели к осложнению их внутренней структуры. После этого (рис. 6, е) радиальные движения земной коры ослабели, что повлекло за собой некоторое снижение горного сооружения и исчезновение тангенциальных сил сжатия. С этого момента в Западном Саяне преобладают глыбовые формы дислокаций. Формирование складчатой структуры сопровождается внедрением кислых интрузий, а начиная с раннего девона — напряженной вулканической деятельностью.

Образование диапироидов и складчатости в Западном Саяне, как вытекает из всего сказанного, является следствием раздавливания недр геоантиклинальных поднятий встречными вертикальными силами. Это подтверждает справедливость принципиальной основы гипотезы «динамического отжимания», разработанной В. В. Белоусовым (1947, 1949 и др.). Новые материалы вместе с тем позволяют несколько видоизменить детали гипотезы В. В. Белоусова, касающиеся главным образом размещения зон оттока и разгрузки материала, отжимаемого из недр геоантиклинали, а также способа и путей перемещения материала. Поскольку все эти вопросы были довольно подробно освещены выше, мы не будем на них останавливаться. Отметим коротко, что перемещение материала из недр раздавливаемого поднятия осуществляется главным образом путем образования бесконечно большого количества местных наклонных внедрений (диапироидов), несущих материал глубоких горизонтов на более высокие гипсометрические уровни. Каждое из этих внедрений представляет собой местную зону нагнетания. Вместе с тем они же являются и местными зонами оттока, так как образование каждого диапироида ведет к отдвигу материала, слагающего ядро диапироида, в сторону от места его первоначального размещения (к возникновению «зияний»). Поэтому понятно, что область нагнетания, суммирующая все местные внедрения, пространственно совмещается с областью раздавливания, которая суммирует бесконечно большое количество местных зон оттока («зияний»). Отдельно друг от друга, в виде обособленных элементов складчатой структуры, область нагнетания и область раздавливания существовать не могут.

Диапироиды не являются специфической особенностью Западного Саяна. Такой же характер строения имеют, по-видимому, многие другие складчатые системы. В частности, сочетание надвигов и подбросов, осложняющих складчатую структуру и сингенетичных последней, отмечается в Рейнских Сланцевых горах, Крыму и Средней Азии, пересечения которых приведены на рис. 7. Поэтому можно думать, что образование складчатости по охарактеризованной выше схеме происходило не только в Западном Саяне, но в некоторых других геосинклиналиных областях и в общем процессе тектонических дислокаций играло роль не меньшую, чем, например, гравитационные оползания по склонам поднимающихся блоков земной коры.

Приведенные соображения относительно механизма образования геосинклиналиной складчатости, являясь дальнейшим развитием идей В. В. Белоусова и А. А. Сорского, представляют собой весьма приближенное отражение тектонических преобразований, протекающих в действительности. Однако даже в этом виде они позволяют глубже понять некоторые закономерности развития и строения земной коры. В част-

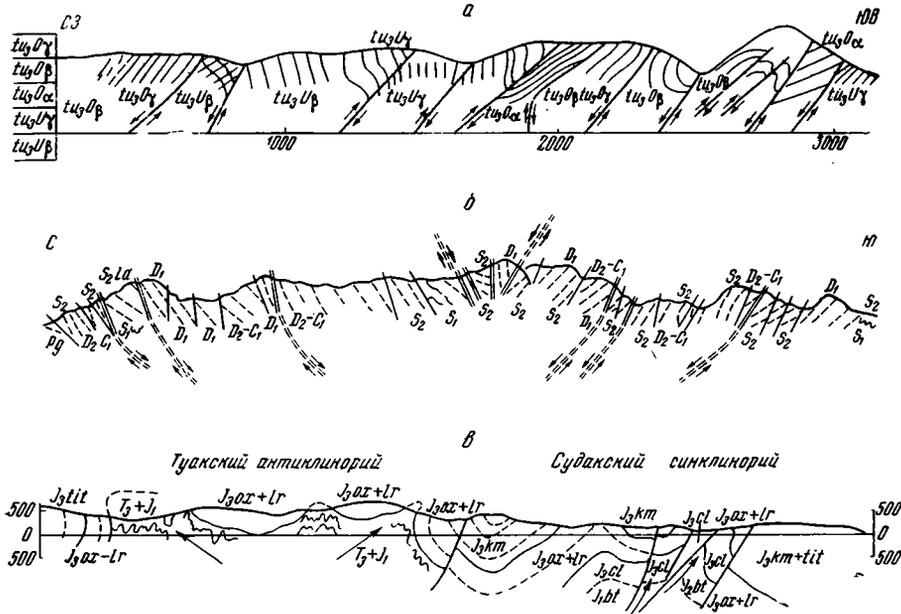


Рис. 7. Геологические разрезы через:

а — Рейнские Сланцевые горы, по Г. Колину (Ажгирей, 1960); б — Сaezero-Гиссарский антиклинорий, по П. Д. Виноградову (Волин, 1963); в — Туакский антиклинорий и Судаковский синклиорий, по М. В. Муратову (1964)

ности, определенное соответствие построений, основанных на этих соображениях, фактическим данным лишний раз доказывает саморазвитие геосинклинальных областей, первичность радиальных движений и сил, а также подчиненный характер процесса образования сплошной складчатости. Вместе с тем изложенные соображения открывают некоторые дополнительные пути развития геологической науки в области палеотектоники, неотектоники, геоморфологии, палеогеографии и моделирования геотектонических процессов. Поэтому дальнейшие исследования в плане намеченных настоящей статьей проблем и гипотез представляются весьма желательными.

Первые варианты настоящей статьи просматривали член-кор. АН СССР В. В. Белоусов и проф. МГУ А. А. Богданов. Ряд ценных замечаний, сделанных ими, учтен автором при окончательной подготовке рукописи. Автор выражает В. В. Белоусову и А. А. Богданову свою искреннюю признательность.

Литература

- Ажгирей Г. Д. К методам изучения форм и происхождения крупных тектонических структур. В кн. «Проблемы тектонофизики», Госгеолтехиздат, 1960.
- Белицкий А. А. Классификация тектонических разрывов и геометрические методы их изучения. Госгеолтехиздат, 1962.
- Белоусов В. В. и др. Основные вопросы механизма складкообразования. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 22, вып. 3, 1947.
- Белоусов В. В. Послойное перераспределение материала в земной коре и складкообразование. Сов. геология, вып. 39, 1949.
- Белоусов В. В. Типы и происхождение складчатости. Сов. геология, № 1, 1958.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Волин А. В. Гравитационная сущность веерообразных структур. Сов. геология, № 2, 1963.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника Западного Саяна. Госгеолтехиздат, 1963.
- Косыгин Ю. А., Магницкий В. А. О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 23, вып. 3, 1948.

- Муратов М. В. Горный Крым и Керченский полуостров. В кн. «Тектоника Европы». Изд-ва «Наука» и «Недра», 1964.
- Сорский А. А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа. В кн. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования», Изд-во АН СССР, 1962.
- Сорский А. А. Типы геосинклинальной складчатости Кавказа и условия их формирования. В кн. «Складчатые области Евразии», Изд-во «Наука», 1964.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Wemmelien R. W. Tectogenese par gravite. Bull. Soc. Belge Geol., paleontol. et hydrolog., t. XIX, fasc. 1, 1955.
- Нарман Е. Die Oszillations Theorie. Berlin, 1930.
- Reyer. Theoretische Geologie. Stuttgart, 1888.

ЗапСибНИГНИ
г. Тюмень

Статья поступила
11 февраля 1967 г.

P. K. KULIKOV

**THE MECHANISM OF CALEDONIAN FOLDS FORMATION
IN THE WESTERN SAJANSKIY RANGE**

Folds in the Caledonian zone of the Western Sayanskiy Range had been formed during two phases between the Ordovician, Sylurian and Devonian. Both phases are in an intimate connection with a severe upheaval of the Earth's crust and formation of high mountains. The folds were formed by local tangential forces derived from deep radial movements, judging from the fold system morphology and history. The relationship between the tangential forces and radial movements is controlled by a mechanism similar to the V. V. Belousov's one of «dynamic detachment»: the transformation of the material's radial movement into the tangential movement and the formation of folds appear to be the result of squeezing the deep portion of the upheaval area by opposite radial forces, one of which reflects subcrustal processes and is directed upwards, while the other corresponds to the weight of the mountains and is directed downward.

West Siberian Research
Petroleum Geology Exploration
Institute
Tyumen

УДК 550.3(479.24)

Б. Э. ХЕСИН

**ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ ЗОН АЗЕРБАЙДЖАНА**

В статье описывается характер магнитного поля в различных тектоно-магматических зонах, его связь с распределением локальных гравитационных аномалий. Отмечается значение аномалий антикавказского простираения, их соответствие структурам доюрского фундамента. На основе сопоставления магнитных, гравиметрических и геологических данных с привлечением материалов других геофизических методов и сведений о физических свойствах пород описываются скрытые погружения структур, интрузивных тел, в связи с чем делаются выводы о перспективах рудоносности определенных районов.

Вопросы тектоники и магматизма основных горнорудных областей Азербайджана рассмотрены во многих известных работах. Можно сослаться на монографии Р. Н. Абдуллаева (1963), Ш. А. Азизбекова (1961), М. А. Кашкая (1947), Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1963), Э. Ш. Шихалибейли (1956, 1966). В последних работах использованы материалы гравиметрии, обобщенные И. О. Цимельзоном (Цимельзон, 1965, Ализаде, Цимельзон, 1966) и Р. М. Гаджиевым (1965), которым освещено глубинное строение Азербайджана, включая горные сооружения Малого и Большого Кавказа. Ввиду редкой сети наблюдений, около 10—15 пунктов на 10 км², оказалось затруднительным использовать материалы наземной магнитной съемки при оценке геологических особенностей районов, где на дневную поверхность выходят различные магматические образования разной интенсивности и направления намагниченности. Лишь с завершением крупномасштабной аэромагнитной съемки в горнорудных областях появилась возможность широкого привлечения магнитометрических данных (рис. 1) для уточнения геологической интерпретации результатов гравиметрии и освещения характерных черт магматизма и тектоники Большого и Малого Кавказа, а также прилегающих участков Куринской межгорной впадины.

Большой Кавказ представляет собой мегаантиклинорий веерообразного строения, в осевой части которого в пределах Азербайджана обнажаются песчано-сланцевые юрские отложения мощностью свыше 4 км, а на крыльях — меловые и кайнозойские отложения. В средней юре отмечаются внедрения даек и пластовых интрузий диабазового состава.

Геолого-геофизическими исследованиями последних лет установлено, что геосинклинальная область южного склона Большого Кавказа является важнейшей полиметаллической провинцией.

Мегаантиклинорий Малого Кавказа в пределах Азербайджана подразделяется на несколько крупных тектоно-магматических зон (рис. 2). Внешняя — Сомхито-Агдамская (по Э. Ш. Шихалибейли, 1966), разрез которой начинается с кристаллических сланцев нижнего палеозоя, характеризуется преобладанием среднеюрских вулканогенных толщ общей мощностью около 3 км, прорванных интрузиями гранитоидного и габброидного состава. Синклинии выполнены преимущественно отложениями

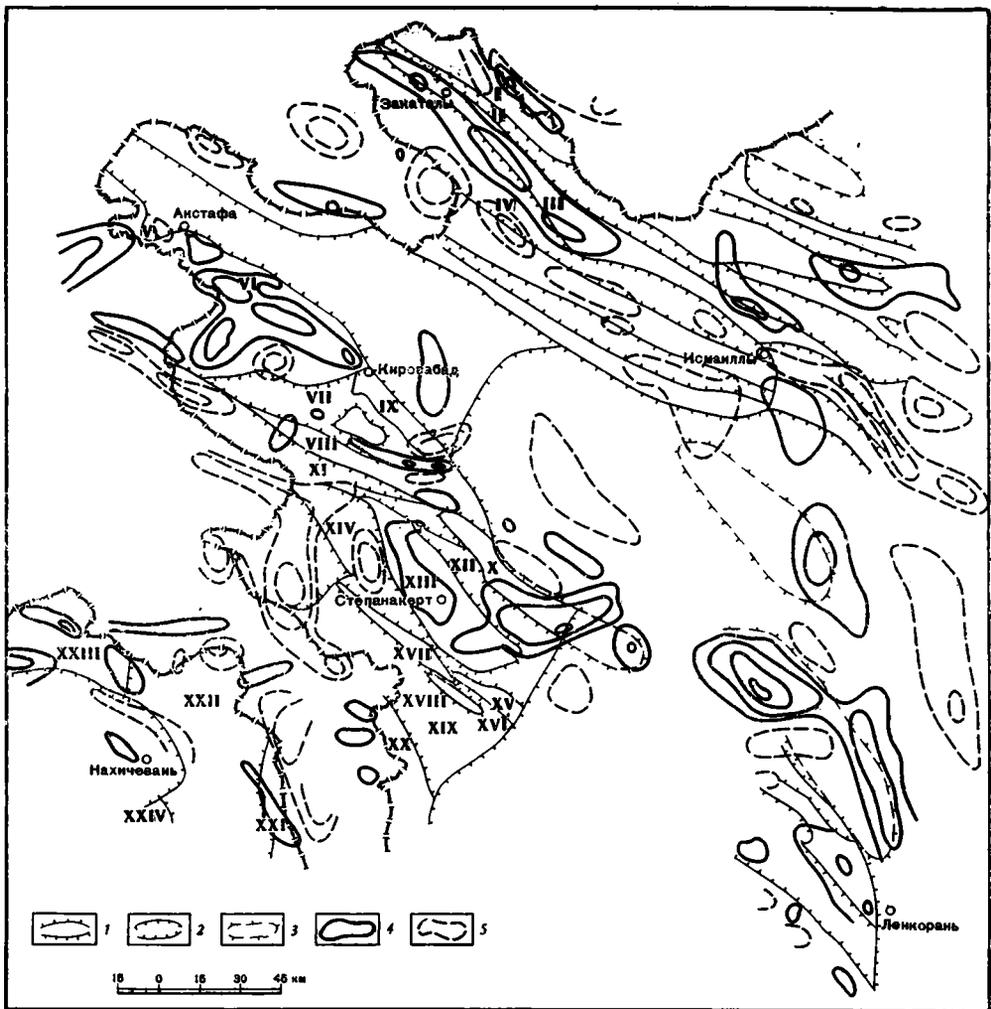


Рис. 2. Соотношение гравиметрических аномалий с основными складчатыми структурами

1— антиклинории; 2— синклинории; 3— погребенные поднятия; локальные гравитационные аномалии: 4— положительные, 5— отрицательные

Антиклинории и синклинории:

А — Южного склона Большого Кавказа и его погружения: I — Тфанский, II — Ковдаг-Сумгаитский, III — Вандамский, IV — Алазано-Агрчайский. Б. Сомхито-Агдамской зоны: V. Казахский, VI — Шамхорский, VII — Дашкесанский, VIII — Мровдагский, IX — Агджакендский, X — Агдамский. В. Севано-Карабахской зоны: XI — Тоурагачайский, XII — Мартунинский, XIII — Карабахский, XIV — Сарыбабинский, XV — Замзурский. Г. Мисхано-Кафанской зоны: XVI — Хузабиртский, XVII — Лачинский, XVIII — Старотагский, XIX — Гочаский, XX — Кафанский. Д. Аракинской зоны: XXI — Зангезурский, XXII — Ордубадский, XXIII — Шарурский, XXIV — Джульфинский

верхней юры и мела (общей мощностью около 2,5 км). С металлоносными меловыми¹ интрузиями (Дашкесанской, Кедабекской и др.) связаны месторождения железа, кобальта, алунита, меди, полиметаллов, серного колчедана.

На северном погружении зоны, возможно с меловыми экструзивами связано оруденение золота и других металлов.

С юго-запада Сомхито-Агдамская зона сочленяется с Севано-Карабахской зоной, в которой преобладают вулканогенно-осадочные отложения мела мощностью свыше 4 км и палеогена около 2 км.

¹ По Э. Ш. Шихалибейли (1966), — верхнеюрскими.



Рис. 1. Схематическая карта магнитного поля $|\Delta T|_a$ Азербайджана для некоторых районов

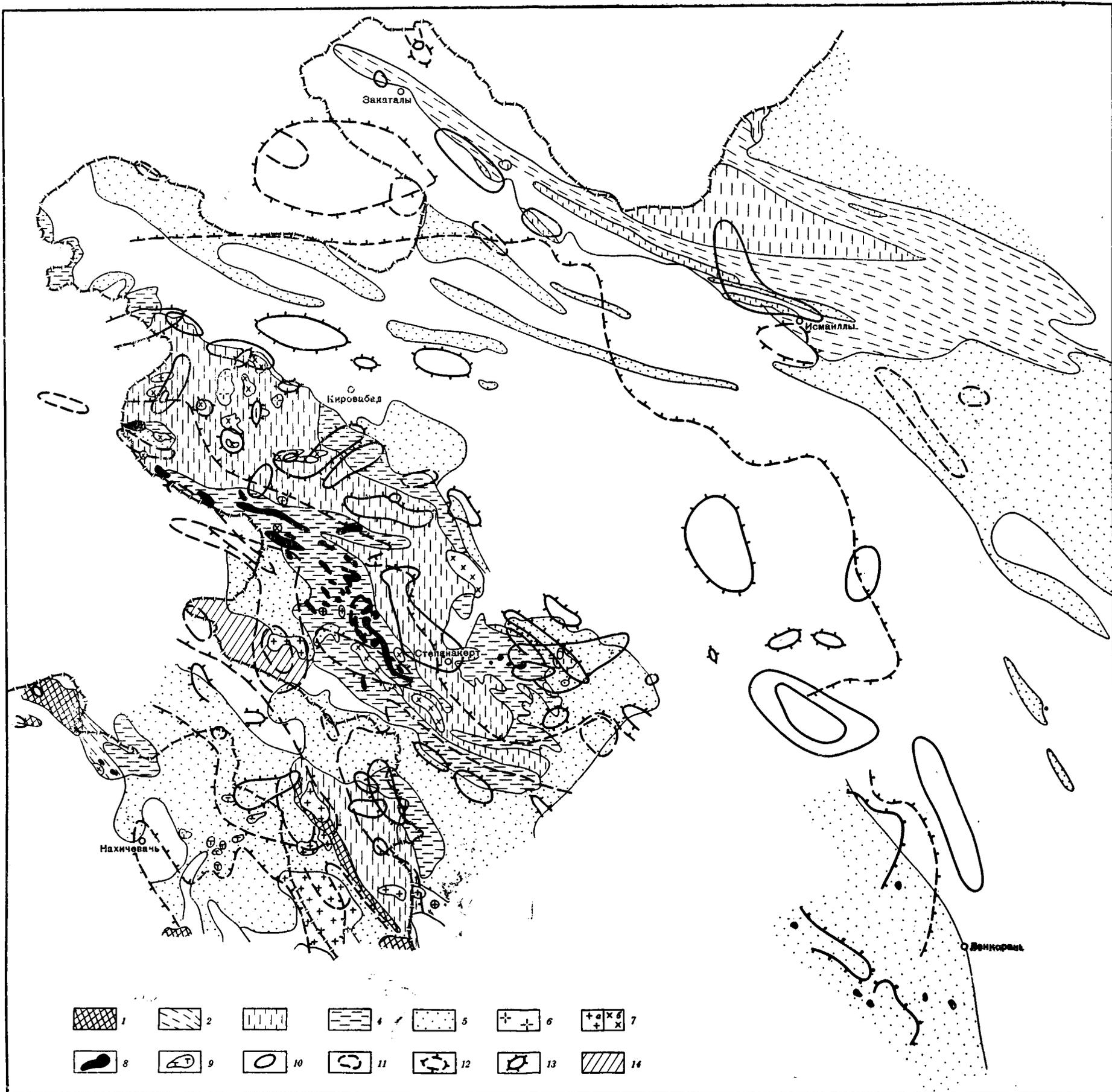


Рис. 3. Схематическая геологическая карта и расположение магнитных и локальных гравитационных аномалий

Отложения: 1—палеозоя; 2—триаса; 3—юры; 4—мела; 5—третичные; в Араксинской зоне и Талыше преимущественно вулканогенные породы, в других районах — песчано-глинистые; 6—плагнограниты юрские; 7а — гранитоиды третичные; 7б — кислые и средние интрузии меловые; 8—основные и ультраосновные интрузии; 9—экструзивные и интрузивные андезиты-дациты; локальные гравиметрические аномалии: 10—положительные; 11—отрицательные; 12—контур положительного магнитного поля; 13—контур интенсивных положительных магнитных аномалий; 14—область интенсивного знакопеременного, преимущественно отрицательного магнитного поля

Отложения мела прорваны интрузиями основных и ультраосновных пород, образующих «офиолитовый пояс», который отвечает полосе глубинного разлома.

Юго-западнее выделяется Мисхано-Кафанская зона, где к ядру Кафанского антиклинория, сложенного породами средней юры, приурочено известное месторождение меди. Здесь широко развиты плиоценовые дациты, липариты и четвертичные андезито-базальты.

Все донеогеновые толщи прорываются гранитоидными интрузиями, из которых самыми крупными являются Далидагская и Шальва-Лачинская. Если с гипербазитовыми интрузиями связаны хромитовые тела, то с гранитоидными массивами и малыми интрузиями — месторождения и проявления золота, ртути, молибдена и других металлов.

В Араксинской зоне выделяются антиклинории, в ядрах которых выходят палеозойские и триасовые, преимущественно карбонатные отложения общей мощностью свыше 4 км, а также вулканогенные породы юры, и синклинории, где преобладают вулканогенно-осадочные образования палеогена и неогена общей мощностью до 5 км. Строение этой области осложнено олигоцен-домиоценовым гранитоидным Мегри-Ордубадским плутоном, с которым генетически связаны месторождения меди, молибдена, золота, полиметаллов, и плиоценовыми малыми экструзиями и интрузиями андезито-дацитового состава, к которым приурочены проявления самородной меди, мышьяка, сурьмы и других ценных элементов.

Несмотря на значительный объем геофизических исследований, данных о физических свойствах горных пород по всему разрезу недостаточно. Большинство собранных нами материалов по физическим свойствам пород горнорудных областей Азербайджана (примерно 6000 определений) опубликованы в упоминавшейся работе (Гаджиев, 1965). Все они использованы В. Д. Тузлуковой при составлении петромагнитной и петроплотностной карт территории республики. По указанному материалу ниже приведена в общем виде характеристика физических свойств пород.

Необходимо учесть, что результаты определений физических свойств получены различными исследователями по различной методике изучения образцов пород, зачастую измененных гипергенными процессами. В связи с этим не всегда данные по образцам достаточно надежны. Так, измерения плотностей нижнепалеозойских кристаллических сланцев в ядре Шамхорского антиклинория показали более низкие значения плотности, чем для юрских глинистых сланцев Большого Кавказа. Однако, по сейсмическим данным, скорости упругих волн в палеозойских сланцах с глубиной растут и превышают такие для пород Белокано-Закатальского рудного района (Тфанский антиклинорий). Поэтому анализ физических полей опирается в основном на сопоставление геофизических аномалий с известными элементами геологического строения Азербайджана.

Материалы магнитных съемок представлены в виде схематизированной карты изодинам (см. рис. 1). При ее составлении пришлось использовать данные аэромагнитных съемок Западного геофизического треста и наземных маршрутов Конторы морской геофизической разведки «Азнефти». Тем не менее удалось построить увязанную карту, благодаря следующим обстоятельствам. Визуальное сравнение аномальных полей $|\Delta T|$ и Z_a в равнинных областях обнаруживает чрезвычайное сходство как конфигурации, так и амплитуды аномалий. Подсчитанное для всей территории Азербайджана среднеквадратическое расхождение между T и Z для одних и тех же пунктов наземной съемки (около 200) составляет $+2,6$ мэ. Понятно, что для межгорных впадин с глубоким залеганием магнитных пород разница между значениями T и Z еще более сглаживается; именно здесь и располагаются стыки изолиний различных съемок.

Локальные гравиметрические аномалии в основном выделены И. О. Цимельзоном путем предварительного осреднения карты в редук-

Зона	Породы	Возраст	Плотность, г/см ³			Намагниченность, 10 ⁻⁴ СГС		
			2,30— 2,50	2,50— 2,70	2,70— 2,90	0—150	150—700	>700
Южного скло- на Большо- го Кавказа	Сланцы Порфириты	J ₂ »			++	++		+
Сомхито-Аг- дамская	Туфы	Cr ₂		+	+			+
	Порфириты	»			+			+
	»	J ₃			+		+	+
	»	J ₂						++
	Туфопесчаники	J ₃		+	+		+	
	»	J ₂		+			+	
	Туфы	»		++			+	+
	Кварцевые плагиопор- фиры	»	++			++		
	Кварцево-слюдистые пес- чаники	J ₁		+		++		
	Кристаллические сланцы	Pz ₁		+(?)		++		
	Плагиограниты	J ₂		++				+
Гранодиориты	Cr ₁ (?)		+		+	+	+	
Диориты	»			++			+	
Габбро	»						++	
Севано-Кара- бахская	Песчаники	Cr ₂				+		
	Аргиллиты	Cr ₁		+		+		
	Известняки	»		++		++		
	»	J ₃		++		++		
	Липариты	N ₂	++			++		
	Андезиты	Pg ₂	+					+
	Порфириты	Cr ₂	+				+	+
	»	J ₂						+
	Габбро	Cr ₂			+	+	+	+
	Перидотиты	»		++		+		++
	Пироксениты	»						+
Дуниты	»		+				+	
Серпентиниты	»		++				++	
Мисхано- Кафанская	Базальты	Q		+				+
	Известняки	Cr ₁		++		++		
	Туфы	J ₃		++		+	+	
	Порфириты	J ₂						++
	Гранитоиды	Pg		++		+		+
Диориты	»				+		+	
Араксинская	Туфогены	Pg ₃					+	
	»	Pg ₂				+		
	Известняки	Pz ₂		++		++		
	Андезито-дациты	N ₂						++
	Диориты	Pg						++

Примечание: ++ — общая закономерность, + — характеристика некоторых разновидностей пород или площадей.

ции Буге (плотность промежуточного слоя 2,67 г/см³) по палетке со сто-
ронами 15×20 км и Р. М. Гаджиевым по палетке со сторонами 45×45 км
с последующим исключением регионального фона. Локальные аномалии,
которые в приграничных зонах республики нами нанесены приближенно,
сопоставлены с основными складчатыми структурами (см. рис. 2). На
рис. 3 показаны особенности магнитного и гравитационного полей на
фоне распределения основных стратиграфических комплексов и интрузив-

живных тел. При этом использованы геологические материалы АН Азербайджанской ССР. Сопоставление результатов гравимагнитной съемки с геологическими данными при учете сведений о физических свойствах пород дает возможность отметить следующие основные закономерности:

1. Палеозойские осадочно-метаморфические образования фиксируются спокойным магнитным полем и положительными локальными гравиметрическими аномалиями (нижний палеозой Шамхорского антиклинория, средний и верхний — Шарурского и Джульфинского).

2. Вулканогенные среднеюрские толщи с преобладанием порфиритов отмечаются повсеместным повышением магнитного поля (Сомхито-Агдамская зона, Кафанский антиклинорий).

3. Плиоценовые и четвертичные лавовые покровы различного направления намагниченности фиксируются мозаичным магнитным полем.

4. Третичные гранитоиды выделяются отрицательными гравимагнитными аномалиями.

5. Мезозойские интрузии преимущественно гранодиоритового состава отмечаются локальными положительными аномалиями $|\Delta T|$, иногда гравитационными максимумами.

6. Среди гипербазитов повышением гравитационного и магнитного поля $|\Delta T|$ отмечаются лишь те, которые имеют значительное распространение на глубину.

Указанные закономерности позволили уточнить особенности магматизма и тектоники, контролирующей рудоносность важнейших областей.

На южном склоне Большого Кавказа к северу от поселка Закаталы в пределах Тфанского антиклинория выделяется относительное повышение магнитного поля. По проведенным расчетам, глубина залегания верхней кромки возмущающего объекта около 4 км, а его намагниченность несколько выше $3 \cdot 10^{-4}$ СГС. Это позволяет объяснить Закатальскую аномалию небольшой интенсивности, выявленную на фоне немагнитных юрских сланцев, наличием скрытого гранитоидного плутона (отдельные небольшие апофизы его в виде диоритов и дацитов здесь обнаружены). К западной периферии аномалии тяготеет Филизчайское полиметаллическое рудное поле, на восточной также выявлено полиметаллическое оруденение, как это и предполагалось ранее (Хесин, 1962; Мустафабейли и др., 1964). Учитывая сравнительно высокую плотность юрских сланцев южного склона, можно полагать, что подтверждением вывода о наличии здесь гранитоидной интрузии является относительное понижение гравитационного поля.

Вдоль южного склона Большого Кавказа протягивается Вандамский антиклинорий. Он находит свое отражение не только в локальных, но и в региональных гравитационных аномалиях. Очевидно, это связано с выступом кристаллического фундамента в его пределах, что доказывается наличием глыб и обломков эопалеозойских пород в отложениях аалена и валанжина. В то же время расположение локальных гравиметрических и магнитных аномалий на участках выхода вулканогенных мезозойских пород, приуроченных к отдельным поднятиям, дает основание заключить, что значительная часть аномального эффекта связана с указанными вулканогенными породами основного состава, плотность и магнитность которых повышены. С другой стороны, наложение аномалий различного простиранья свидетельствует о пересечении разрывов, которые служили каналами для излияния магмы, а локальные аномалии — о наличии выходящих на дневную поверхность и скрытых на глубине образований экструзивного типа. Соответствующие участки, по-видимому, могут считаться перспективными для поисков новых рудных месторождений (участки Кахи, Нуха, Исмаиллы).

Характер гравитационного и магнитного поля позволяет уточнить контур Вандамского антиклинория в той его части, где он скрывается под молодыми осадками Алазано-Агричайской депрессии. В последней, по

данным электроразведочных работ, галечниковый чехол залегает непосредственно на породах с большим удельным электрическим сопротивлением, очевидно, мезозойских вулканогенно-осадочного происхождения. Указанные отложения к югу резко погружаются, что является отражением отмечаемого также, по геофизическим данным, глубинного разлома. Это обстоятельство, наряду с наличием разнообразных литофаций и локальных структур в полосе погружения Вандамского антиклинория, должно привлечь внимание к рассмотрению возможности поисков здесь различных месторождений твердого и жидкого минерального сырья.

Восточнее отмечается крайняя северная ветвь Талыш-Вандамского гравитационного максимума. Здесь в пределах южного склона, севернее Исмаиллов, наблюдается близмеридиональный изгиб локальной гравитационной аномалии, отражающий, с одной стороны, выступ кристаллического фундамента, а с другой, судя по магнитометрическим данным, — наличие изверженных пород основного состава. Это доказывается присутствием мощного конгломерата в основании верхней альб-сеноманской вулканогенной толщи, состоящего из метровых глыб и обломков габброидных и гранитоидных пород, неизвестных в других районах восточной части южного склона Большого Кавказа (по устному сообщению Э. Ш. Шихалибейли).

Своеобразен характер физических полей в северной и южной частях Куринской впадины. Прямыкающая к южному склону Большого Кавказа область отрицательных гравитационных аномалий и спокойного, в целом пониженного магнитного поля, по мере приближения к Малому Кавказу переходит в область гравитационных максимумов и повышенного магнитного поля. При этом положительное магнитное поле захватывает значительную территорию Куринской впадины. Последнее обстоятельство, судя по глубинам залегания объектов аномалий, отражает развитие здесь мощных вулканогенных толщ мезозоя на глубине, что подтверждает мнение А. Д. Архангельского и В. В. Федынского (1932) о далеком продолжении на север структур Малого Кавказа.

Аномалии, отражающие эти структуры, в юго-восточной части Малого Кавказа имеют северо-западное простирание; к северо-западу простирания как магнитных, так и гравитационных аномалий становятся запад-северо-западными.

Положительное магнитное поле, осложненное целым рядом максимумов, образующих цепочку аномалий $|\Delta T|$ в целом кавказского простирания, соответствует Сомхито-Агдамской тектоно-магматической зоне. На этом фоне выделяются несколько аномалий северо-восточного простирания. Особенно отчетливо, по гравиметрическим данным, вырисовывается поперечный Шамхорский максимум, к которому приурочен выход эопалеозоя (Шамхорский антиклинорий). Наличие гравитационного максимума при сравнительно спокойном магнитном поле позволяет интерпретировать указанную аномалию как приближение к дневной поверхности кристаллического фундамента, представленного в основном метаморфическими сланцами высокой плотности и низкой намагниченности. Указанный вывод может иметь определенное поисковое значение в связи с наличием в нижнепалеозойских сланцах Шамхорского и Локского выступов оруденения золота, меди и полиметаллов, а также выявления комплексных интенсивных геофизических аномалий предположительно рудного характера на первом из названных участков.

Близка по характеру к описанной гравитационная аномалия, которая пересекает Агдамскую и частично Карабахский антиклинорий и разделяющий их Мартунинский синклиний. Здесь, к востоку от Степанакерта, также отчетливо проявляется наложение структур кавказского и антикавказского направлений; на пересечении структур различных направлений отмечаются интрузивные тела, четко фиксируемые локальными положительными магнитными аномалиями.

Поперечные структуры отмечаются и в Дашкесанском синклиории к югу от Кировабада, где поперечный разлом глубокого заложения явился каналом для излияния сильномагнитных порфириров верхнемелового возраста. На участках пересечения антикавказских разрывов с более протяженными кавказскими формировались интрузии типа Дашкесанской. По магнитным данным, выделяются скрытые погружения интрузий (Мустафабейли, Хесин, 1964) и интрузивные тела, почти не проявляющиеся на дневной поверхности. Так, к северо-западу от Кедабекской отмечается достаточно крупная Шекербекская (Чанахчиайская) интрузия, причем на поверхности закартирован лишь небольшой ее выход (Хесин, 1962). Интрузивные тела, которые отмечаются в виде цепочки магнитных аномалий северо-западного, в целом, простирания, приурочены к разлому глубокого заложения (Жеримов, 1961; Кашкай, 1965). Высокая намагниченность интрузий при низкой основности пород подтверждает точку зрения о внедрении интрузий по крупному расколу и их кристаллизации в условиях высокого кислородного потенциала, обусловивших образование магнетита (Печерский, 1964).

Резкой сменой знака как магнитных, так и гравитационных аномалий отмечается переход от Сомхито-Агдамской к Севано-Карабахской зоне. При этом пояс гипербазитовых интрузий не отмечается повышенным магнитным или гравитационным полем. Возможно, последнее обстоятельство связано с небольшой мощностью ультраосновных пород, внедрившихся по узким каналам — ветвям Лачин-Башлыбельского глубинного разлома (Мровдагской, Карабахской). Характерно, что те гипербазитовые интрузии, где известны хромитовые проявления (Гейдара, Кязим-бина и некоторые др.), отмечаются сравнительно повышенным магнитным полем, из чего можно заключить, что их мощность существенна.

Приуроченность наиболее крупного в центральной части Малого Кавказа Далидагского гранитоидного массива к глубокому гравитационному минимуму позволяет рассматривать южное продолжение этого минимума и аналогичные аномалии к востоку и западу как отражение скрытых кислых интрузий, отдельные апофизы которых выступают на дневной поверхности. Указанные гравитационные минимумы, увязываемые с отрицательным магнитным полем, присущим площадям развития кислых пород, могут служить критериями для выделения областей, перспективных на редкометальное оруденение.

В то же время лентообразная Шальва-Лачинская интрузия гранитоидного состава, расположенная на стыке Севано-Карабахской и Мисхано-Кафанской зон, на значительном протяжении отмечается повышенными значениями аномалий магнитного поля. Возможно, это связано с наличием на глубине более основных интрузивных разностей, выполняющих Лачин-Башлыбельский глубинный разлом. Аналогичные примеры геологической интерпретации известны и могут быть объяснены некоторыми гипотезами о глубинных условиях магматизма (Белоусов, 1966).

Кафанский антиклинорий, который сложен юрскими вулканогенными отложениями, фиксируется повышением магнитного поля. На его юго-западном борту в связи с воздыманием докембрийского субстрата, наблюдаемого южнее, по правобережью Аракса, отмечаются локальные гравиметрические аномалии. Характер физических полей заметно меняется вдоль Гирратахского разлома при переходе к Зангезурскому антиклинорию с породами палеозоя в ядре. Далее к юго-западу сказывается в основном влияние Мегри-Ордубадского гранитоидного плутона, отмеченного пониженным гравимагнитным полем. Резкая смена знака полей наблюдается вдоль юго-западного края плутона, где проходит глубинный разлом. Очевидно, вдоль него происходили излияния основных магматических масс, обусловивших положительное магнитное поле.

Гравитационные максимумы в северо-западной части Нахичеванской АССР, сопровождаемые отрицательным магнитным полем, обусловли-

ваются приближением к дневной поверхности палеозойских и триасовых карбонатно-сланцевых толщ.

Наконец, необходимо упомянуть о строении Талыша. Его «стерильность» в отношении рудных месторождений объясняется не столько геологическими особенностями, сколько слабой изученностью; при этом известные здесь термальные воды имеют большое народнохозяйственное значение.

Интенсивные гравитационные и магнитные аномалии Талыша обусловлены развитием мощных вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований палеогена, пронизанных основными и ультраосновными интрузиями миоценового (?) возраста. Указанные интрузии, с которыми, очевидно, связано и формирование термальных вод, приурочены к разломам глубокого заложения, оперяющим глубинные разломы, и самим глубинным разломам, хорошо прослеживаемым по высоким горизонтальным градиентам гравитационного и магнитного полей. Севернее названные выше зоны разломов отделяют Нижне-Куринскую впадину (восточный Азербайджан) от относительно приподнятой западной части Куринского межгорного прогиба и вновь проявляются на южном склоне Большого Кавказа, где также известны термальные источники.

Для Приталышской области характерно наличие интенсивных отрицательных магнитных аномалий, которые, очевидно, так же как и положительные, соответствуют вулканогенным образованиям, но обратной намагниченности. Не исключено, что отрицательные магнитные аномалии в этой области и в пределах других территорий с высокотермальными водами обусловлены высоким геотермическим градиентом. Быстрое повышение температуры может привести к переходу пород через точку Кюри уже на глубинах 5—7 км; вследствие размагничивания пород на этой глубине в наблюдаемом магнитном поле отрицательными аномалиями может проявиться влияние нижнего полюса намагниченных масс.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По характеру гравитационного и магнитного полей тектоно-магматические зоны Азербайджана с присущей им металлогенией в целом существенно различаются:

1. Геосинклинальной зоне южного склона Большого Кавказа соответствуют в общем спокойные и пониженные гравитационные и магнитные поля. Локальные аномалии отвечают, с одной стороны, поднятиям более плотного доюрского субстрата, с другой — магматическим внедрениям повышенной магнитности мезозойского возраста.

2. Сомхито-Агдамская зона и аналогично ей Мисхано-Кафанская характеризуются положительными магнитными и локальными гравиметрическими аномалиями; по геофизическим данным здесь уточняются положение поперечных структур, наличие скрытых интрузий и особенно погружения металлоносных интрузивов.

3. Последнее относится также к Севано-Карабахской зоне, которая в целом фиксируется отрицательным магнитным полем и отрицательными локальными гравитационными аномалиями.

4. Араксинская многогеосинклинальная зона отмечается спокойным отрицательным магнитным полем и положительными локальными гравитационными аномалиями на участках выхода палеозойских пород.

5. Горная область Талыша недостаточно изучена. Можно полагать, что наблюдаемые здесь интенсивные гравитационные и магнитные аномалии обусловлены интенсивными тектоническими подвижками и вулканизмом кайнозойского времени.

6. Прослеживание скрытых тектонических структур и интрузивных тел по геофизическим данным дает возможность оценить перспективы човых площадей на различные виды оруденения.

Литература

- Абдуллаев Р. Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Изд-во АН АзербССР, Баку, 1963.
- Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР, Госгеолтехиздат, 1961.
- Ализаде А. А., Цимельзон И. О. Глубинное строение Азербайджана. Геотектоника, № 3, 1966.
- Архангельский А. Д., Федьинский В. В. Геологические результаты гравиметрических работ в восточном Азербайджане. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, № 3—4, 1932.
- Белоусов В. В. О возможных глубинных условиях магматизма. Сов. геология, № 4, 1966.
- Гаджиев Р. М. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Азерб. гос. изд-во, Баку, 1965.
- Кашкай М. А. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд-во АН АзербССР, Баку, 1947.
- Кашкай М. А. Петрология и металлогения Дашкесана и других железорудных месторождений Азербайджана. Изд-во «Недра», 1965.
- Керимов Г. И. Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла (Малый Кавказ). Изд-во АН АзербССР, Баку, 1961.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во Моск. гос. ун-та, 1963.
- Мустафабейли М. А., Хесин Б. Э. К вопросу о геологической интерпретации некоторых магнитных аномалий Малого Кавказа. Сов. геология, № 11, 1964.
- Мустафабейли М. А., Хесин Б. Э., Мурадханов С. А., Алексеев В. В. Поиски медно-полиметаллических месторождений на южном склоне Большого Кавказа с применением геофизических методов. Разведка и охрана недр, № 9, 1964.
- Печерский Д. М. Магнитные свойства гранитоидов северо-востока СССР. В сб. «Магнитные свойства изверженных пород». Тр. Северо-Вост. комплексн. НИИ, вып. 9, Магадан, 1964.
- Хесин Б. Э. Геофизические исследования рудных районов Азербайджан. В сб. «Геология и полезные ископаемые Азербайджана». АЗИНТИ, Баку, 1962.
- Цимельзон И. О. Глубинное строение земной коры и тектоника Азербайджана по данным геофизических исследований. Сов. геология, № 4, 1965.
- Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и развитие Азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Изд-во АН АзербССР, Баку, 1965.
- Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа в пределах Азербайджана. Изд-во АН АзербССР, Баку, 1966.

Управление
Совета Министров АзербССР
по геологии г. Баку

Статья поступила
10 октября 1966 г.

В. Е. KHESIN

GEOPHYSICS OF TECTONIC-IGNEOUS ACTIVITY ZONES OF AZERBAIJAN

Paleozoic metasediments with specific metallogenic features have been found to be indicated by a calm magnetic field and positive local gravity anomalies, according to an analysis of geophysical evidence for the Azerbaijan territory. Middle Jurassic volcanics with a preponderance of porphyrite are marked everywhere by a higher magnetic field. Pliocene and Quarternary lava sheets with various directions of magnetization are expressed by a mosaic magnetic field. Tertiary granitoids, which control rare metal and other types of mineralization, are featured with negative gravity and magnetic anomalies. Mesozoic, predominantly granodioritic intrusions, to which is related the mineralisation by lead-zinc-silver, iron, copper and other metals, are outlined by local positive ΔT anomalies, sometimes by gravity maxima. Of ultrabasites, only those are with a higher gravity and ΔT fields which extend to a great depth and generally contain chromite.

Conjugation areas between tectonic-igneous activity zones, and deep faults are characterised by a rapid change in the nature of physical fields and inversion of the anomaly sign. The area of a higher magnetic field, which includes the north-eastern side of the Small Caucasus and most of the Kura depression, suggests the structures of the Small Caucasus to extend far to the north. The geophysical data have revealed uplifts formed by pre-Jurassic rocks, with a characteristic anti-Caucasus strike, and areas of concealed ore-controlling structures and metalliferous intrusives.

Azerbaijan Branch of All-Union Research Institute
of Geophysical Methods of Exploration
Baku

УДК 551.24 (262.8)

Б. С. РОМАНОВ, А. Ю. ЮНОВ

**ТЕКТОНИКА СЕВЕРНОГО КАСПИЯ ПО ДАННЫМ
МОРСКИХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

Шовная зона между Русской платформой и Скифско-Туранской эпигерцинской плитой выражена отчетливой гравитационной ступенью и проходит к северу от Северо-Бузачинского, Западно-Бузачинского и Северо-Каспийского поднятий. Для фундамента акватории характерна блоковая тектоника с наличием субширотных и поперечных разломов. Последние пересекают гетерогенные тектонические элементы. В южной части акватории предполагается сложное, возможно торцовое, сочленение зоны Мангышлака, Манычского прогиба, Прикумских поднятий, Южно-Бузачинского прогиба и кража Карпинского.

Геофизические исследования последних лет в Северном Каспии, а также новые данные различных исследований по строению прилегающих участков суши позволили внести некоторые изменения в тектоническую схему Северного Каспия.

В основу тектонического районирования был положен анализ гравитационного поля с целью выделения участков с различной гравитационной характеристикой, соответствующих определенным тектоническим элементам. При этом были использованы последние данные электроразведочных, сейсморазведочных и гидромагнитных работ.

В общем плане гравитационное поле характеризуется региональным положительного значения максимумом силы тяжести запад-северо-западного простиранья, охватывающим п-ов Бузачи, центральную часть Северного Каспия и правобережье Астраханского Поволжья. К югу от регионального максимума гравитационное поле характеризуется отрицательными значениями, наиболее интенсивными к северу от п-ова Мангышлак, где выделяется Южно-Бузачинский минимум. От широты северной оконечности о. Кулалы в юго-западном направлении наблюдается общее увеличение отрицательных значений аномалий силы тяжести с некоторыми локальными особенностями в северной части Среднего Каспия. Ярко выраженное гравитационное поле Горного Мангышлака к югу сменяется спокойным полем, присущим Степному Мангышлаку.

На севере упомянутый региональный максимум силы тяжести отделяется от мозаичного поля Прикаспийской синеклизы четко выраженной зоной гравитационного градиента, имеющей в своей северо-восточной части характер гравитационной ступени (рис. 1). На юго-востоке, где эта зона разделяет Бузачинский и Южно-Эмбинский максимумы, она носит расплывчатый характер.

В осевой части зоны положительных гравитационных аномалий выделяются семь локальных максимумов: Северо-Бузачинский, втянутый как в западном, так и северном направлениях Западно-Бузачинский, имеющий изометричную форму, Северо-Каспийский, ориентированный в запад-северо-западном направлении, и три локальных максимума к юго-западу от Астрахани; к югу от Астрахани выделяется локальный широтный Полдневский максимум.

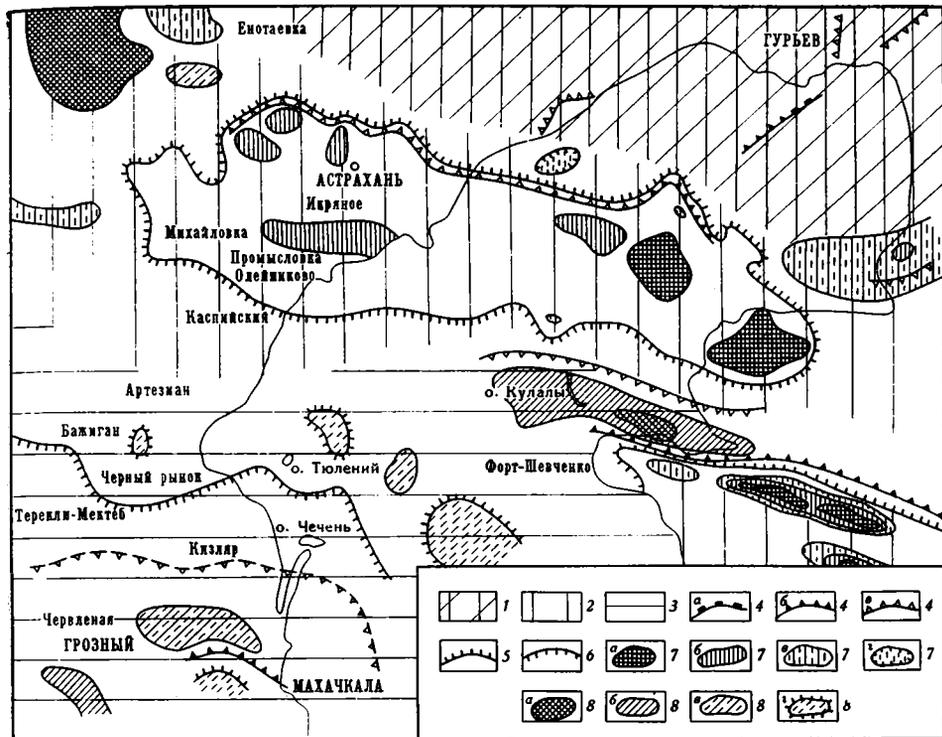


Рис. 1. Схема гравитационного поля Северного Каспия и прилегающих территорий
 1 — мозаичное поле силы тяжести; 2 — поле положительных значений силы тяжести; 3 — поле отрицательных значений силы тяжести; 4 — гравитационные ступени: а — весьма интенсивные, б — интенсивные, в — слабоинтенсивные; 5 — контуры положительных региональных аномалий силы тяжести; 6 — контуры отрицательных региональных аномалий силы тяжести; 7 — положительные аномалии: а — весьма интенсивные, б — интенсивные, в — слабоинтенсивные, г — относительные минимумы; 8 — отрицательные аномалии: а — весьма интенсивные, б — интенсивные, в — слабоинтенсивные, г — относительные максимумы

В пределах Восточного Предкавказья от широты Черного Рынка на юг происходит постепенное уменьшение значений силы тяжести.

В южной части Кизлярского залива аномалии имеют гребневидный характер, и по меридиану Аграханского полуострова происходит резкая смена их широтного простирання на юго-восточное.

В северной части Среднего Каспия выделяется локальный минимум силы тяжести, сменяющийся к юго-востоку относительным региональным максимумом.

Детальный анализ гравитационного поля Северного Каспия с привлечением других геофизических материалов позволил произвести тектоническое районирование, основываясь главным образом на глубинном строении (рис. 2).

В северной части Каспия выделяется участок Восточно-Европейской платформы с докембрийским фундаментом, представленный южной частью Прикаспийской впадины, где в осадочном комплексе выделяются область солянокупольной тектоники и зоны прибортовых структур (Маловицкий, 1964). По данным структурных методов, подсолевое ложе в зоне прибортовых структур приподнято по сравнению с солянокупольной областью, а в кунгурских отложениях, вероятно, происходит фаціальное замещение гидрхимических осадков на терригенно-карбонатные или терригенно-карбонатно-сульфатные.

В области солянокупольной тектоники к югу от Гурьева наблюдается линейная гравитационная ступень северо-восточного простирання, оче-

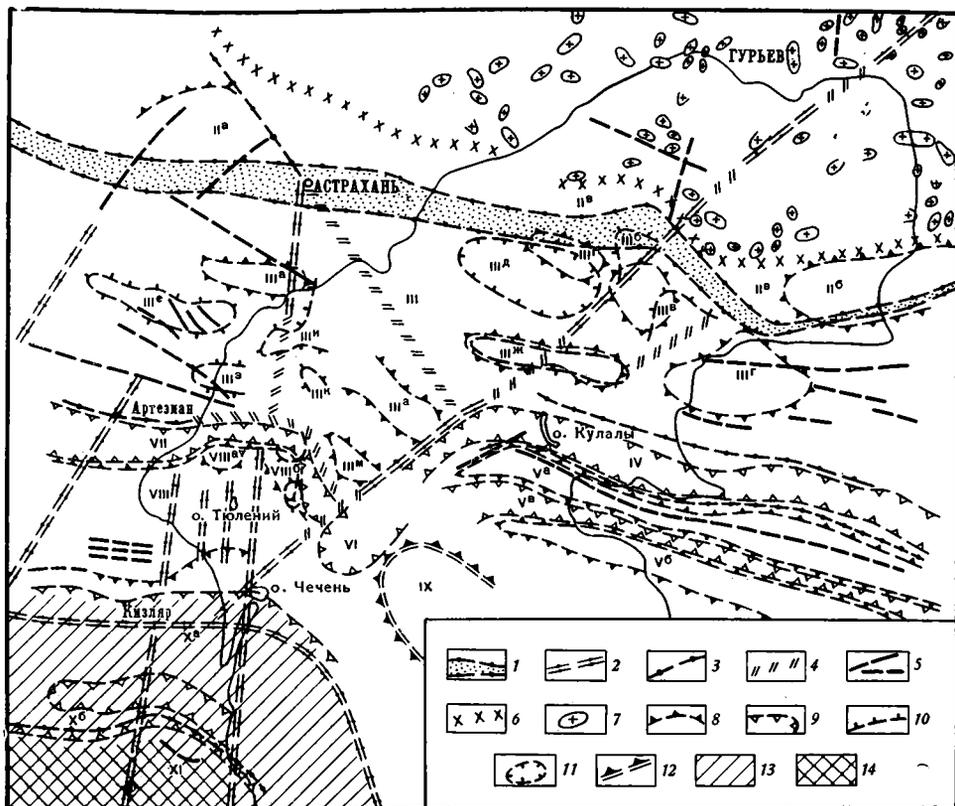


Рис. 2. Тектоническая схема Северного Каспия и прилегающих территорий (по материалам Всес. н.-и. ин-та морской геофизики и геологии, НИЛЗарубежгеологии, ВНИИГеофизики, треста «Казахстаннефтегеофизика», Спецгеофизики и других организаций)

1 — зона шовного сочленения разновозрастных платформ; 2 — поперечные глубинные разломы; 3 — региональные глубинные разломы, установленные по геофизическим и геологическим данным; 4 — предполагаемые дизъюнктивные нарушения; 5 — прочие нарушения; 6 — южная граница распространения соляных куполов; 7 — соляные купола; 8 — контуры поднятий в фундаменте; 9 — контуры прогибов в осадочном чехле эпигерцинской платформы; 10 — контуры поднятий в осадочном чехле эпигерцинской платформы; 11 — контуры прогибов в осадочном чехле эпигерцинской платформы; 12 — контур Центрального Каспийского свода; 13 — Предкавказский передовой прогиб; 14 — антиклинарий Большого Кавказа.

Русская платформа (Прикаспийская впадина):

I — область солянокупольной тектоники, II — краевые поднятия: IIa — Астраханское, IIб — Южно-Эмбенское, IIв — зона прибортовых структур. Эпигерцинская платформа: III — кряж Карпинского — Бузачи: IIIa — Полдневский вал, IIIб — Северо-Каспийское поднятие, IIIв — Западно-Бузачинское поднятие, IIIг — Северо-Бузачинское поднятие, IIIд — Укатненский прогиб, IIIе — Промысловский вал, IIIж — Северо-Кулалинское поднятие, IIIз — Каспийское поднятие, IIIи — Петровско-Зюдевское поднятие, IIIк — Морское поднятие, IIIл — Ракушечное поднятие, IIIм — Жемчужное поднятие; IV — Южно-Бузачинский прогиб; V — зона Мангышлакских валов: Va — Каратауский вал, Vб — Беке-Башкудукский вал, Vв — Чагырганский прогиб; VI — Восточно-Тюленевский прогиб; VII — Восточно-Манычский прогиб; VIII — Прикумско-Тюленевская зона поднятия; VIIIA — Северо-Тюленевское поднятие, VIIIB — Восточно-Тюленевское поднятие, IX — Центральный Каспийский свод; Xa — платформенный склон Восточно-Предкавказского передового прогиба. Альпийская геосинклинальная область: Xб — геосинклинальный склон Восточно-Предкавказского передового прогиба; XI — альпийские складчатые сооружения Большого Кавказа

видно являющаяся отражением глубинного разлома. По-видимому, этот разлом разделяет блоки фундамента и почти полностью совпадает с глубинным разломом, выделенным ранее по аэромагнитным данным (Наливкин, Клушин, Толстихин, 1962; Соколов, 1964), ограничивающим с юго-востока Хобдинский максимум силы тяжести и уходящим в пределы Урала.

Участок эпигерцинской платформы, охватывающей большую часть Северного Каспия, отделен от южного борта Восточно-Европейской платформы шовной зоной. В гравитационном поле шовное сочленение платформ прослеживается с запада на восток по четко выраженной зоне

гравитационного градиента. Есть основание полагать, что вдоль шовной зоны, представляющей собой полосу глубинных разломов, складчатый палеозойский комплекс эпигерцинской платформы надвинут на край докембрийской платформы. Судя по глубокому бурению в Астрахани, здесь развиты верхнепалеозойские отложения того же типа, что и в правом прогибе Урала (Викторов, 1965).

Протягиваясь в восточном направлении до меридиана западной оконечности п-ова Бузачи, шовная зона затем изменяет простирание на юго-восточное, прослеживается почти до северного побережья п-ова Бузачи и далее на восток в залив Комсомолец.

Таким образом, граница между докембрийской и эпигерцинской платформами проводится вдоль зоны гравитационного градиента, оставляя к югу, в пределах эпигерцинской платформы, Северо-Бузачинский, Западно-Бузачинский и Северо-Каспийский максимумы силы тяжести.

В пределах изображенной на схеме области эпигерцинской платформы выделяются подчиненные структурные элементы. К югу от Астрахани, в пределах системы кряж Карпинского — Бузачи, расположено крупное сложно построенное валообразное Полдневское поднятие субширотного простирания, которому в гравитационном поле соответствует локальный максимум силы тяжести. Очевидно, этому поднятию, выявленному сейсморазведкой МОВ по верхнему структурному этажу, соответствует поднятие в фундаменте. Находящийся далее к востоку Укатненский прогиб, выделенный ранее по данным электро- и сейсморазведки, в осредненном гравитационном поле не находит отображения. Вероятно, прогиб выражен только в платформенном чехле.

К югу от Полдневского вала расположено Промысловское валообразное поднятие, выраженное в мезо-кайнозойских слоях. В фундаменте это поднятие не наблюдается, что хорошо согласуется с гравитационным полем.

К востоку, в пределах моря, сейсморазведкой Астраханской геофизической экспедиции выявлено Петровско-Зюевское поднятие. Примерно в 100 км к востоку по данным электро- и сейсморазведки установлено крупное Северо-Кулалинское поднятие субширотного простирания. В гравитационном поле ему соответствует незначительный локальный максимум. В осредненном поле Северо-Кулалинское поднятие, как и западный выступ Северо-Бузачинского поднятия, своего отражения не находят. По-видимому, Северо-Кулалинская структура выражена только в мезо-кайнозойских и пермотриасовых отложениях, фундамент же здесь круто погружается к югу в Южно-Бузачинский прогиб. Возможно, что именно отсюда и далее к юго-востоку палеозойский фундамент наращивается за счет складчатого пермотриаса мангышлакского типа.

Южно-Бузачинский прогиб выражен линейно вытянутым минимумом силы тяжести и фиксируется в мезо-кайнозойском чехле электро- и сейсморазведкой. Далее к югу расположена Мангышлакская складчатая зона.

В 90—100 км от берега складчатая зона Мангышлака, судя по комплексу геофизических данных, довольно резко затухает, причем простирание изменяется на юго-западное.

На западном побережье Северного Каспия к югу от Промысловской зоны поднятий в пределах кряжа Карпинского расположен ряд антиклинальных зон субширотного простирания.

Южный борт кряжа Карпинского отделяется от зоны Манычских прогибов, протягивающейся параллельно валу, глубинным разломом субширотного простирания (Несмеянов, 1965). По этому разлому поверхность палеозойского фундамента опущена на 2500 м в районе Артезиана.

В пределах Кизлярского залива Манычский прогиб, судя по данным гравиметрии, поворачивает на север, значительно сужаясь и огибая с

севера Северо-Тюленевское поднятие, а затем вновь приобретает субширотное простирание.

К югу от зоны Манычских прогибов, по данным гравиметрических, гидромагнитных исследований и КМПВ, прослеживается Прикумская зона поднятий, включающая Северо-Тюленевское и Восточно-Тюленевское поднятия.

В пределах Кизлярского залива, по данным гравиметрической и гидромагнитной съемок, зона Прикумско-Тюленевских поднятий испытывает поворот к северу, затем, на меридиане о-ва Чечень круто поворачивает на юг.

Недавними геолого-геофизическими исследованиями на всей территории Предкавказья выделяется целая серия меридиональных и субмеридиональных разломов глубокого заложения, которые, взаимодействуя с разломами субширотного простирания, разбивают палеозойский фундамент Предкавказья на серию блоков (Судариков, Успенская, 1964).

В пределах Кизлярского залива поверхность фундамента, судя по характеру гравитационного поля, погружается, испытывая в то же время поднятия на отдельных участках, соответствующих Северо-Тюленевскому и Восточно-Тюленевскому максимумам.

При анализе гравитационного и магнитного полей к востоку от Кизлярского залива авторами был выделен погребенный поперечный выступ с сопутствующими ему глубинными разломами того же простирания. Выступ связан с «Дагестанским клином» и определяет изгиб к северу примерно по меридиану Аграханской косы всех широтно ориентированных структурных элементов: Предкавказского передового прогиба, Прикумско-Тюленевской зоны поднятий, зоны Манычских прогибов и южной границы сложного вала Карпинского.

Глубинные разломы, связанные с поперечным погребенным выступом, фиксируются в магнитном поле в пределах Кизлярского залива. В гравитационном поле глубинный разлом наиболее отчетливо прослеживается к северу от о. Чечень, разделяя Северо-Тюленевское и Восточно-Тюленевское поднятия. Разлом фиксируется в виде нарушения морскими электроразведочными работами (по данным Б. Ф. Дегтяря). В северном направлении разлом предположительно протягивается до о. Зюдев в дельте Волги. В южном направлении разлом трассируется до Махачкалы, где совпадает с меридиональным глубинным разломом, выделяемым рядом исследователей (Кириллова, Люстих, Растворова, Сорский, Хаин, 1960; Скарятин, 1964; Рябов, 1964).

Предкавказский передовой прогиб отчетливо отображается двумя гравитационными ступенями, соответствующими его платформенному и геосинклинальному склонам, и минимумом силы тяжести, соответствующим наиболее прогнутой осевой зоне прогиба. В пределах моря передовой прогиб и все его структурные элементы круто поворачивают на юг как бы огибая «Дагестанский клин», приуроченный к поперечному погребенному выступу.

В тектоническом отношении наиболее сложным и интересным, но мало изученным геофизическими методами является участок дна моря к северу и востоку от Кизлярского залива, где происходит сочленение гетерогенных, различно ориентированных структурных элементов. В пределах этого участка происходит поворот к югу Мангышлакской и Прикумско-Тюленевской зон поднятий, Южно-Бузачинского прогиба, Манычской зоны прогибов и, по-видимому, ряда второстепенных структур, приуроченных к южному склону кряжа Карпинского. Здесь к западу от продолжения Мангышлакских структур, по данным Н. В. Кондрашевой (1964), морской электроразведкой выявлен поперечный разлом юго-западного простирания, который фиксируется на электроразведочных профилях, начиная от северного борта Южно-Бузачинского прогиба на протяжении 150 км по направлению к о. Чечень.

К юго-востоку от разлома, по сейсмическим и электроразведочным данным, происходит поворот к югу и погружение структур Мангышлака. Вдоль разлома в непосредственной близости от него намечается линейно вытянутая зона, на северо-востоке вливающаяся в Южно-Бузачинский прогиб, а к юго-западу — в Восточно-Тюленевскую депрессию. К северо-западу от разлома по опорному горизонту высокого сопротивления, отношению Б. Ф. Дегтярем и О. В. Назаренко к поверхности фундамента, намечается ряд структур, как бы утыкающихся в разлом. Простираение этих структур с северо-востока на юго-запад постепенно изменяется от северо-западного до субмеридионального (у Восточно-Тюленевского поднятия).

Последние данные морских геофизических исследований устанавливают сложное сочленение Мангышлакской и Манычской зон. Структуры Мангышлакской зоны поднятий поворачивают к югу, замыкаясь, судя по данным электроразведки и МОВ. Согласно данным электроразведки, также поворачивают к югу структуры Жемчужная, Ракушечная и Восточно-Тюленевская, торцово сочленяясь с зоной Мангышлака.

Морское продолжение зоны Манычских прогибов испытывает резкий поворот к югу и либо срезается юго-западным продолжением поперечного разлома, либо вливается в Восточно-Тюленевскую депрессию.

Анализ последних геофизических материалов по Северному Каспию дает возможность сделать вывод, что здесь, как и в пределах Восточного Предкавказья, фундамент разбит на блоки («ступени») системой субширотных и поперечных глубинных разломов. Блоковое строение фундамента определяет характер строения верхнего структурного этажа. Так, на Северном Каспии по материалам геофизических исследований авторы настоящей статьи выделяют поперечный глубинный Аграханско-Эмбенский разлом северо-восточного простираения, протягивающийся от о. Чечень на юго-западе до пункта, расположенного в 35 км к северо-западу от о. Кулалы. К северо-востоку от о. Кулалы указанный разлом трассируется по магнитному максимуму северо-восточного простираения, далее — по гравитационной ступени, а в пределах Прикаспийской впадины — к северу от устья р. Эмбы. Разлом определяет, по-видимому, положение Северного Каспия в «Каспийской сигмоиде» (Вялов, 1937), ограничивает на западе складчатую систему Мангышлака и контролирует положение юго-восточной границы кряжа Карпинского. Кроме того, по разлому происходит расчленение системы кряж Карпинского — Бузачи.

Литература

- Викторов Д. Н. О формировании зоны сочленения докембрийской и эпигерцинской платформ у северной границы Восточного Донбасса. Сб. «Геология и нефтегазоносность юга СССР». НИЛНефтегаз, вып. 13, Изд-во «Недра», 1965.
- Вялов О. С. Флишевые зоны на Кавказе. Тр. XVII сес. Междунар. геол. конгр. Гостехиздат, 1937.
- Киряллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Сорский А. А., Ханн В. Е. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. Изд-во АН СССР, 1960.
- Маловицкий Я. П. Оценка перспектив нефтегазоносности Каспия (на основе анализа его глубинной структуры). Геология нефти и газа, № 6, 1964.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П., Наливкин В. Д., Клущин И. Г., Толстихин И. Н. Тектоника Предкавказья. Гостоптехиздат, 1963. Системы разломов востока Русской платформы. Материалы по тектонике Нижнего Поволжья. Гостоптехиздат, 1962.
- Несмеянов Д. В., Багинская Б. Н., Хакимов М. Ю. Новые данные о глубинном строении территории, прилегающей к Кизлярскому заливу. Нефтегазовая геология и геофизика, № 3, 1965.
- Несмеянов Д. В. Тектоническое и структурное районирование Волго-Донской территории и прилегающих с юга районов. Сб. «Геология и нефтегазоносность юга СССР». НИЛНефтегаз, вып. 13. Изд-во «Недра», 1965.
- Рябов В. Н. О возможных горизонтальных неотектонических движениях в прибрежной зоне Дагестана и их влияния на размещение нефтегазоносных структур. Геология нефти и газа, № 6, 1964.

- Скарягин В. Д. Субмеридиональная зона повышенной трещиноватости на Северо-Восточном Кавказе и приуроченность к ней нефтепроявлений. Сб. Глубинные разломы. Госгеолтехиздат, 1964.
- Соколов В. Д. Погребенные тектонические планы юго-востока Русской платформы. Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. Изд-во «Наука», 1964.
- Успенская Н. Ю. Особенности тектонического строения окраинных зон платформ, граничащих с альпийскими складчатыми системами в связи с их нефтегазоносностью (на примере Предкавказья). Докл. сов. геол. на XX сес. Междунар. геол. конгр., Проблема 1, Изд-во «Наука», 1964.

ВНИИГеофизики
г. Геленджик

Статья поступила
19 ноября 1965 г.

B. S. ROMANOV and A. Yu. YUNOV

THE TECTONICS OF THE NORTHERN CASPIAN SEA ACCORDING

TO MARINE GEOPHYSICAL EVIDENCE

According to comprehensive geophysical investigations of recent years the position of the junction zone between the Russian platform and the epi-Hercynian Skif-Turan platform was found to be much more to the north, within the Northern Caspian Sea, than has been shown earlier. The Northern Buzachinsk, Western Buzachinsk and Northern Caspian uplift are located within the latter platform. The second and third uplifts has been usually attached to the Russian platform. Blocks tectonics of the basement of the Northern Caspian Sea water area is established, and there are identified a number of almost north-south transverse faults cutting across the Alpine geosynclinal area, foredeep and epi-Hercynian and Precambrian platforms. It is noted a complicated character of the junction between major structural features, such as the Karpinsky's Range, the zone of the Manych troughs, the Mangyshlak and Near-Kumsk-Tyulenev zone of uplifts, the Southern Buzachinsk trough and the foredeep of the Caucasus geosynclinal area. Geological sections, geophysical profiles and a tectonic diagrammatic map are given.

All-Union Research Institute
of Geophysical Methods
of Exploration
Section of Marine Geophysical Works
Gelendzhik

УДК 551.24+553.131.17

Г. И. КНЯЗЕВ

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ
И РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ**

Региональная рудная зональность интерпретируется как закономерное смещение более поздних типов гипогенного оруденения, параллельное и одновременное поступательному развитию тектоно-магматических процессов.

Зональное размещение эндогенного оруденения и причины его возникновения уже давно привлекают к себе внимание. Во многих публикациях подробно анализировались условия образования первичной (концентрической) рудной зональности относительно интрузивов (Эммонс, 1933, 1937; С. Смирнов, 1937; Вольфсон, 1947, 1965; Вольфсон, Невский, 1949; Королев, 1949; Бэтман, 1949; Билибин, 1951; Бетехтин, 1953; В. Смирнов, 1954, 1965; Вахромеев, 1961; Park, 1955). Основным фактором, предопределяющим зональное размещение оруденения вокруг интрузивов, Эммонс считал влияние на рудоносные растворы падения температуры и давления с удалением от охлаждающегося интрузива. Советские исследователи, вслед за С. С. Смирновым, в качестве главной причины, обуславливающей появление рудных концентров, выдвигают пульсационное отделение рудоносных растворов разного состава на фоне центростремительного трещинообразования (относительно охлаждающегося магматического очага).

Что касается региональной рудной зональности, отличающейся закономерной сменой состава оруденения в определенном направлении, то объяснения ее еще не найдено. Неясной остается прежде всего причина направленного развития рудного процесса, приводящего к зональному размещению оруденения. Вместе с тем, направленное, поступательное развитие геологических процессов — явление не редкое. Последовательное смещение (оттеснение) геосинклинального процесса в мезозое и кайнозое в сторону Тихого океана в пределах Азиатского и Американского сегментов Тихоокеанского тектонического пояса продемонстрировали М. В. Муратов (1965) и Ю. М. Пуцаровский (1965). Описаны многочисленные примеры миграции морских бассейнов в геосинклиналиях, вызываемой волновым прогибанием земной коры. Весьма обычны случаи закономерного смещения осей максимального опускания в период осадконакопления во впадинах.

В последние годы в ряде регионов удалось подметить аналогичную поступательность в развитии интрузивного и эффузивного магматизма. Отсюда, естественно, возникает вопрос — не находится ли отражения направленного развития тектоно-магматических процессов в пространственном размещении гипогенного оруденения? Рассмотрим с этой точки зрения региональную рудную зональность, выявленную в некоторых рудных провинциях.

Одним из наиболее ярких примеров региональной рудной зональности могут служить широко известные рудные пояса Восточного Забайкалья, выделенные С. С. Смирновым (1944). Он установил, что большинство месторождений цветных, редких и благородных металлов, составляющих основу минеральных богатств этого края, образовалось почти одновременно, в заключительные фазы киммерийского цикла¹, и укладывается в зональный ряд в такой последовательности (с северо-запада на юго-восток): 1) золото и молибден, 2) олово и вольфрам, 3) свинец и цинк.

Золото-молибденовый, оловянно-вольфрамовый и полиметаллический рудные пояса прослеживаются вдоль мезозойского мобильного пояса северо-восточного простираения на протяжении нескольких сотен километров; ширина их измеряется десятками километров (рис. 1).

Суть структурно-металлогенического районирования Восточного Забайкалья, предложенного С. С. Смирновым, в принципе сводится к противопоставлению Центральной антиклинальной зоны, отвечающей оловянно-вольфрамовому поясу, двум окраинным синклиналим — Пришилкинской и Приаргунской, совпадающим с золото-молибденовым и полиметаллическим рудными поясами. Предполагалось, что в Центральной антиклинальной зоне в нижней-средней юре преобладали нисходящие движения, а во второй половине мезозоя (начиная с верхней юры) — восходящие. Для Пришилкинской и Приаргунской синклиналий зон допускалась обратная смена вертикальных колебательных движений за тот же период. Такая трактовка крупнейших мезозойских структур Восточного Забайкалья позволяла говорить о близкой аналогии геологического развития Пришилкинской и Приаргунской зон в мезозое. Иными словами, С. С. Смирнов (1944) выдвинул идею о симметричном строении мезозойской подвижной области относительно Центральной антиклинальной зоны.

Представления о симметричном строении мезозойской мобильной области Восточного Забайкалья ныне развивают Г. Л. Падалка (1953) и В. С. Кормилицын (1960). Основываясь на идеях о заложении в мезозойскую эру мобильной зоны северо-восточного простираения, совпадающей с главным юрским прогибом в трактовке С. С. Смирнова (1944), Г. Л. Падалка (1953) пришел к выводу о приуроченности оловянно-вольфрамового пояса к срединной, а золото-молибденового и полиметаллического поясов — к бортовым частям мезозойской мобильной области. Образование большей части эндогенных месторождений он относит ко времени замыкания мезозойской подвижной зоны и делит его на три этапа: средний (нижняя — средняя юра), поздний (верхняя юра) и конечный (верхняя юра — нижний мел).

Направленное от центра к периферии симметричное развитие мезозойской мобильной области признается главным фактором, обусловившим положение оловянно-вольфрамового пояса в Центральной зоне. Золото-молибденовый и полиметаллический пояса, приуроченные к северо-западной и юго-восточной окраинам ниже-среднеюрского прогиба, считаются более поздними и близко одновременными. Иными словами, чем относительно моложе мезозойские гипогенные месторождения, тем дальше они отстоят от пояса симметрии — Центральной зоны.

Проанализируем вкратце особенности территориального размещения мезозойских эффузивно-осадочных образований на территории рудных поясов Восточного Забайкалья. В пределах самого северо-западного золото-молибденового пояса сравнительно широко распространены верх-

¹ С. С. Смирнов (1944) считал, что большинство месторождений Восточного Забайкалья образовалось в верхнеюрское преднижнемеловое время. Этот вывод подтвержден более поздними исследованиями (Князев, 1966).

нетриасовые морские отложения. В контурах оловянно-вольфрамового пояса, расположенного непосредственно к юго-востоку от золото-молибденового, главнейшим осадочным комплексом мезозоя является морская нижняя — средняя юра. Для полиметаллического пояса, занимающего юго-восточную окраину Восточного Забайкалья, характерны прибрежные и континентальные отложения нижней — средней и верхней юры.

Эффузивно-осадочные верхнеюрские образования распространены в пределах всех трех рудных поясов, но максимально развиты они на территории полиметаллического пояса и к юго-востоку от него — в сопредельных районах Китая, где покровы верхнеюрских эффузивов занимают десятки тысяч квадратных километров. Нижнемеловые озерно-континентальные отложения наблюдаются также повсеместно (в разобщенных депрессиях), но особенно обширные бассейны их накопления располагались на юго-восточной окраине Забайкалья и в смежных районах Китая. Эффузивная деятельность в нижнем мелу происходила в основном на юго-востоке Забайкалья. В этих же районах отмечены наиболее значительные покровы базальтов мелового (?) — третичного возраста и самые юные в Забайкалье кислые эффузивы.

Из приведенных данных видно, что в мезозойской мобильной области Восточного Забайкалья в направлении с северо-запада на юго-восток намечается возрастное смещение (омоложение) мезозойских осадочных и эффузивно-осадочных толщ. Эта закономерность более отчетливо выражена на примере верхнетриасовых и юрских отложений. Верхнеюрские и нижнемеловые эффузивно-осадочные образования также преимущественно развиты на юго-востоке Забайкалья и в прилегающих к нему районах Китая.

Начиная с верхнего триаса, бассейны осадконакопления в пределах мобильной области подобно гигантской волне перемещались с северо-запада на юго-восток (Князев, 1959). Ширина волны достигала нескольких десятков километров в верхнем триасе, в нижней-средней юре она увеличилась до 150—200 км, при амплитудах максимального опускания в триасе в 2—3 км и в нижней — средней юре — до 4—5 км. Поступательно-волновое движение земной коры обусловило последовательное омоложение мезозойских эффузивно-осадочных толщ в направлении к юго-востоку. Смещение осей максимального прогибания с северо-запада на юго-восток обнаруживается, между прочим, и в отдельно взятых мезозойских впадинах Восточного Забайкалья. Оно выражается в закономерном появлении более молодых напластований с продвижением от северо-западных бортов впадин к юго-восточным, указывая на волновую природу процесса опускания. На сводных геологических картах видно, что отложения, венчающие разрез алгачинской и морской фации нижней — средней юры, в Борзинском и Александрово-Заводском районах приурочены к южным и юго-восточным окраинам юрских впадин.

Еще более отчетливо асимметричное строение верхнеюрских — нижнемеловых впадин выражено в бассейне рек Урюмкана, Урова и Мотогора. Асимметрия проявляется в преимущественном распространении верхнеюрских осадочно-эффузивных пород и базальных пачек нижнего мела на северо-западных окраинах впадин, в то время как лежащие выше нижнемеловые эффузивно-осадочные образования и перекрывающие их кайнозойские базальты распространены на юго-востоке впадин.

Отмеченные особенности строения верхнемезозойских впадин обусловлены конседиментационным наклоном (креном) к юго-востоку поверхности глыб мезозойского фундамента. Асимметричное строение мезозойско-кайнозойских впадин Н. А. Флоренсов (1960) объясняет также миграцией к юго-востоку осей межгорных прогибов, происходившей в процессе коробления и дробления домезозойского фундамента.

Смещение осей максимального опускания во впадинах к юго-востоку происходило на фоне общего сокращения морских ингрессий в Восточном Забайкалье и Верхнем Приамурье в направлении к востоку и северо-

ро-востоку, начиная с пермского периода. Так, ингрессии пермского моря проникали вплоть до крайних юго-западных районов Восточного Забайкалья (окрестности пос. Хапчеранга) и распространялись далее в Западное Забайкалье, в бассейн Чикоя. Верхнетриасовая же морская ингрессия следовала из Приамурья вдоль рек Шилки и Ингоды только до широты курорта Дарасун. Не исключено, что она покрывала частично и бассейн верхнего течения Онона, но не далее широты пос. Хапчеранга¹. Нижне-среднеюрская ингрессия достигала лишь окрестностей ст. Оловянная и, возможно, распространялась несколько юго-западнее, вплоть до широтного колена р. Онон. В верхней юре и нижнем мелу морской залив замыкался восточнее стрелки Шилки и Аргуни, т. е. совсем не проникал в Восточное Забайкалье. Короче говоря, морские ингрессии перми, верхнего триаса, нижней — средней юры, верхней юры — нижнего мела в пределах Восточного Забайкалья и примыкающего к нему Верхнего Приамурья последовательно отступали к востоку.

В этой связи особенно интересен вывод М. С. Нагибиной (1963) о закономерном омоложении с запада на восток возраста последних мезозойских интрузий Монголо-Охотского подвижного пояса (киммерийских и верхнекиммерийских в Восточном Забайкалье, верхнеюрских в Верхнем Приамурье, посленижнемеловых в Амуро-Зейском и Ольдойском прогибах). Возрастное скольжение верхней границы мезозойского интрузивного магматизма повторяет направление миграции пермско-мезозойских морских ингрессий. В Восточном Забайкалье, наряду с такой, общей для всего Монголо-Охотского подвижного пояса закономерностью, намечается миграция мезозойских магматических процессов в направлении к юго-востоку. Это легче обнаруживается при рассмотрении мезозойских эффузивных образований.

Так, в триасе эффузивная деятельность (порфириды, дациты, порфиры) проявилась преимущественно на территории золото-молибденового пояса (левобережье Ингоды и Шилки). В юрском периоде вулканические излияния (порфириды, порфиры) охватили значительно более широкую территорию, включая северные, центральные и юго-восточные районы Восточного Забайкалья. Наиболее активными в этот период были вулканические извержения в контурах оловянно-вольфрамового и полиметаллического рудных поясов. В нижнем мелу значительные вулканические излияния (порфиры) происходили лишь на крайнем юго-востоке Восточного Забайкалья, в полосе, прилегающей к Аргуни (полиметаллический пояс). Здесь же были локализованы главные центры базальтового и липаритового вулканизма в нижнем мелу (?) — кайнозое.

В том же направлении изменялись в мезозое состав и условия становления интродуцировавших магм, в результате чего на территории каждого рудного пояса образовались специфические, только им свойственные интрузии, с которыми парагенетически связано оруденение. В золото-молибденовом поясе к таким интрузивам можно причислить весьма своеобразные гигантопорфировые (сретенские) граниты и гранодиориты, а также малые интрузивы гранит-порфиров (годоиский комплекс); в оловянно-вольфрамовом — граниты и апограниты кукульбейского комплекса; в полиметаллическом — гипабиссальные и малые интрузивы гранитоидного, сиенитового, диоритового и более основного состава (нерчинско-заводский комплекс)². Все это свидетельствует о том, что

¹ Имеются указания на находки в Хапчерангинском рудном районе остатков верхнеюрской фауны в гальке современных аллювиальных отложений.

² Изменение состава мезозойских интрузивных образований и связанного с ними оруденения С. С. Смирнов (1944) объяснял влиянием вмещающей среды. Так, для оловянно-вольфрамового пояса, отличающегося широким развитием мезозойских аляскитовых гранитов, характерно преобладание песчано-сланцевых толщ. На территории полиметаллического пояса, где оруденение сосредоточено в синийско-кембрийских и протерозойских карбонатных отложениях (Князев, 1962), мезозойские интрузивы, как правило, обладают повышенной основностью.

в пространственном размещении мезозойских интрузивных образований в Восточном Забайкалье также намечается определенная зональность.

Будучи обусловленной глубинными факторами, закономерная направленность главнейших геологических процессов в мезозойской мобильной области Восточного Забайкалья, как и в пределах всего Монголо-Охотского пояса, не могла не отразиться на размещении мезозойского гипогенного оруденения.

Сопоставление минералого-генетических особенностей рудных месторождений Восточного Забайкалья показывает, что различные рудные минералы концентрируются в определенных регионально выдержанных ассоциациях. При этом удаленным друг от друга месторождениям отвечают сходные продуктивные минеральные ассоциации, проявляющиеся в одном и том же порядке (Шерловогорское, Хапчерангинское, Смирновское, Ново-Широкинское, Дарасунское, Савинское № 5, Центральное, Кадаинское, Джидинское и другие месторождения).

Намечается такая последовательность накопления ведущих металлических и нерудных полезных ископаемых (с объединением некоторых смежных минеральных ассоциаций): 1) редкометалльные, 2) золото, молибден; 3) вольфрам, олово, ниобий, тантал; 4) молибден, золото; 5) цинк, свинец, олово, золото; 6) ртуть, флюорит, барит. Ни на одном месторождении рассматриваемый ряд полезных компонентов в полном виде не наблюдался. Однако нахождение трех — четырех продуктивных минеральных ассоциаций в пределах одного рудного поля — явление не редкое. При этом их возрастные соотношения соответствуют намеченной схеме последовательности рудоотложения.

Закономерная направленность развития рудного процесса во времени в отдельно взятых месторождениях, по аналогии с направленным к востоку и юго-востоку развитием тектоно-магматических процессов в пределах всего Монголо-Охотского подвижного пояса и Восточного Забайкалья, дает основание ожидать появления региональной рудной зональности со смещением более поздних минеральных ассоциаций к востоку и юго-востоку, отвечающей, хотя бы в общих чертах, порядку отложения продуктивных минеральных ассоциаций в месторождениях.

Действительно, в Восточном Забайкалье в направлении с северо-запада на юго-восток наблюдается изменение преобладающих типов оруденения, повторяющее намеченную схему последовательности рудоотложения в месторождениях. Проследим, к примеру, изменение мезозойского оруденения по линии г. Чита — пос. Дарасун — ст. Оловянная — г. Борзя — ст. Забайкальск, проходящей через Восточное Забайкалье с северо-запада на юго-восток. Северо-западнее Читы выявлены пегматитовые и другие рудопроявления с редкометалльной минерализацией, принадлежащей, вероятнее всего, наиболее раннему этапу рудообразования. Восточнее и юго-восточнее Читы расположена полоса распространения молибденового и золотого оруденения (бассейн р. Кручины, Ара-Илинский район), соответствующего ранним молибденито-кварцевой и золото-кварцевой минеральным ассоциациям. С продвижением далее к юго-востоку, в интервале от пос. Дарасун до ст. Оловянная, преобладающим становится оловянно-вольфрамовое и редкометалльное оруденение. Еще юго-восточнее, в окрестностях пос. Шерловая Гора, проявилось, в основном, оловянно-полиметаллическое оруденение. Наконец, на крайнем юго-востоке, в окрестностях пос. Абагайгуй и г. Забайкальска наибольшее развитие приобретает флюоритовое оруденение, места которого сопровождаются баритовым. Смена различных типов оруденения в общих чертах совпадает с намеченной схемой последовательности рудообразования.

Примерно аналогичное зональное размещение оруденения наблюдается по линии пос. Тунгокочен — г. Сретенск — с. Газимурский за-

вод — с. Нерчинский завод, ориентированной параллельно первому профилю и отстоящей от него приблизительно в 200 км к северо-востоку.

Если исходить из принципа направленного к востоку и юго-востоку развития рудного процесса согласно намеченной последовательности рудообразования в месторождениях, то становятся понятными и некоторые другие особенности региональной рудной зональности, не получившие ранее удовлетворительного истолкования. Так, смещение к востоку основных интервалов полиметаллического и золото-молибденового рудных поясов относительно оловянно-вольфрамового пояса можно объяснить тем, что их ведущие продуктивные минеральные ассоциации проявились позднее кварцево-вольфрамитовой и кварцево-касситеритовой минеральных ассоциаций, характерных для оловянно-вольфрамового пояса. Наблюдаемое относительное смещение рудных поясов, очевидно, обусловлено миграцией мезозойских тектоно-магматических процессов к востоку в пределах Монгско-Охотского подвижного пояса. Находки «внепоясового» редкометального оруденения севернее молибденово-золотого пояса, по-видимому, соответствуют берилло-топазовой ассоциации, проявившейся раньше кварцево-молибденитовой. Считавшееся аномальным (Смирнов, 1944) положение Шахтаминского золото-молибденового рудного района на стыке оловянно-вольфрамового и полиметаллического рудных поясов полностью отвечает месту второй кварцево-молибденитовой ассоциации (с золотом) в схеме рудообразования. Равным образом положение молибденовых и золотых месторождений северо-западнее и юго-восточнее оловянно-вольфрамового пояса закономерно, поскольку есть две кварцево-молибденитовые ассоциации (иногда с золотом), одна из которых проявилась раньше оловянно-вольфрамового оруденения, а вторая позднее.

Однако выдержанное чередование рудных зон наблюдается далеко не всюду. Особенно значительные усложнения в общую картину линейной рудной зональности вносит рудоконтролирующее влияние консолидированных массивов и окаймляющих их мобильных зон (рис. 1), выразившееся в появлении замкнутых рудных поясов (Князев, 1965). Известны многочисленные рудопроявления и месторождения в «запрещенных» (по схеме зональности) районах; нередко случаи выпадения тех или иных рудных зон. Отсутствие полного чередования в пространстве всех продуктивных минеральных ассоциаций вполне естественно. В силу тех или иных причин отдельные минеральные ассоциации в некоторых районах проявились слабо, либо вовсе не проявились. Не исключено, что местами они еще не выявлены. Наряду с этим более поздние продуктивные минеральные ассоциации пространственно могут быть совмещены с более ранними, как это наблюдается во многих месторождениях. Наложение более позднего оруденения на раннее — явление, весьма обычное для Восточного Забайкалья. Скатываясь в ходе рудообразования к востоку и юго-востоку, ареалы распространения позднего оруденения часто охватывали и территорию проявления более ранних продуктивных минеральных ассоциаций. Особенно это характерно для флюоритового, полиметаллического, ртутного и сурьмяного оруденений, отличающихся, как известно, экстенсивным распространением и в других регионах. Но в целом с продвижением к востоку и юго-востоку роль поздних продуктивных минеральных ассоциаций заметно возрастает.

Следовательно, исходя из представлений о направленном к востоку и юго-востоку развитии мезозойских тектоно-магматических процессов в Восточном Забайкалье, мы вправе рассматривать выделенные С. С. Смирновым (1944) рудные пояса как следствие закономерного смещения к востоку и юго-востоку более поздних продуктивных минеральных ассоциаций.

мальное свинцово-цинковое и медное оруденение. Типичными представителями этого типа оруденения могут служить Трускавецкое месторождение (Генкин, Шадлун, 1964), а также медистые песчаники в палеогеновых отложениях Прикарпатья. Телетермальное оруденение замыкает зональный ряд гидротермальных месторождений Советских Карпат.

Перечисленные типы оруденения довольно четко обособлены не только в пространстве, но и хронологически. Наиболее ранним является полиметаллическое и золото-полиметаллическое оруденение, формировавшееся в два этапа: первый — существенно пиритовый и второй — золото-полиметаллический. Во втором этапе установлены две — три близко одновременные минеральные ассоциации: 1) галенит-сфалеритовая (преобладает), 2) халькопиритовая с подчиненным сфалеритом и 3) пирит-марказитовая. Выявлены три ведущие золотосные минеральные парагенетические ассоциации: 1) золото-электрум-галенитовая, 2) золото-электрум-сфалерит-халькопиритовая и 3) золото-электрум-кварцевая. Наиболее ранней является первая; вторая и третья близко одновременны.

С полиметаллическим оруденением тесно связана баритовая минерализация, в связи с чем некоторые месторождения и рудопроявления являются комплексными, барито-полиметаллическими.

Следующее по времени проявления — ртутное оруденение (Мерлич, 1959). В Вышковском и других районах Закарпатья ртутное оруденение накладывается на полиметаллическое и отделено от него тектоническими подвижками. К более позднему этапу гидротермальной деятельности относится мышьяково-сурьмяная минерализация.

Порядок образования перечисленных минеральных комплексов, установленный в полиметаллических, ртутных и сурьмяно-мышьяковых месторождениях, повторяется чередованием зон их доминирующего распространения в пространстве. Очевидно, и в данном районе региональная рудная зональность предопределена законсервированной направленностью развития рудного процесса во времени и пространстве.

В этой связи приобретает особое значение подмеченная М. Кутаном (Kuthan, 1949) поступательность в развитии неогенового вулканизма Закарпатья. Вулканическая деятельность на юго-западе Закарпатья, в Берегово-Баямарской зоне, происходила в тортон-нижнесарматское время. В следующей же к северо-востоку Выгорлат-Гутинской зоне вулканические излияния начались в нижнем сармате и продолжались в паннон-левантинское время. Отсюда видно, что центры вулканизма в неогенное время перемещались с юго-запада на северо-восток. В ходе этого процесса изменялся и состав изливавшихся лав от преимущественно липаритового (более раннего) на юго-западе (Береговское Холмогорье) до андезито-базальтового на северо-востоке (Выгорлат-Гутинская гряда). Поскольку направление миграции неогенового вулканизма совпадает с последовательностью проявлений неогенового гипогенного оруденения в пространстве, напрашивается вывод, что наблюдаемая региональная рудная зональность предопределена поступательным развитием тектоно-магматических процессов.

Закономерное смещение в определенном направлении более поздних типов оруденения нередко проявляется на сравнительно коротком расстоянии, даже на территории отдельно взятых рудных полей. Так, в Кансайском рудном поле Ф. И. Вольфсон (1947) выделил четыре типа последовательно формировавшихся месторождений: скарновые медно-магнетитовые, скарновые полиметаллические с вкрапленными рудами, скарновые полиметаллические массивные и полиметаллические с незначительным количеством скарновых минералов, либо без них. В пределах рудного поля эти месторождения располагаются в такой же последовательности, сменяя друг друга в направлении с востока на запад. Выявленную рудную зональность Ф. И. Вольфсон объясняет прерывистым

(стадийным) проявлением оруднения на фоне последовательного приоткрывания рудоконтролирующих структур.

Аналогичная рудная зональность наблюдается на Кличкинском рудном поле в Восточном Забайкалье, где на расстоянии 5 км в направлении с северо-запада на юго-восток прослежена закономерная смена типов оруденения. Преобладающие на северо-западе рудного поля мышьяково-полиметаллические руды к юго-востоку сменяются существенно полиметаллическими. Последние с продвижением к юго-востоку уступают место флюоритовым месторождениям; еще далее к юго-востоку выявлены кварцево-антимонитовые жилы, как бы замыкающие цепь рудопроявлений. Образование упомянутых типов руд происходило примерно в такой же последовательности.

В Хапчерангинском рудном поле (Восточное Забайкалье) чередование различных типов оруденения наблюдается в направлении с севера на юг на протяжении нескольких километров. Редкометальное грейзеновое оруденение сменяется вольфрамовым и оловянным (кварцево-вольфрамитовая и кварцево-касситеритовая формации); последнее — мышьяково-оловянным, затем олово-полиметаллическим, полиметаллическим и, наконец, сурьмяным. Наблюдаемой смене типов руд в пространстве отвечает примерно аналогичная последовательность их формирования во времени (от ранних грейзеновых кварцево-берилловых и кварцево-вольфрамитовых до наиболее поздних кварцево-антимонитовых). Некоторые исследователи полагают, что чередование различных типов оруденения соответствует горизонтальной рудной зональности относительно Хапчерангинского штока гранитоидов киммерийского возраста, расположенного на севере рудного поля. Однако признаки сколько-нибудь отчетливо выраженной концентричности в размещении различных типов оруденения вокруг Хапчерангинского интрузива отсутствуют.

Между прочим, большинство описанных ранее примеров первичной рудной зональности вокруг интрузивов в действительности не соответствуют представлению о «концентрическом» размещении различных типов руд, так как изменение состава оруденения в них проявляется чаще всего лишь в каком-либо одном направлении. Так, в рассмотренном В. И. Смирновым (1954) случае зонального размещения оруденения вокруг Кумыштагского гранитного интрузива (рис. 3) отчетливо обнаруживается чередование различных типов оруденения с продвижением от северной окраины интрузива к югу. В северном экзоконтакте и в контурах массива развиты пегматитовые жилы; в южном экзоконтакте — пиррстиновые, халькопирит-пирротиновые и халькопиритовые жилы; далее к югу — арсенопиритовые жилы и скарны с вольфрамом, молибденом, мышьяком; еще южнее — полиметаллические и кварцево-карбонатные жилы с халькопиритом и галенитом. Единичные находки последних известны также в пределах зоны преимущественного распространения пирротиновых и халькопирит-пирротиновых руд. Подобное чередование перечисленных типов оруденения на севере, востоке и северо-западе интрузива не отмечено. Поэтому о концентричности в размещении оруденения относительно интрузива в данном случае говорить не приходится. По всей видимости, наблюдаемую зональность правильнее объяснить поступательным развитием рудного процесса со смещением более поздних типов оруденения в направлении с севера на юг.

Примеры подобного же типа односторонней первичной рудной зональности известны и в других местах.

Эти примеры наталкивают на мысль о том, что первичная рудная зональность может развиваться по тому же принципу, что и региональная, т. е. в результате закономерного смещения в пространстве последовательно образовавшихся типов руд.

Объяснение первичной концентрической рудной зональности С. С. Смирнов (1937) давал, как уже было сказано, с позиций гипотезы

о пульсационном поступлении постмагматических выделений из глубинного очага. Согласно этой гипотезе, магматический очаг по мере остывания выделяет различные по составу и термодинамическому режиму

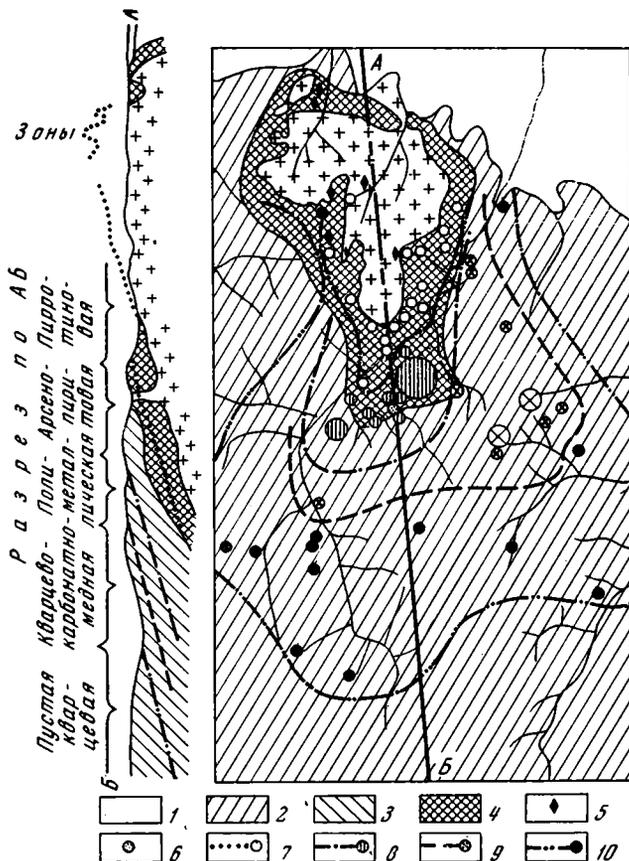


Рис. 3. Зональное размещение месторождений относительно гранитного массива. По В. И. Смирнову (1954)

1 — третичные и четвертичные отложения; 2 — нижнепалеозойские породы; 3 — граниты; 4 — роговики; 5 — пегматитовые жилы; 6 — везувияно-гранатовые скарны с шеелитом, молибденитом, арсенипиритом и висмутином; 7 — пирротино-халькопиритовые жилы; 8 — арсенипиритовые жилы; 9 — полиметаллические жилы; 10 — кварцево-карбонатные жилы с халькопиритом и галенитом

рудоносные флюиды. Последние поступают в окружающие породы через определенные интервалы времени — в моменты активизации тектонических движений, когда происходит приоткрывание рудоподводящих и рудоконтролирующих каналов. Предполагается, что пульсирующее отделение различных продуктов на фоне центробежного приоткрывания трещин (в стороны от интрузива) вызывает появление концентров с различными месторождениями. Правда, такие концентры встречаются крайне редко, на что уже обращали внимание С. С. Смирнов (1937) и другие исследователи¹.

Если пульсационную гипотезу С. С. Смирнова, разработанную применительно к первичной концентрической рудной зональности, дополнить положением о влиянии поступательного развития тектоно-магмати-

¹ А. М. Бэтман (1949), полемизируя с Х. В. Эммонсом (1937) по поводу концентрической рудной зональности, отметил, что в этом вопросе встречается настолько много противоречий, что возникает сомнение, является ли зональное расположение (месторождений.— Г. К.) чем-то большим, чем идеальное предположение.

ческих процессов во времени и в пространстве, то региональную рудную зональность можно интерпретировать как закономерное смещение более поздних типов гипогенного оруденения, параллельное и синхронное смещению тектоно-магматических процессов.

Заслуживает пристального внимания то обстоятельство, что первичная концентрическая и региональная рудные зональности объединяют, как правило, одни и те же типы месторождений, с одной и той же последовательностью в зональных рядах. Следовательно, причины, предопределяющие их появление, должны быть в принципе общими.

Признаки региональной рудной зональности выявлены во многих рудных провинциях. Еще в начале 30-х годов текущего столетия были намечены рудные пояса в Горном Алтае, Рудном Алтае и Калбе (Нехощев, 1932; 1958). На составленных в последние годы мелкомасштабных металлогенических картах зональное размещение гипогенного оруденения нашло отражение в Яно-Адычанской и Верхоянской рудных провинциях, в Закавказье, Приморье и других регионах нашей страны. Отчетливое зональное размещение эндогенных рудных месторождений установлено в некоторых зарубежных рудных провинциях, например, в западных штатах США (Линдгрэн, 1937), Алжире, Тунисе и других регионах (Эммонс, 1933).

К сожалению, более или менее подробно региональная рудная зональность анализировалась лишь в отдельных металлогенических провинциях. Во многих регионах она, по всей вероятности, еще не расшифрована вследствие ее особой сложности, либо из-за недостаточной изученности закономерностей пространственного размещения оруденения.

Четкое обособление и стройное чередование зон с различными месторождениями наблюдается сравнительно редко. В региональной рудной зональности, как правило, устанавливаются те или иные отклонения, вызванные чаще всего частичным взаимным перекрытием ареалов распространения различных типов оруденения. Особенно склонны к экстенсивному распределению поздние типы оруденения (полиметаллическое, ртутное, сурьмяное, флюоритовое).

Отдельные звенья региональной рудной зональности, в силу различных неблагоприятных причин, нередко проявляются в ослабленном, «заглушенном» виде, либо вообще отсутствуют. Кроме того, не исключена возможность наложения поздней рудной зональности на более древнюю, связанную с предшествующим тектоно-магматическим циклом. При этом наложение могло быть не только параллельным, но и перекрестным и даже встречным, что приводит к значительному усложнению общей картины рудной зональности. Такое наложение рудной зональности двух или нескольких этапов должно быть свойственно металлогеническим провинциям с полициклическим развитием (Казахстан, Кавказ, Средняя Азия).

Некоторые типы месторождений, тяготеющие к определенным зонам, могли быть частично либо полностью уничтожены в результате глубокой эрозии рудных районов; другие, напротив, еще не вскрыты эрозией либо перекрыты молодыми накоплениями. Все это, естественно, затрудняет выявление региональной рудной зональности.

Наиболее часто зональное размещение эндогенного оруденения обнаруживается в молодых складчатых областях, преимущественно альпийских и киммерийских, значительно реже — в герцинских и совсем редко — в каледонских. Региональная рудная зональность, как правило, бывает односторонней с последовательной сменой в одном направлении гипо-, мезо- и эпитермальных месторождений. В некоторых рудных провинциях завершающее положение в зональном ряду занимает телетермальное оруденение, включая месторождения типа медистых песчаников (Советские Карпаты, Донбасс). Это может служить косвенным подтверждением их гидротермального происхождения.

Изучение региональной рудной зональности, в сущности, находится в самой начальной стадии. Многие особенности этой интересной закономерности размещения гипогенного оруденения еще недостаточно расшифрованы. Теоретическое и прикладное значение затронутой проблемы можно показать на примере Восточного Забайкалья. Как известно, металлогеническое районирование Восточного Забайкалья получило надлежащее обоснование лишь после выдвижения С. С. Смирновым концепции о поясовом размещении мезозойского оруденения. Выделение рудных поясов явилось крупным шагом вперед в познании металлогении региона и эффективно использовалось при поисках редких и благородных металлов.

С. С. Смирнов (1944) подчеркивал, что совокупность разнообразных по составу мезозойских гипогенных месторождений Восточного Забайкалья нельзя рассматривать как простую сумму разрозненных генетически не связанных между собой рудных проявлений. Нельзя потому, что, во-первых, почти все они образовались близко одновременно, в заключительный этап киммерийского тектоно-магматического цикла. Во-вторых, установлено множество примеров сочетаний различных типов оруденения в отдельных рудных узлах и месторождениях, что позволило С. С. Смирнову (1944) включить их в «единую рудную серию». К тому же некоторые рудные и жильные минералы, а также элементы являются проходящими, «сквозными» для различных месторождений (арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, турмалин, флюорит, бор, фтор, индий, висмут, серебро и др.), что свидетельствует о наличии между различными месторождениями геохимического родства. В-третьих, как это было показано выше, намечается определенная последовательность проявления продуктивных минеральных ассоциаций, выдерживающаяся в пределах всего региона. И, наконец, теперь имеются веские основания говорить о направленном, поступательном развитии мезозойского рудного процесса, со смещением к юго-востоку и востоку более поздних продуктивных минеральных ассоциаций, в чем, по-видимому, и кроется главная причина проявления региональной рудной зональности в Восточном Забайкалье. Закономерная направленность развития мезозойского оруденения во времени и пространстве позволяет усматривать гораздо более тесную зависимость гипогенного оруденения от общего хода тектонических, магматических и иных геологических процессов.

Из предложенного толкования региональной рудной зональности вытекают следующие выводы о направлении поисковых работ в Восточном Забайкалье.

1. Вероятность встречи более поздних продуктивных минеральных ассоциаций увеличивается с продвижением к востоку и юго-востоку (в пределах всего региона). Конечно, речь идет лишь об общей тенденции в поведении оруденения.

2. Необходимо более внимательно отнестись к поискам недостающих продуктивных минеральных ассоциаций (звеньев единой рудной серии) в известных рудных полях и районах, особенно там, где уже имеются соответствующие минералогические находки. При этом открытия более поздних продуктивных минеральных ассоциаций можно скорее ожидать на юго-восточных и восточных флангах рудных полей. Но опять-таки это правило ни в коем случае нельзя применять догматически.

Литература

- Архангельская В. В. Геология свинцово-цинковых месторождений Кличкинского рудного района (Восточное Забайкалье). Тр. ИГЕМ, вып. 93, 1963.
- Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- Билибин Ю. А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. Зап. Всес. минералог. об-ва, т. 80, вып. 2. 2-я сер., 1951.

- Бэтман А. М. Промышленные минеральные месторождения. Изд-во иностр. лит., 1949.
- Вахромеев С. А. Месторождения полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1961.
- Вольфсон Ф. И. Трещинные структуры и рудные столбы на Кансайском полиметаллическом руднике. Сов. геология, № 20, 1947.
- Вольфсон Ф. И., Невский В. А. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1949.
- Вольфсон Ф. И. К вопросу возникновения зональности рудных провинций. В сб.: «Проблемы постмагматического рудообразования». Т. II, Прага, 1965.
- Генкин А. Д., Шадрин Т. Н. Свинцово-цинковые руды. В кн.: «Структурно-текстурные особенности руд». Изд-во «Недра», 1964.
- Данилович Л. Г. Мiocеновые вулканические образования и их роль в строении и тектоническом развитии Карпат. В сб.: «Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья». Изд-во Львовск. ун-та, 1966.
- Доломанова Е. И. Свинцово-цинковая минерализация на некоторых касситеритово-кварцево-сульфидных месторождениях Восточного Забайкалья. В кн.: «Вопросы геологии и генезиса свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья». Изд-во АН СССР, 1963.
- Дружинин А. В., Колесниченко В. С. О возрастном взаимоотношении вольфрамового и оловянного оруденения в Кукульбейском районе. Геология рудных месторожд., № 1, 1964.
- Дружинин А. В., Тихонов Н. Д., Зуев В. Н. Свинцово-цинковая минерализация на молибденовых месторождениях Восточного Забайкалья. В кн.: «Вопросы геологии и генезиса свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья». Изд-во АН СССР, 1963.
- Зенков Д. А. Рудничная геология на Дарасунском золотомышыяковом месторождении. Рудная геология. Госгеолиздат, 1946.
- Князев Г. И. О концепции симметричного строения мезозойского подвижного пояса Восточного Забайкалья. Тр. Вост. Сиб. геол. ин-та. Сер. геол., вып. 2, 1959.
- Князев Г. И. Стратиграфия нижнего палеозоя и докембрия Приаргунья. Изд-во Читинск. фил. ЦНИГРИ, Чита, 1962.
- Князев Г. И. Термоэлектрические свойства галенитов и пиритов Береговского месторождения в Закарпатье. В сб.: «Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений». Изд-во «Недра», 1964.
- Князев Г. И. Замкнутые рудные пояса Восточного Забайкалья. Докл. АН СССР, т. 160, № 6, 1965.
- Князев Г. И. Возраст гипогенного оруденения Восточного Забайкалья. В сб. «Вопросы генезиса и закономерностей размещения эндогенных месторождений». Изд-во «Наука», 1966.
- Королев А. В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1949.
- Кормилицин В. С. О рудных поясах Восточного Забайкалья. Бюл. ВСЕГЕИ, № 2, 1960.
- Кушнарев И. П. Об этапах минерализации Джидинского молибденово-вольфрамового месторождения. Геология и горное дело, № 16, 1947.
- Левицкий О. Д., Аристов В. В., Константинов Р. М., Станкеев Е. А. Этыкинское оловорудное месторождение Восточного Забайкалья. Изд-во АН СССР, 1963.
- Линдгрэн В. Дифференциация и рудоотложение в области Кордильер в Соединенных Штатах. В кн. «Геология рудных месторождений Западных штатов США». ОНТИ, 1937.
- Лобанова Г. М., Санин Б. П. Геология и вещественный состав руд месторождения Савинского 5. В кн.: «Вопросы геологии и генезиса свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья». Изд-во АН СССР, 1963.
- Малиновский Е. П., Игнатович В. И. Структура Инкурского вольфрамового штокверка. Геология рудных месторождений, № 2, 1962.
- Мерлич Б. В. Минеральные ассоциации неогеновых рудопроявлений Закарпатья. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 11, 1957.
- Мерлич Б. В. О генетических соотношениях ртутного и свинцово-цинкового оруденения в Закарпатье. В сб. «Проблемы геохимии». Вып. 1. Изд-во Львовск. ун-та, Львов, 1959.
- Муратов М. В. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии. Геотектоника, 1965, № 6.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд-во АН СССР, 1963.
- Нехорошев В. И. Тектоника и металлогения юго-западного Алтая. Изв. ВРГО, т. 56, вып. 1, 1932.
- Нехорошев В. П. Геология Алтая. Госгеолтехиздат, 1958.
- Образцова З. А. О взаимоотношениях вольфрамовой и полиметаллической минерализации в Центральном месторождении (Восточное Забайкалье). Сов. геология, № 3, 1960.
- Обручев В. А. Рудные месторождения. ОНТИ НКТП, 1935.
- Онческу Н. Геология Румынской Народной республики. Изд-во иностр. лит., 1960.

- П а д а л к а Г. Л. О геологическом строении и металлогении Восточного Забайкалья. Материалы по эндогенной металлогении Советского Союза. Тр. Всес. н. и. геол. ин-та, Л., 1953.
- П е т р о в с к а я Н. В. и др. Материалы по минералогии золота. НИГРИ-золото. ОНТИ, 1952.
- П е т р о в с к а я Н. В., Б е р н ш т е й н П. С., М и р ч и н к С. Г., А н д р е е в а М. Г. Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье). Тр. Центр. н.-и. геол. разв. ин-та, вып. 45, ч. I и II, 1961.
- П о л я к о в а О. П. Свинцово-цинковые месторождения Кадаинского рудного поля. Тр. ИГЕМ, вып. 83, 1963.
- П у щ а р о в с к и й Ю. М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса. Геотектоника, № 6, 1965.
- С и д о р е н к о В. В. Геология и петрология Шахтаминского интрузивного комплекса. Изд-во АН СССР, 1961.
- С м и р н о в В. И. Геологические основы поисков и разведки рудных месторождений. Изд-во Моск. ун-та, 1954.
- С м и р н о в В. И. Региональная и локальная эндогенная рудная зональность. В сб.: «Проблемы постмагматического рудообразования». т. II, Прага, 1965.
- С м и р н о в С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1937.
- С м и р н о в С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеолиздат, 1944.
- С м и р н о в С. С. Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья. Изд-во АН СССР, 1961.
- Т и м о ф е е в с к и й Д. А. Свинцово-цинковая минерализация на золоторудных месторождениях Восточного Забайкалья. В кн.: «Вопросы геологии и генезиса свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья». Изд-во АН СССР, 1963.
- Т р о ф и м о в Н. Н., П о л я к о в а О. П., М а л и н о в с к и й Е. П. Свинцово-цинковые месторождения Смирновского рудного поля. В кн.: «Вопросы геологии и генезиса свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья». Изд-во АН СССР, 1963.
- Ф л о р е н с о в Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1960.
- Э м м о н с В. Х. Изменение первичного оруденения с глубиной. ОНТИ, 1933.
- Э м м о н с В. Х. О механизме образования некоторых систем металлоносных рудных жил, связанных с гранитными батолитами. В кн.: «Геология рудных месторождений Западных штатов США». ОНТИ, 1937.
- Я к ж и н А. А. Закономерности размещения и формирования флюоритовых месторождений Восточного Забайкалья и южной части Дальнего Востока. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. 28, 1955.
- P a r k C h. F. The zonal theory of ore deposits. Econ. Geol. Fiftieth Anniversary Volume. 1905—1955. pt. 1. 1955.
- K u t h a n M. Undačný vulkanizmus Karpatskeho orogenu a vulkanologické Studia V. sev. časti. Prešovských hor Prace Státného Geologického ústavu. Sosit 17, 1949.

Институт минеральных
ресурсов
г. Днепропетровск

Статья поступила
22 марта 1966 г.

G. I. KNYAZEV

STRUCTURAL FEATURES AND ORE ZONING

Some characters and formational conditions of the regional ore zoning in Eastern Transbaikal, Transcarpathian and other areas have been analysed. Such zoning reflects the development, oriented in time and space, of tectonic and magmatic processes. Spatial distribution of the hypogene mineralisation generally follows the depositional succession of producing mineral associations in individual deposits (Eastern Transbaikal, Transcarpathian). Regular shifting of younger types of mineralisation in a certain direction does not infrequently occur along a relatively short distance within ore fields. The zoning in endogenic mineralisation is most frequently observed in younger orogenic areas, predominantly Alpine and Kimmerian. Revealing regional ore zoning permits to conduct the search for minerals more goal orientedly.

Institute of Mineral Resources
Dnepropetrovsk

УДК 551.243.1 (571.54 + 571.55) + 553.634.12 (571.54 + 571.55)

Ф. Я. КОРЫТОВ

ЗОНЫ МЕЗОЗОЙСКИХ РАЗЛОМОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ И ИХ РОЛЬ В РАЗМЕЩЕНИИ ФЛЮОРИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В Забайкалье выделяется два основных типа мезозойских разломов (продольные и поперечные). Продольные разломы, имея в основном северо-восточное простирание, представляют собой обычно надвиги и сбросы. Поперечные разрывные нарушения, являющиеся по своему возрасту одновременно с продольными или более поздними, проявлены в основном в виде сбросо-сдвигов.

Месторождения флюорита региона приурочены как к продольным, так и к поперечным разломам, а особенно к местам их пересечения и сопряжения. При этом флюоритовые месторождения, которые локализованы в поперечных разрывных нарушениях, как правило, характеризуются наилучшими показателями оруденения. Устанавливается два крупных поперечных флюоритоносных пояса, являющихся перспективными для поисков крупных флюоритоносных объектов. Предполагается, что поперечные разломы играют существенную роль в локализации других типов мезозойского оруденения Забайкалья.

Особенности мезозойской разрывной тектоники Забайкалья в связи с закономерностями размещения флюоритовых месторождений рассмотрены в работах А. Д. Щеглова (1959, 1962, 1966), В. С. Кормилицына (1959), В. Н. Гусельникова (1962), А. А. Якжина (1962), К. Б. Булнаева (1962), А. Т. Соловьева (1961), Ц. О. Очирова (1961) и др. По представлению названных исследователей средне- и низкотемпературные месторождения флюорита Забайкалья распространены в области развития мезозойских впадин, выполненных континентальными отложениями верхней юры — нижнего мела. Считается, что большинство флюоритовых месторождений региона, группируясь в узкие линейные зоны (пояса) северо-восточного простирания, приурочено к системе древних крупных разломов, активизированных в мезозое и часто обрамляющих борта мезозойских депрессий. При этом указывается, что основное количество месторождений и проявлений флюорита сосредоточено в тех частях региональных разломов, где наиболее широко развиты системы оперяющих трещин. Таким образом, упомянутые исследователи считают, что флюоритовые месторождения Забайкалья контролируются только разломами северо-восточного простирания, являющимися продольными относительно главного направления мезозойской складчатости. Поэтому выделенные ими на всех тектонических схемах флюоритоносные зоны (пояса) имеют также только северо-восточное простирание, параллельное с направлением известных рудных поясов, установленных С. С. Смирновым (1936). Исследования, проведенные автором статьи при составлении прогнозной карты флюоритоносности Западного Забайкалья, а также изучение структурной позиции многих флюоритовых месторождений и рудных полей Восточного Забайкалья с анализом обширного материала по тектонике региона позволяют расширить имеющиеся представления и установить новые, ранее не известные закономерности локализации флюоритового оруденения. На основе структурного анализа, проведенного автором, с учетом данных В. А. Обручева (1914), В. Н. Дани-

ловича (1960), Н. А. Флоренсова, И. Н. Томсона, В. В. Архангельской, Н. Г. Семенова (1962), В. В. Ламакина (1963), А. Д. Канищева и других исследователей, представляется возможным все разрывные нарушения Забайкалья объединить в две основные системы зон разломов — продольные и поперечные (рисунок).

Большинство систем разрывных нарушений по их главным признакам могут быть отнесены к разряду глубинных разломов, выделенных А. В. Пейве (1945, 1956). Зоны продольных разрывных нарушений имеют северо-восточное и субширотное простирание, параллельное (или близкое к этому) главному направлению осей палеозойской и мезозойской складчатости региона. Эти разломы, выраженные обычно протяженными зонами интенсивного дробления и милонитизации, являются наиболее древними: заложение их, вероятно, произошло в палеозое (а возможно, и раньше), но активные движения по ним в основном произошли в мезозое. Продольные глубинные разломы интенсивно проявились как в бортах мезозойских впадин (контролируя пространственное положение последних), так и вне их. По характеру перемещений вдоль них блоков земной коры эти разломы принадлежат в основном к типу надвигов, взбросов, и сбросов со сравнительно пологими углами падения ($30-60^\circ$) чаще всего на юго-восток. Причем в юго-восточных бортах мезозойских депрессий преобладающим образом развиты надвиги, а в северо-западных — взбросы и сбросы, образовавшиеся несколько позднее, чем надвиги. Вертикальная амплитуда перемещений по продольным разломам за мезозойскую эпоху достигает 600—900 м и более. Нужно отметить, что разломы субширотного простирания, как показывают наблюдения, в большинстве случаев активно проявились несколько позднее, чем разломы северо-восточного направления. Поперечные глубинные разломы, имеющие северо-западное и субмеридиональное простирание с довольно крутыми углами падения (чаще всего на северо-восток и восток), более прямолинейны, чем продольные, и представляют собой в основном взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги с горизонтальной амплитудой перемещения, достигающей 1 км и более. Как по возрасту заложения, так и времени активных движений по ним, поперечные разломы в большинстве случаев оказываются сравнительно поздними (мезо-кайнозойскими) образованиями, нежели продольные разрывные нарушения, ибо очень часто секут последние, смещая их. Однако некоторые поперечные глубинные разломы являются, по-видимому, одновременными с продольными, образуя с ними своеобразную динамопару, подобную той, которая, например, описана А. И. Суворовым (1961) в Центральном Казахстане. Необходимо подчеркнуть, что большинство субмеридиональных разломов, являющихся по своей ориентировке по сути дела диагональными, по времени интенсивных движений вдоль них, могут быть отнесены к самым поздним (позднемезозойским и кайнозойским), так как секут разломы всех других направлений.

Роль указанных систем глубинных разломов в размещении флюоритового оруденения Забайкалья весьма неодинакова. Структурный анализ позволил установить, что по возрастающему значению глубинных разломов различной ориентировки на распределение месторождений флюорита в Забайкалье их можно расположить в следующем порядке: северо-восточные, субширотные, северо-западные и субмеридиональные. Продольные разломы северо-восточного и субширотного простирания контролируют в основном небольшое число (причем сравнительно мелких по масштабу) флюоритовых месторождений (Букакачинское, Улунтуйское, Хурайское, Куранжинское, Аро-Таширское, Иволгинское, Енхорское, Манжинское и др.). И только в тех районах, где продольные разломы сопряжены или пересекаются с поперечными нарушениями, концентрация месторождений и их масштаб резко возрастает. Действительно, все наиболее крупные флюоритоносные рудные поля Забайкалья,

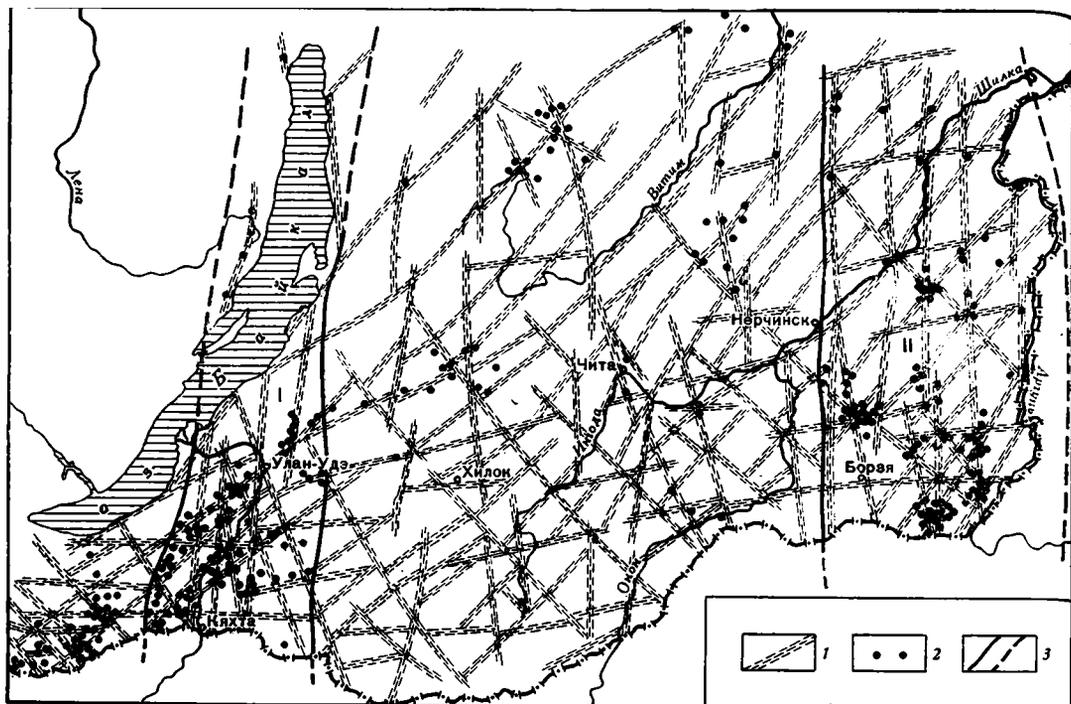


Рис. Схема размещения зон разрывных нарушений и месторождений флюорита Забайкалья. (Составлена по материалам Бурятского и Читинского геол. управлений с использованием данных В. А. Обручева, В. Н. Даниловича, Н. А. Флоренсова, В. В. Ламакина, Ц. О. Очирова, К. Б. Булнаева, И. Н. Томсона, В. В. Архангельской, А. Д. Канищева и др.)

1— зона разрывных нарушений; 2— месторождения и рудопроявления флюорита; 3— границы поперечных флюоритоносных поясов (I— Западно-Забайкальского; II— Восточно-Забайкальского)

такие, например, как Тургинское, Абагайтуйское, Гарсонуйское и др., приурочены к местам пересечения зон продольных разрывных нарушений с поперечными разломами. В поперечных разломах (особенно субмеридионального простирания) локализованы почти все наиболее крупные промышленные месторождения флюорита региона (Калангутуйское, Абагайтуйское, Усуглинское, Горсонуйское, Жетковское, Ново-Бугутурское, Семилетнее, Урулюнгуйское, Харасунское и др.). В целом же можно считать, что более 70% месторождений Забайкалья (из 400 учтенных) локализованы в зонах интенсивного развития поперечных (в основном субмеридиональных) разрывных нарушений или местах пересечения ими зон продольных нарушений. Это особенно отчетливо проявляется в том, что наибольшее количество месторождений флюорита сконцентрировано в виде обособленных групп (кустов) в тех районах Забайкалья, где широко распространены зоны субмеридиональных глубинных разломов. В связи с этим в Забайкалье устанавливается несколько зон (поясов) интенсивного развития субмеридиональных глубинных нарушений и соответственно флюоритового оруденения. Однако наиболее крупными и ответственными по границам из них являются два. Первый поперечный флюоритоносный пояс (Западно-Забайкальский) находится в центральной части Западного Забайкалья. Он ориентирован в субмеридиональном направлении и имеет длину более 700 км при средней ширине 180 км. На юге этот пояс уходит на территорию МНР, а на севере продолжается и за оз. Байкал, где обнаружены сульфидно-флюоритовые месторождения, приуроченные к субмеридиональной зоне (Кормилицын и др., 1966), которая, по нашему мнению, является составной

частью Западно-Забайкальского поперечного пояса. Возраст же сульфидно-флюоритовых месторождений этого пояса, судя по их структурной позиции, вероятнее всего, является позднемезозойскими (меловым?). Другой крупный поперечный флюоритоносный пояс (Восточно-Забайкальский) субмеридионального простирания, но менее отчетливый чем первый, фиксируется в восточной части Восточного Забайкалья. Длина его превышает 600, а средняя ширина более 200 км. На юге этот пояс, прослеживается на территории Северного Китая. Месторождения флюорита на площадях указанных поперечных поясов распределены неравномерно, с несколько повышенной концентрацией их в южных частях поясов. Это, возможно, связано с различной степенью денудации отдельных территорий поперечных поясов (южные части поясов, по-видимому, денудированы в большей мере, чем северные, поэтому здесь вскрыто эрозией большее число флюоритовых месторождений) и неодинаковой их изученностью. Анализ структурной позиции флюоритовых месторождений в пределах рудных полей, приуроченных, как отмечалось выше, в основном к местам пересечения поперечных глубинных разломов с продольными, показывает, что ранние рудовмещающие разрывные нарушения имеют северо-восточное и субширотное простирание, а наиболее поздние — северо-западное и субмеридиональное направление.

Такая последовательность формирования рудовмещающих разрывных структур, отчетливо устанавливаемая на Тургинском, Урулюнгуйском, Абагайтуйском, Бурин-Ульском и других рудных полях, подтверждает представление о том, что поперечные глубинные разломы активно проявились в основном позднее продольных. Кроме того, это подтверждается и тем, что продольные разрывные нарушения контролируют подавляющее большинство дорудных дайковых образований. Так, например, большинство пучков даек основных — субшелочных горных пород, фиксируемых почти на всех флюоритовых месторождениях, ориентировано в северо-восточном и субширотном направлении, т. е. вдоль продольных разломов. Говоря о границах поперечных флюоритоносных поясов, следует отметить, что последние в некоторой степени имеют и геоморфологическое выражение (понижение гипсометрических отметок, ориентировка русел рек и т. п.). Так, в пределах Западно-Забайкальского поперечного пояса, в котором интенсивно проявлены поперечные разломы, меридиональные части долин рек Селенга, Чикой, Хилок приурочены к разрывным нарушениям того же направления. Близкое к субмеридиональному направление приобретают и горные хребты (Хамбинский, Моностойский), а также Гусиноозерская межгорная впадина. Интересно отметить, что районы этого поперечного пояса, кроме всего, характеризуются наличием очагов наиболее сильных землетрясений (Ламакин, 1963), указывающих на долгоживущий характер поперечных разломов. Следует заметить, что широкое развитие поперечных разломов в центральной части Западного Забайкалья впервые было отмечено В. А. Обручевым (1914). Впоследствии это привлекало внимание Н. А. Флоренсова (1960), указавшего в отмеченном районе наличие неотектонического (орографического) прогиба и В. В. Ламакина (1963), выделившего здесь крупный Байкало-Селенгинский сдвиг. Заложение и дальнейшее развитие поперечных разломов Западно-Забайкальского субмеридионального пояса, по-видимому, как это предполагали В. А. Обручев (1914) и Н. А. Флоренсов (1960), связано с изменением северо-западного (саянского) простирания складчатых структур региона на северо-восточное (байкальское) через промежуточный широтный отрезок. Любопытно, что в месте наиболее резкого изгиба простирания складчатых структур зоны продольных глубинных разломов испытывают виргацию, разделяясь на ряд ветвей северо-восточного и субширотного простирания, которые своей ориентировкой контролируют соответственно направления отдельных мезозойских депрессий. Восточно-Забайкальский

субмеридиональный пояс так же выражен геоморфологически. На его территории некоторые отрезки русел многих рек (Аргунь, Газимур и др.), подчиняясь разрывной тектонике, приобретают субмеридиональное направление. Такое же простирание имеют здесь и некоторые отрицательные структуры (Харанорская депрессия, Тургинская мульда и др.). Кроме указанных флюоритоносных поясов в Забайкалье фиксируются более мелкие поперечные флюоритоносные зоны, имеющие как субмеридиональное, так и северо-западное простирание. Устанавливаются также флюоритоносные зоны, ориентированные в северо-восточном и субширотном направлении. Нужно отметить, что флюоритовые месторождения, локализованные в поперечных разломах, по ряду признаков отличаются от месторождений, приуроченных к зонам продольных нарушений. Во-первых, рудные тела большинства флюоритовых месторождений, расположенных в поперечных флюоритоносных поясах и зонах, обычно имеют субмеридиональную и северо-западную ориентировку, совпадающую с направлением поперечных глубинных разломов. В то время как рудные тела месторождений, находящихся вне поперечных зон и поясов, как правило, имеют северо-восточное и субширотное простирание, параллельное продольным разломам.

Во-вторых, рудные тела флюоритовых месторождений поперечных зон и поясов имеют обычно плитообразную форму и характеризуются значительной протяженностью как по простиранию (до 3000 м) так и по падению (до 600 м). Это в конечном итоге определяет крупный масштаб таких месторождений: на их долю приходится более 70% всех разведанных запасов флюоритовой руды Забайкальской провинции. По минеральному составу эти месторождения отличаются повышенной концентрацией во флюоритовой руде пирита, барита, кальцита, т. е. минералов самых поздних стадий рудообразования. Причем текстура руд чаще всего массивная и полосчатая. В отличие от них месторождения флюорита, контролируемые продольными разломами, в большинстве случаев состоят из небольших жил линзообразной формы или систем жил (линейные штокверкообразные рудоносные зоны). Руды этих месторождений сложены в основном минералами ранних стадий минерализации (ранние генерации кварца, флюорита и др. минералов) и характеризуются отсутствием или незначительным содержанием поздних минералов (пирит, кальцит, барит). При этом наиболее распространенными текстурами руд являются брекчиевая и прожилково-вкрапленная. Необходимо указать, что гипогенная (пульсационная) зональность оруденения, широко распространенная на флюоритовых месторождениях Забайкалья (Корытов и др., 1966), наиболее контрастна на месторождениях, локализованных в поперечных разломах. При этом в рудных телах, приуроченных к сбросам, обычно контрастнее проявлена вертикальная пульсационная зональность, а в рудных телах — в сбросо-сдвигах, — как вертикальная, так и горизонтальная пульсационная зональность. Представляет интерес и глубинность формирования флюоритовых месторождений, локализованных в различных разломах. Специальное изучение, проведенное автором статьи, позволило установить, что месторождения флюорита, находящиеся в поперечных разломах (Усугличское, Калангуйское, Абагайтуйское, Харасунское, Гарсонуйское и др.), сформировались на глубинах 500—1500 м от поверхности древнего рельефа. В отличие от них флюоритовые месторождения, расположенные в продольных разломах (Солонечное, Хурайское, Иволгинское, Прибрежное и др.), образовались на глубинах около 100—800 м. Действительно, анализ распространения флюоритового оруденения на глубину показывает, что на многих месторождениях флюорита, локализованных в поперечных разломах, рудные тела прослеживаются на глубину до 600 м и выклиниваются на абсолютных отметках 200—300 м, в то время как рудные тела большинства месторождений флюорита, приуроченных к продольным разломам, обычно

имеют небольшую протяженность на глубину (обычно до 200 м) и выклиниваются на отметках 400—1000 м.

Приведенные данные, таким образом, свидетельствуют о решающей роли поперечных разломов в размещении флюоритового оруденения Забайкалья. Необходимо указать, что поперечные разломы играют значительную роль в размещении месторождений других типов оруденения Забайкалья. На это обстоятельство указывали многие исследователи (Озерский, 1867; Падалка, 1953; Томсон и др., 1962; Вольфсон, Дружинин, 1963, и др.). Здесь следует лишь подчеркнуть, что влияние глубинных разломов определенного простирания на локализацию рудных месторождений Забайкалья изменялось со временем. Геологические наблюдения, позволяют считать, что в эпоху формирования наиболее ранних рудных месторождений Забайкалья (вольфрамоворудных, оловорудных, золото-молибденовых) решающее значение принадлежало глубинным разломам северо-восточного и северо-западного простирания. Это и определило существование северо-восточных рудных поясов, внутри которых большинство рудных зон и полей локализованы именно в поперечных (северо-западных) разломах и местах пересечения ими зон продольных разломов. Поэтому неслучайно, что подавляющее большинство редкометальных месторождений Забайкалья расположено в тех районах, где помимо продольных разломов интенсивно проявились поперечные глубинные разломы северо-западного простирания, а рудные тела этих месторождений в основном ориентированы в северо-западном направлении. В последующую эпоху, когда началось формирование полиметаллических, а затем флюоритовых, золоторудных (типа Бaleyского) и других более низкотемпературных месторождений, главная роль в размещении оруденения стала принадлежать глубинным разломам субмеридионального простирания при подчиненном значении разломов иного простирания. При этом поперечные разломы северо-западного простирания подновлялись и в позднюю рудную эпоху, в связи с чем часть сульфидной, флюоритовой и другой минерализации нередко накладывалась на раннее, более высокотемпературное оруденение редкометальных месторождений, определив тем самым сложный полиминеральный состав последних. Значительная роль субмеридиональных разломов при формировании полиметаллических месторождений, возможно, и определила северо-северо-восточную (близкую к субмеридиональной) ориентировку полиметаллического пояса Восточного Забайкалья. Это обстоятельство подтверждается тем, что отмеченный полиметаллический пояс, в отличие от других поясов, не прослеживается на территории МНР, а поворачивает, как указывал А. Д. Каленов (1947), в направлении Северного Китая (Маньчжурии).

Установленные закономерности локализации флюоритового оруденения Забайкалья позволяют по-новому подходить к оценке перспективности отдельных площадей этого региона на обнаружение в них новых крупных флюоритовых месторождений. С этих позиций наиболее перспективными для поисков промышленных месторождений флюорита в первую очередь будут Западно-Забайкальский и Восточно-Забайкальский поперечные флюоритоносные пояса, которые как отмечалось выше, характеризуются наличием сравнительно крупных по масштабу флюоритоносных объектов. Особенно благоприятными площадями при этом являются места пересечения поперечных разломов с продольными, в которых находятся все известные наиболее крупные флюоритоносные рудные поля. Зоны же продольных разрывных нарушений в основном относятся к менее перспективным в отношении открытия в них крупных месторождений флюорита. Это связано с тем, что взбросы, сбросы и особенно надвиги, которыми представлены продольные разломы, по сравнению с сбросо-сдвигами (поперечные разломы) в значительно меньшей степени благоприятны для локализации в них крупных флюоритоносных

объектов. Кроме того, месторождения флюорита, приуроченные к продольным разломам, характеризуются небольшой глубиной формирования (100—800 м от поверхности древнего рельефа), в связи с чем большинство их сильно эродированы и представляют собой лишь оставшиеся от эрозии корневые части былых месторождений.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. В Забайкалье выделяются две основные системы разломов (продольные и поперечные), отличающиеся друг от друга временем активного проявления, морфолого-генетическими особенностями и различной ролью в локализации флюоритового оруденения.

2. Зоны продольных разломов контролируют в основном мелкие по масштабу флюоритовые месторождения. Крупные же промышленные месторождения флюорита приурочены к поперечным разрывным нарушениям и местам пересечения их с продольными разломами.

3. В Забайкалье выделяется два крупных поперечных флюоритоносных пояса, имеющих субмеридиональное простирание и характеризующихся наибольшей перспективностью для обнаружения в них крупных месторождений флюорита.

Литература

- Булаев К. Б. Закономерности размещения флюоритовых месторождений Юго-Западного Забайкалья. Тр. Бурят. комплексн. научн.-иссл. ин-та СО АН СССР, вып. 9. Сер. геол., Улан-Удэ, 1962.
- Вольфсон Ф. И., Дружинин А. В. Закономерности размещения рудных полей некоторых эндогенных месторождений Восточного Забайкалья. В кн. «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд-во АН СССР, 1963.
- Гусельников В. Н. Некоторые генетические особенности флюоритовых проявлений Западного Забайкалья. Изв. высш. учебн. завед., Геол. и разв., № 2, 1962.
- Данилович В. Н. Некоторые закономерности дизъюнктивной тектоники Юго-Западного Забайкалья. Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, вып. 1, Улан-Удэ, 1960.
- Каленов А. Д. О продолжении рудных поясов Восточного Забайкалья на территории Монгольской Народной Республики. Докл. АН СССР. Нов. сер., т. 58, № 2, 1947.
- Канищев А. Д. Разрывные нарушения Центрального Забайкалья. Геология и геофизика, № 7, 1966.
- Кормилицын В. С. Основные черты мезозойской металлогении Восточного Забайкалья. Сов. геология, № 11, 1959.
- Кормилицын В. С., Синчук Ю. А., Тигунов Л. П. О новом свинцово-цинковом рудном поясе в северо-западном Прибайкалье. Геол. рудн. месторождений, № 2, 1966.
- Корытов Ф. Я., Якубович К. И., Пузанов Л. С. О зональности флюоритовых месторождений Западного Забайкалья. Докл. АН СССР, т. 171, № 1, 1966.
- Ламакин В. В. Обручевский сброс на Байкале и Байкало-Селенгинский сдвиг. В кн. «Идеи академика В. А. Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие». Изд-во АН СССР, М.—Л., 1963.
- Обручев В. А. Орографический и геологический очерк Юго-Западного Забайкалья (Селенгинская Даурия). Отчет об исслед. 1895—1898 гг., СПб., 1914.
- Озерский А. Д. Очерк геологии, минеральных богатств и горного промысла Забайкалья, СПб., 1867.
- Очиров Ц. О. О разрывной тектонике Центральной Бурятии. Тр. Бурят. комплексн. научн.-иссл. ин-та, вып. 7. Сер. геол., Улан-Удэ, 1961.
- Падалка Г. Л. О геологическом строении и металлогении Восточного Забайкалья. В кн. «Материалы по эндогенной металлогении Советского Союза». Госгеолиздат, 1953.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1945.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 1, 1956.
- Смирнов С. С. Схема металлогении Восточного Забайкалья. Пробл. сов. геол., № 10, 1936.
- Соловьев А. Т. К вопросу о поясах и этапах флюоритовой минерализации Восточного Забайкалья. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та. Нов. сер., т. 57, 1961.

- Суворов А. И. Успенско-Актаская динамопара разломов в Центральном Казахстане. Докл. АН СССР, т. 137, № 4, 1961.
- Томсон И. Н., Архангельская В. В., Семенов Н. Г. О системах глубинных разломов в Восточном Забайкалье. Сб. «Скрытые рудоконтролирующие глубинные разломы». Изд-во АН СССР, 1962.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1960.
- Щеглов А. Д. О геологических особенностях размещения рудных месторождений Западного Забайкалья. Геол. рудн. месторождений, № 4, 1959.
- Щеглов А. Д. О рудных поясах Западного Забайкалья. Докл. АН СССР, т. 147, № 1, 1962.
- Якжин А. А. Закономерности размещения и формирования флюоритовых месторождений Забайкалья. Госгеолтехиздат, 1962.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт минерального сырья
Москва

Статья поступила
15 октября 1966 г.

F. Ya. KORYTOV

**TRANSBAIKALIAN MESOZOIC FAULT-ZONES AND THEIR ROLE
IN LOCALISING FLUORITE MINERALISATION**

Two main types of Mesozoic faults (longitudinal and transverse) are distinguished in Transbaikal. Longitudinal faults, which are mostly of a north-eastern trend, are generally overthrusts and normal faults. Transverse faults, which are contemporaneous to longitudinal ones or younger, occur for the most part as strike-slip faults.

Fluorite deposits are confined in the region to both longitudinal and transverse faults, especially to places of their crossings and junctions. Those deposits localised in transverse faults are, as a rule, of higher mineralisation indices. There are established two large transverse fluorite belts promising for major fluorite-bearing objects. Transverse faults are assumed to play an important role in localising other types of the Transbaikalian Mesozoic mineralisation.

All-Union Research Institute
of Mineral Raw Materials
Moscow

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24

Н. М. РУХОВЕЦ

К ВОПРОСУ О ХАРАКТЕРЕ ГЛУБИННЫХ ПРОЦЕССОВ,
ВЫЗЫВАЮЩИХ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В последнее время выявлены некоторые важные закономерности тектонических движений, позволяющие более определенно судить о процессах, происходящих в верхней мантии Земли.

Это прежде всего то, что тектонические движения в большинстве районов земного шара направлены против процессов, приводящих к изостатическому равновесию земной коры. Меньшая часть районов характеризуется тектоническими движениями, совпадающими по направлению с действием изостатических сил. Изостатическое равновесие, нарушенное тектоническими движениями, восстанавливается в относительно короткие геологические сроки (Артемьев, 1964, 1966).

Антиизостатические движения вызываются активными процессами в недрах подкоровой оболочки, а изостатические — уравниванием земной коры (Гзовский, 1963).

Изостатическая уравниваемость земной коры Антарктиды и Гренландии, покрытых мощным ледником, изостатическое воздымание земной коры в пределах Балтийского и Канадского щитов, покрытых льдом в недавнем геологическом прошлом, убеждают в правильности широко распространенных представлений о том, что изостатическое равновесие земной коры устанавливается вследствие перетекания пластичных масс подкорового вещества (Ушаков, 1963; Деменицкая, Ушаков, 1963).

Исходя из этих положений, рассмотрим некоторые гипотезы о причинах тектонических движений земной коры.

Е. Н. Люстих и В. А. Магницкий (1963) пришли к выводу, что основной причиной вертикальных движений на платформах является изменение объема подкорового материала, которое сопровождается его перемещением, восстанавливающим изостатическое равновесие земной коры. Это означает, что перетекание материала мантии происходит в направлении от областей сжатия, над которыми формируется прогиб, к областям расширения, где образуется поднятие, т. е. процессы, происходящие вследствие изостатического уравнивания земной коры, направлены не против тектонических движений, а, наоборот, усиливают их. Более того, в этом случае, как показали Е. Н. Люстих и В. А. Магницкий, тектонические движения на платформах не менее чем на 75% происходят за счет изостатического уравнивания земной коры (горизонтального перемещения глубинного материала) и только на 25% за счет активных процессов в мантии (сжатия и расширения материала мантии). Следовательно, гипотеза Е. Н. Люстиха и В. А. Магницкого хорошо объясняет тектонические движения, совпадающие по направлению с действием изостатических сил.

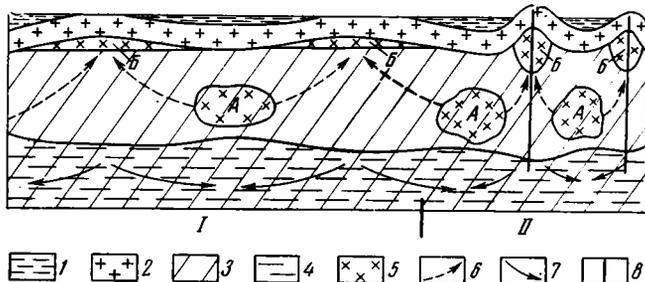
Согласно представлениям С. И. Субботина, тектонические движения происходят в результате только сжатия и расширения подкорового вещества (Субботин, 1955; Субботин, Наумчик, Рахимова, 1964). Как показал М. Е. Артемьев (1966), эта гипотеза не согласуется с распределением изостатических аномалий. Кроме того, она не может объяснить повсеместно наблюдающуюся сопряженность тектонических движений: компенсацию поднятий земной коры ее прогибанием и наоборот. Непонятно, почему всегда сжатие или расширение подкорового вещества в одном месте должно по соседству сопровождаться противоположным процессом. Указанная гипотеза не может объяснить и различных типов земной коры, наблюдаемых на платформах. Поэтому, хотя процессы сжатия и расширения материала мантии нельзя отрицать, они не могут служить универсальным механизмом тектонических движений, как это представляет себе С. И. Субботин.

Совершенно очевидно, что устойчивые тектонические движения, направленные против изостатических сил, должны вызываться такими активными процессами в верхней мантии, действие которых на земную кору не может быть сведено к нулю перемещением материала мантии вследствие изостатического уравнивания земной коры. Таким процессом может являться перемещение под земной корой выплавленного из

верхней мантии относительно легкого вещества — базальта. При этом перемещение должно обязательно включать горизонтальную составляющую.

Существующие гипотезы о причинах и путях перемещения выплавленного из материала верхней мантии базальта (Белоусов, 1962, 1966; Люстих, 1963; Магницкий, 1965) направлены главным образом на объяснение механизма вертикального перемещения, однако это не означает, что такие гипотезы исключают горизонтальную составляющую движения.

Так, согласно представлениям В. В. Белоусова, выплавленные из материала верхней мантии капли базальта собираются в крупные скопления в вершине восходящей волны,



Принципиальная схема глубинных процессов, вызывающих тектонические движения земной коры (масштабы не выдержаны)

I — платформа; I — геосинклиналь. А — области выплавления базальта, Б — области концентрации базальта
 I — осадочные отложения; 2 — гранитный и базальтовый слои земной коры; 3 — верхняя мантия; 4 — волновод; 5 — выплавленный базальт; 6 — направление движения выплавленного базальта; 7 — направление движения тяжелого материала волновода; 8 — глубинные разломы

откуда затем отделяется астенолит. Собираение капель базальта невозможно без значительной горизонтальной составляющей их движения, так как происходит со значительной площадью, превышающей площадь поперечного сечения астенолитов.

По представлениям Е. Н. Люстиха, выплавленная из верхней мантии гранитная магма перемещается вверх по наклонным глубинным разломам и, следовательно, горизонтальная составляющая ее перемещения обеспечивается самим положением разлома.

В. А. Магницкий, рассматривая формирование земной коры в процессе зонной плавки материала мантии, показал, что поднятие легкого выплавленного вещества может происходить вследствие конвективных потоков расплавленного материала мантии и непрерывного подплавления все более высоких горизонтов мантии. При этом естественно не учитывалось изменение степени разогрева мантии по горизонтали. Однако, если процесс зонной плавки привлекать для выяснения причин тектонических движений земной коры, то необходимо учитывать и неравномерность разогрева верхней мантии по площади, на что указывают значительные колебания теплового потока, имеющего повышенные значения в тектонически активных районах (Предкавказье, Карпаты, Средняя Азия) и пониженные значения в пределах относительно стабильных участков земной коры (щиты древних платформ) (Любимова, 1966). Этой же причиной, во многих случаях, по-видимому, обуславливается изменение скоростей прохождения сейсмических волн в верхней мантии, указывающее на неоднородность материала мантии по горизонтали.

Если в схеме В. А. Магницкого принять, что температурный градиент в мантии существует не только по вертикали, но и по горизонтали и при этом превышает адиабатический градиент, то перемещение очага выплавления вверх должно сопровождаться его расширением в стороны, и, следовательно, легкие выплавленные вещества должны удаляться по наклонным траекториям из мест своего выплавления.

Горизонтальная составляющая перемещения выплавленного базальта обуславливается также горизонтальными растягивающими силами, появившимися в блоке вязкой жидкости, погруженном в более плотную жидкость (Ушаков, 1966), повышенным давлением в зоне интенсивного разогрева верхней мантии и ее горизонтальной слоистостью, установленной сейсмическими работами.

Итак, пусть в верхней мантии над волноводом из области А в область Б происходит перемещение выплавленного базальта объемом v_2 и с плотностью ρ_2 (рисунок). Плотность базальта ρ_2 меньше плотности материала волновода ρ_3 . В результате оттока части вещества из области А нарушается изостатическое равновесие и под действием изостатических сил материал волновода начнет перетекать в обратном направлении из области Б в область А. Изостатическое равновесие земной коры наступит тогда, когда масса поступившего сюда тяжелого материала волновода станет равной массе вынесенного базальта, поскольку над любой поверхностью ниже поверхности изоста-

тической компенсации при изостатическом равновесии соблюдается примерное равенство полной массы по вертикали (Люстих, 1957). Следовательно, объем поступившего в область А тяжелого материала мантии должен быть меньше объема, вынесенного из нее базальта.

Вследствие дефицита объема в области А земная кора над ней прогнется, и в образовавшемся прогибе объемом

$$v_1 = v_2 - v_3 \quad (1)$$

отложатся осадочные породы с плотностью ρ_1 , а приток тяжелого материала в область А станет еще меньше. В конечном итоге получается соотношение:

$$v_2 \rho_2 = v_1 \rho_1 + v_3 \rho_3 \quad (2)$$

Отсюда с учетом (1) получаем

$$v_1 = v_2 \frac{\rho_3 - \rho_2}{\rho_3 - \rho_1} \quad (3)$$

Из формулы (3) следует, что, чем больше плотность вынесенного из области А легкого вещества, тем меньше прогибание земной коры, и при плотности его, равной плотности материала мантии, никакого прогибания произойти не может. С другой стороны, чем больше плотность осадочных пород, тем более значительным должно быть прогибание земной коры, и при плотности их, приближающейся к плотности выплавленного вещества, вынос последнего из области А будет полностью компенсироваться прогибанием земной коры. В этом случае изостатическое равновесие наступает без перетекания тяжелого материала мантии.

Поскольку в очаге наиболее интенсивного разогрева материал верхней мантии расширяется, увеличивая всестороннее давление, земная кора над ним должна несколько приподниматься, однако отток выплавленного базальта в горизонтальном направлении непрерывно уменьшает объем подкорового вещества в месте его наиболее интенсивного выплавления, что в конечном итоге и определяет погружение земной коры в этом районе.

В области Б, в связи с внедрением базальта и оттоком из нее тяжелого материала мантии в меньшем объеме, чем объем привнесенного базальта, земная кора будет приподниматься. Поскольку платформенные поднятия в силу медленности тектонических движений обычно полностью разрушаются денудацией и не выражены на поверхности земли, объем поднятий на платформах, срезанных денудацией, характеризуется той же формулой (3), с той лишь разницей, что здесь v_1 и ρ_1 — это объем и плотность срезанных денудацией пород.

В геосинклинальных условиях соотношения между перемещенными компонентами верхней мантии и поднимающейся земной коры установить сложнее, поскольку превышение скорости тектонических движений над скоростью денудации может варьировать в широких пределах. Для простоты положим, что скорость тектонических движений так велика, что поднятия земной коры практически не успевают разрушаться в период их активного роста. Тогда по условию изостатического равновесия в этот период масса привнесенного под поднятие базальта должна равняться массе перемещенного тяжелого материала мантии $v_2 \rho_2 = v_3 \rho_3$; отсюда

$$v_1 = v_2 - v_3 = v_3 (1 - \rho_3 / \rho_2) \quad (4)$$

v_1 характеризует объем поднятия земной коры в результате тектонических движений и в этом крайнем случае зависит только от соотношения плотностей базальта и недифференцированного материала волновода и не зависит от плотности коры. При $\rho_2 = \rho_3$ поднятия земной коры не произойдет. К концу геосинклинального развития объем разрушенных гор будет характеризоваться формулой (3).

Таким образом, в рассматриваемой схеме глубинных процессов только перемещение выплавленного из материала верхней мантии базальта обеспечивает тектонические движения земной коры, направленные против изостатических сил, в то время как перемещение недифференцированного материала волновода всегда происходит в результате изостатического уравнивания земной коры и направлено против тектонических движений.

В отличие от этой схемы в существующих гипотезах о причинах тектонических движений, основанных на дифференциации материала верхней мантии, таких как гипотезы В. В. Белоусова (1962, 1966) и Е. Н. Люстиха (1963), тектонические движения обуславливаются перемещением и выплавленного вещества и недифференцированного материала верхней мантии.

Так, согласно представлениям В. В. Белоусова (1966), поднятия земной коры происходят «под влиянием всплывания с поверхности волновода столбов легкого материала», а «в областях прогибания земная кора «засасывается» вглубь погружающимся в волновод тяжелым материалом верхних слоев мантии...».

По Е. Н. Люстиху, поднятия в геосинклиналях образуются вследствие поднятия кислой магмы по реоклинали, а передовые прогибы — в результате стекания тяжелого материала астеносферы из-под прилегающих областей платформы под геосинклиналь.

Образование прогибов земной коры в результате перемещения тяжелого материала верхней мантии кажется сомнительным, поскольку нарушенное в результате этого процесса изостатическое равновесие земной коры вызовет обратное перетекание такого же тяжелого материала верхней мантии и суммарное воздействие таких противоположно направленных процессов на земную кору может оказаться неэффективным.

Рассмотренный механизм подкоровых процессов хорошо согласуется с некоторыми особенностями тектонических движений и структур геосинклиналей и платформ.

Под геосинклинальными структурами земной коры, разбитыми сетью глубинных разломов, горизонтальная составляющая перемещения выплавленного базальта относительно невелика. Достигнув глубинных разломов, базальт сравнительно быстро поднимается к земной коре, поэтому тектонические движения здесь характеризуются большой скоростью и контрастностью.

Под платформами выплавленный базальт, не встречая глубинных разломов, растекается на больших площадях и достигает земной коры на значительном удалении от места своего выплавления, что и обуславливает замедленный темп тектонических движений и большие горизонтальные размеры пологих платформенных структур.

Многие геологи подметили закономерность (Белоусов, 1962), что на платформах прогибы имеют правильную овальную форму, а поднятия заполняют пространство между ними, тогда как в геосинклиналях, наоборот, правильную форму имеют поднятия. Это можно связать с тем, что в пределах платформ выплавленный базальт выносятся в разные стороны из-под прогибов земной коры, тогда как в пределах геосинклиналей он с разных сторон устремляется к глубинному разлому, где и формируется поднятие земной коры.

При перемещении выплавленного базальта из-под прогибов к поднятиям толщина земной коры в области прогибов увеличивается за счет осадочных отложений.

В районе поднятий толщина земной коры также возрастает, поскольку базальт в конечном итоге приблизится к земной коре и соединится с ней. Как известно, в геосинклинальных горных сооружениях, где поднятия земной коры не успевают разрушаться, мощность ее особенно велика. На платформах в связи с процессами денудации толщина коры на поднятиях меньше, но все же она увеличивается в процессе поднятия, так как можно предполагать, что выплавленный базальт имеет плотность большую, чем верхняя часть коры и приток его компенсируется не только денудацией, но и изостатическим перетеканием материала мантии, согласно формуле (3).

Отсюда следует также, что на платформах в области прогибов земная кора должна быть несколько толще, чем в области поднятий, поскольку различие в плотности между выплавленным базальтом и осадочными породами обычно больше, чем между первым и кристаллическими породами фундамента в области поднятий. Это согласуется с выводами А. А. Борисова (1963, 1964) о выдержанной мощности земной коры на Русской платформе и согласно залеганию границ в земной коре и границы Мохоровичича. Как известно, на Русской платформе исключением в этом отношении является Днепровско-Донецкая впадина, где мощность коры уменьшена и рельеф границы Мохоровичича является обратным рельефу кристаллического фундамента (Демиденко, Манюта, Лысенко, Спихина, 1963). Такое строение земной коры указывает на то, что выплавление базальта может происходить не только в верхней мантии над волноводом, но и непосредственно под земной корой, и даже захватывать нижние ее горизонты. Это подтверждается тем, что в последнее время в ряде районов земного шара непосредственно под земной корой установлен слой с пониженными скоростями сейсмических волн, который предположительно связывается с повышенным разогревом материала верхней мантии. Многие районы, где установлен этот слой, совпадают с областями тектонической активизации (Артемьев, 1966; Белоусов, 1966).

Если процессы выплавления базальта, происходящие в самых верхних слоях мантии, захватывают также и нижнюю часть земной коры, то перемещение выплавленного базальта в стороны сопровождается прогибанием земной коры и изостатическим поднятием тяжелого материала верхней мантии. Одновременно в области прогиба земная кора испытывает растягивающие напряжения, а в области поднятия сжимающие.

Если для простоты принять, что выплавление базальта происходит только из нижней части земной коры, то изостатическое равновесие земной коры в области прогиба будет обеспечено при условии: $h_2\rho_2 + h_3\rho_3 = h_1\rho_1 + (h_2 - a)\rho_2 + (h_3 + b)\rho_3$, где h_1 — мощность осадочных отложений; h_2 — мощность базальтового слоя до начала прогибания земной коры; h_3 — мощность верхней мантии над уровнем компенсации до начала прогибания; ρ_1 — плотность осадочных отложений; ρ_2 — плотность базальтового слоя земной коры; ρ_3 — плотность материала верхней мантии; a — мощность выплавленной части базальтового слоя; b — амплитуда поднятия поверхности мантии.

Суммарная мощность слоев до начала прогибания и после него не меняется: $a = h_1 + b$.

Из последних двух равенств получаем:

$$h_1 = a \frac{\rho_3 - \rho_2}{\rho_3 - \rho_1}, \quad (5)$$

$$b = a \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_3 - \rho_1}. \quad (6)$$

Из формул (5) и (6) следует, что, чем меньше плотность осадочных пород, тем меньше прогнется земная кора и тем больше поднимется материал верхней мантии и, наоборот, если бы плотность осадочных пород равнялась плотности базальтового слоя, то выплавление нижней части коры полностью компенсировалось бы ее прогибанием.

Средняя мощность осадочных отложений в Днепровско-Донецкой впадине около 7,5 км, примерно на такую же величину приподнята здесь поверхность верхней мантии по сравнению с соседними районами. Такое строение земной коры, согласно формулам (5) и (6), может быть при разности плотностей осадочных отложений и базальтового слоя, равной разности плотностей базальтового слоя и материала верхней мантии, что является вполне реальным.

Аномально высокие тепловые потоки, отмеченные в районах некоторых впадин, таких как Венгерская впадина, система Байкальских рифтов (Любимова, 1966) как будто согласуются с рассмотренным механизмом образования прогибов земной коры.

Литература

- Артемьев М. Е. О связи нарушений изостатического равновесия с новейшими и современными тектоническими движениями. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр. Изостазия, Изд-во «Наука», 1964.
- Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. Изд-во «Наука», 1966.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники, Госгеолтехиздат, 1962.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд-во «Наука», 1966.
- Борисов А. А. Об эволюции земной коры в процессе тектогенеза. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1963.
- Борисов А. А. Геологические факторы, создающие аномалии силы тяжести и нарушающие изостазию. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр. Изостазия, Изд-во «Наука», 1964.
- Гзовский М. В. Геофизическая интерпретация данных о новейших и современных глубинных тектонических движениях. В сб. «Современные движения земной коры», Изд-во АН СССР, № 1, 1963.
- Деменцкая Р. М. и Ушаков С. А. Рельеф, изостазия, некоторые черты строения коры и верхней мантии Антарктики. Сов. геология, № 12, 1965.
- Демиденко Ю. Б., Манюта М. Г., Лысенко В. А., Спихина Л. М. Результаты сейсмических исследований глубинного строения земной коры в пределах восточной Украины. В кн. «Вопросы теории и методики геофизических исследований». Изд-во АН УССР, 1963.
- Литвиненко И. В., Некрасова К. А. Особенности глубинного сейсмического зондирования на Балтийском щите. В сб. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР», Изд-во АН СССР, 1962.
- Любимова Е. А. Обзор состояния геотермических исследований по определению теплового потока. В кн.: «Геотермические исследования и использование тепла Земли». Изд-во «Наука», 1966.
- Люстих Е. Н. Гравиметрический метод изучения причин колебательных движений земной коры и некоторые результаты его применения. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1948.
- Люстих Е. Н. Изостазия и изостатические гипотезы. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, вып. 38, Изд-во АН СССР, 1957.
- Люстих Е. Н. Гипотеза дифференциации земной оболочки и геотектонические обобщения. Сов. геология, № 6, 1961.
- Люстих Е. Н., Магницкий В. А. Вертикальные движения земной коры, изменения гравитационного поля во времени и перемещения подкорковых масс. В кн. «Современные движения земной коры». Изд-во АН СССР, № 1, 1963.
- Магницкий В. А. О возможном характере деформаций в глубинных слоях земной коры и подкорковом слое. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXIII (2), 1948.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. Изд-во «Недра», 1965.
- Субботин С. И. Глубинное строение Советских Карпат. Изд-во АН УССР, 1955.
- Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. М. Процессы в верхней мантии Земли. Изд-во «Наукова думка», 1964.
- Ушаков С. А. Геофизические исследования строения земной коры в Восточной Антарктиде. В сб. «Результаты Междунар. геофиз. года». Изд-во АН СССР, № 4, 1963.
- Ушаков С. А. Динамика земной коры в зонах перехода от материков к океанам атлантического типа. Докл. АН СССР, т. 171, № 1, 1966.

Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский
геологоразведочный институт
г. Ленинград

Статья поступила
19 ноября 1966 г.

В. В. ЖУКОВ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДИЗЪЮНКТИВНОЙ И СОЛЯНОЙ ТЕКТониКИ ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЫ

Припятская впадина, расположенная на западе Русской платформы, представляет собой сложно построенный грабен. На севере она граничит с Белорусским массивом, а на юге — с Украинским щитом (рис. 1), и отделена от них разломами.

Осадочный покров впадины в разных частях имеет неодинаковое строение. На востоке и юге на фундаменте залегают отложения среднего девона. Здесь осадочный чехол слагают три литолого-стратиграфических комплекса: нижний подсолевой (до 500 м); соленосный (до 3000 м), надсолевой (до 2000 м). В северо-западной части впадины осадочный покров образуют четыре литолого-стратиграфических комплекса. Первый комплекс, залегающий на фундаменте, сложен отложениями верхнего протерозоя мощностью до 420 м (Махнач, Корзун и др., 1966). Эти породы подстилают три комплекса, указанные выше.

Такое деление осадочного покрова Припятской впадины, основанное на литологическом составе и на величинах мощностей слагающих его толщ, подтверждается графиками среднеприведенных величин (рис. 2). Эти величины отражают изменение усредненных амплитуд тектонических движений во время формирования осадочного чехла



Рис. 1. Схема тектоники Припятской впадины, составленная по материалам А. Н. Брусенцова, С. Б. Тырышкина и И. Д. Кудрявца

1 — глубинные разломы, ограничивающие впадину; 2 — граница выклинивания елецко-лебедянской галогенной толщи; 3 — флексуры; на севере — Дубровско-Речицкая, на юге — Буйновичско-Хойницкая; 4 — региональные и локальные сбросы; 5 — соляные структуры. Борты впадины: I — Белорусский кристаллический массив; II — Жлобинская седловина; III — Воронежский массив; IV — Украинский щит; V — Брагинский выступ. Локальные структуры: 1 — Покровская, 2 — Старобинская, 3 — Новодубровская, 4 — Оресская, 5 — Дроздовская, 6 — Глуская, 7 — Борисовская, 8 — Малынская, 9 — Моисеевская, 10 — Вишанская, 11 — Черницкая, 12 — Кормянская, 13 — Давыдовская, 14 — Медведовская, 15 — Еланская, 16 — Шатилковская, 17 — Первомайская, 18 — Осташковичская, 19 — Тишковская, 20 — Салтановская, 21 — Речицкая, 22 — Александровская, 23 — Васильевская, 24 — Ветчинская, 25 — Черноснободская, 26 — Комаровичская, 27 — Октябрьская, 28 — Северодомановичская, 28а — Домановичская, 29 — Кореневская, 30 — Притокская, 31 — Малодушинская, 32 — Вышемировская, 33 — Копатковичская, 34 — Боричевская, 35 — Южнокопачевичская, 36 — Гороховская, 37 — Бобровичская, 38 — Азерепкая, 39 — Южнодомановичская, 40 — Петриковская, 41 — Шестовичская, 42 — Конковичская, 43 — Скрыгаловская, 44 — Прудокская, 45 — Дудичская, 46 — Автоюковская, 47 — Хобнинская, 48 — Великоборская, 49 — Хойницкая, 50 — Омельковичинская, 51 — Ястрембовская, 52 — Сколодинская, 53 — Казимировская, 54 — Каменская, 55 — Мозырская, 56 — Буйновичская, 57 — Софиевская, 58 — Анисимовская, 59 — Заозерная, 60 — Николаевская, 61 — Западноевская, 62 — Кустовичская, 63 — Наровлянская, 64 — Ельская, 65 — Тульговичская, 66 — Стреличская, 67 — Западноваловская, 68 — Валовская, 69 — Выступовичская, 70 — Василевская, 71 — Березинская, 72 — Северохойницкая, 73 — Симоновичская, 74 — Боровская, 75 — Кнышевская, 76 — Восточнопервомайская, 77 — Судовичская, 78 — Мольчанская, 79 — Калиновская, 80 — Кузьминичская, 81 — Зареченская, 82 — Залеская, 83 — Баяновская, 84 — Туровская, 85 — Западнхойницкая, 86 — Чыяновская, 87 — Лельчицкая, 88 — Восточноельская, 89 — Восточновыступовичская, 90 — Кировская

(Жуков, 1966). Графики сопровождаются кривыми среднеквадратичных отклонений. Сопоставление тех и других показывает их подобие, что подтверждает надежность выделенных комплексов.

В некоторых других нефтегазоносных районах осадочный чехол имеет сходное строение. Так, В. П. Казаринов (Гурова, Казаринов, 1962) в осадочном покрове Западно-Сибирской низменности выделяет три комплекса. В. Я. Авров (1966), П. Я. Авров, Л. Г. Космачева (1960) и Н. В. Неволлин (1965) пришли к выводу о том, что осадочный чехол Прикаспийской низменности слагают также три комплекса. Б. И. Бараш,

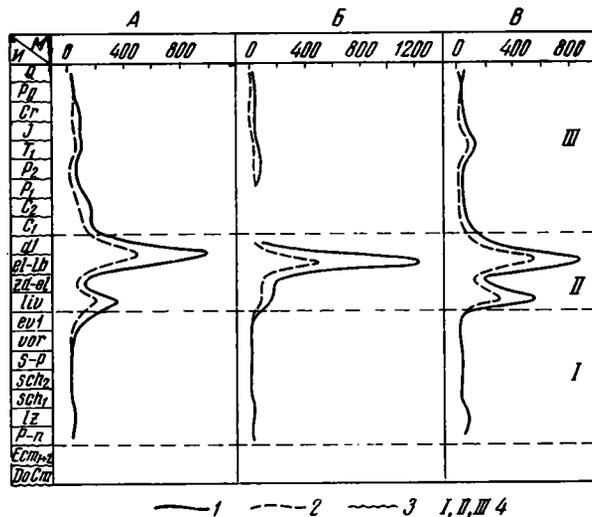


Рис. 2. Графики среднеприведенных величин и среднеквадратичных отклонений:

А — по линии глубоких скважин: Буйновичская Р-1, Анишмовская Р-1, Кустовницкая Р-1, Наровлянская Р-6, Восточно-Наровлянская Р-1, Хойницкая Р-1, Стреличевская Р-1, Брагинская Р-1, Черниговская Р-1; Б — по линии глубинных скважин: Буйковичская Р-1, Сколодинская Р-1, Шестовичская Р-3, Шестовичская Р-4, Копаткевичская Р-4, Чернослободская Р-1, Глуская Р-1; В — по линии глубоких скважин: Вишанская Р-1, Сев.-Домановичская Р-1, Гореховская Р-1, Наровлянская Р-1, Вост.-Ельская Р-15
1 — графики среднеприведенных величин; 2 — графики среднеквадратичных отклонений мощностей; 3 — региональные размыты; 4 — этапы формирования осадочного чехла

Г. Х. Дикенштейн и др. (1967) указывают, что и осадочный чехол Восточной Туркмении слагают три литолого-стратиграфических комплекса; подсолевой, соленосный и надсолевой.

В последнее время (1964—1967 гг.) на севере Припятской впадины открыто несколько промышленных месторождений нефти: Речицкое, Тишковское, Осташковичское, Давыдовское и Вишанское. Продуктивные горизонты этих месторождений приурочены к подсолевому и соленосному комплексам.

По данным сейсмических исследований и глубокого бурения, внутреннее строение Припятской впадины представляется как чередование моноклиinally наклоненных ступеней, образованных глубокими горизонтами осадочного чехла и простирающихся параллельно бортам впадины. Эти ступени, разделенные сбросами амплитудой от 400 до 2500 м и более, представляют собой системы блоков, образованных горизонтами живетского и франского ярусов.

Структурный план подсолевого комплекса, как правило, повторяет рельеф фундамента. Надсолевой комплекс образует пологие впадины и поднятия небольшой амплитуды. Наиболее сложное строение имеет соленосный комплекс, нижние горизонты которого нарушены сбросами. Верхние горизонты образуют флексуры, соответствующие региональным сбросам. Одна из флексур, названная Дубровско-Речицкой, отделяет Северную прибортовую зону от Центральной. Она прослежена на расстояние около 200 км (рис. 1). Углы падения связующего крыла флексуры по кровле верхней соленосной толщи уменьшаются с востока на запад от 50—60° (Речицкая площадь) до 20° (Октябрьская площадь). Амплитуда регионального сброса, который сопровождает флексуру по нижнефаменским, франским, и живетским горизонтам, по данным сейсморазведки, колеблется от 1400 до 2900 м.

Вторая флексура, названная Буйновичско-Хойницкой, расположена в южной части региона и отделяет Южную прибортовую зону от Центральной. Эта флексура про-

слежена на расстояние около 100 км (рис. 1). Углы падения связующего крыла флексуры по кровле верхней соленосной толщи уменьшаются с востока на запад от 33° (Наровлянская площадь) до 13° (Буйновичская площадь). По данным сейсморазведки, амплитуда регионального сброса, сопровождающего флексуру, колеблется от 1600 до 2700 м.

На площади Припятской впадины к поднятым крыльям флексур, приурочены локальные соляные поднятия, простирающие которых совпадает с простиранием флексур (рис. 1).

По глубоким горизонтам (подсолевые отложения и фундамент) одна группа структур характеризуется тем, что представляет собой моноклинали, разорванные региональными сбросами амплитудой до 3000 м. По кровле елецко-лебедянской соленосной толщи крутому крылу соответствует региональный сброс, затухающий в нижней части фаменской соленосной толщи. Пологое крыло расположено над погружающейся моноклиной. К таким структурам относятся Речицкая, Тишковичская, Осташковичская структуры. Задонско-елецкие отложения под сводами одних структур этой группы в значительной степени размыты, а поэтому кровля этих отложений образует пологие складки (Речицкая структура). Под сводами других структур описываемой группы межсолевые отложения, подобно глубоким горизонтам, образуют моноклинали (Тишковская и Буйновичская структуры).

Другая группа поднятий отличается тем, что своды их расположены над отдельными блоками по глубоким горизонтам и задонско-елецким отложениям. К этой группе относятся, например, Ельская, Наровлянская, Октябрьская, Северо-Домановичская и Давыдовская структуры.

Третья группа структур характеризуется расположением сбросов по межсолевым отложениям и глубоким горизонтам над сводами структур. В эту группу входят Сколодинская, Шестовичская, Зареченская, Первомайская и Восточно-Первомайская структуры.

Процесс формирования локальных поднятий привел к тому, что над сводом структур мощность отложений надсолевой толщи девона уменьшалась, а породы нижнего и среднего карбона выклинивались по направлению к сводам поднятий. Образованные подобным образом локальные поднятия В. В. Бронгулеев (1956, 1959) называет штамповыми, а В. Е. Хаин (1964) — отраженными. Условия формирования поднятий определялись по методике, предложенной М. В. Чирвинской (1962) с незначительными изменениями, внесенными автором. Для удобства чтения графиков (рис. 3), характеризующих особенности роста поднятий, система осей графиков расположена в четвертом квадранте круга, а не в первом, как это было предложено В. М. Чирвинской. Такое расположение системы осей изображает прямой характер кривых.

Скорость роста поднятий, находящихся в северной и южной зонах, была неодинакова. На поднятом крыле Дубровско-Речицкой флексуры в конце девона наиболее интенсивный рост испытали Осташковичская, Тишковская и Речицкая структуры, которые воздымались со скоростью около 20—30 мм в столетие. По кровле елецко-лебедянской толщи величины амплитуд этих структур колеблются в широких пределах, от 500 до 1000 м. На этих поднятиях наиболее контрастно проявилась соляная тектоника. Это подтверждается значительным увеличением мощности елецко-лебедянской соленосной толщи под сводами поднятий, а также поведением отражающих границ.

На сейсмических профилях по Осташковичской и Тишковской площадям в пределах северных крыльев структур в разрезе верхней соленосной толщи наблюдаются протяженные отражающие границы, которые испытывали резкий подъем к сводам структур.

На Речицкой площади каменная соль перемещалась, видимо, от северного крыла к своду. Возможно, соль южного крыла не участвовала в развитии форм соляной тектоники. Об этом свидетельствует то, что в разрезе глубокой скважины Р-5, пройденной на южном крыле поднятия, верхняя соленосная толща сложена до 70% терригенными породами, а углы падения пород изменяются от 2 до 15° и только иногда достигают 25°. На Тишковской и Осташковичской структурах соль южных крыльев, в значительной степени нарушенная этим же региональным сбросом, вероятно, также не участвовала в образовании структурных форм соляной тектоники. Это подтверждается почти горизонтальным залеганием в соли отражающих площадок.

В разрезах верхней соленосной толщи Октябрьской площади в своде и на крыльях поднятия наблюдаются протяженные границы, которые залегают параллельно кровле-

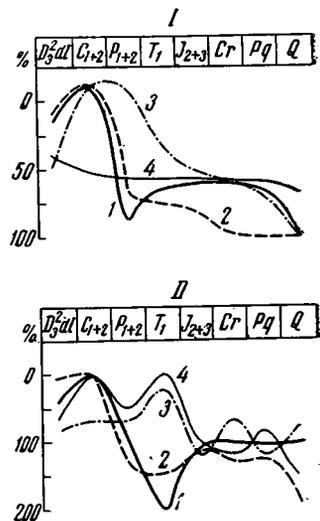


Рис. 3. Графики, характеризующие особенности формирования локальных структур. I — поднятия, расположенные на поднятом крыле Дубровско-Речицкой флексуры: Речицкое (1), Тишковское (2), Осташковичское (3) и Октябрьское (4); II — поднятия, расположенные в южной части Припятской впадины: Наровлянское (1), Ельское (2), Зареченское (3) и Буйновичское (4).

верхней соленосной толщи или под углами 5—15°. Соленосные отложения, находящиеся между этими границами, характеризуются выдержанностью мощностью. Амплитуда Октябрьской структуры равна 130 м. Скорость ее роста не превышала 3 мм в столетие. Все это указывает, что на Октябрьской площади соляная тектоника не проявилась.

В южной части Припятской впадины в конце девона наиболее интенсивно воздымались Наровлянская и Ельская структуры. Скорость их роста была равна примерно 8—10 мм в столетие. Амплитуды этих структур равны 600 и 1200 м. Мощность верхней соленосной толщи под сводом Ельской соленосной структуры увеличивается почти в два раза по сравнению с мощностью той же толщи на крыльях. В сводовой части Наровлянской структуры мощность верхней соленосной толщи равна 717 м, а на крыльях меньше в 2—3 раза. Все эти факты указывают на проявление соляной тектоники.

Буйновичское и Заозерное поднятия контрастно выражены по кровле верхней соленосной толщи. Амплитуда их не превышала 100—200 м. Скорость их роста в конце девона равнялась 3 и 5 мм в столетие. Вероятно, эти поднятия не осложнены соляной тектоникой.

Общепринято мнение, что в определенных тектоно-физических условиях соль переходит в пластичное состояние. В. Я. Клименко (1957), анализируя условия формирования соляных куполов в разных частях земного шара, пришел к выводу, что для течения соли к сводам структур необходима разность давлений, достигающая 160 кг/см² и порождаемая движениями блоков фундамента. М. В. Горфункель (1966) считает, что течение соли практически начинается тогда, когда надсолевые толщи достигают мощности 750—1000 м. При пересчете на условия Припятской впадины указанная мощность дает давление 160—180 кг/см².

Для проверки этих выводов были произведены расчеты по определению горного давления на крыльях и сводах тех структур, условия формирования которых были рассмотрены выше. Эти расчеты представлены в виде графиков (рис. 4), где по оси ординат нанесены разности горных давлений на крыльях и сводах структур к концу определенного времени, а по оси абсцисс — индексы толщ или горизонтов.

Графики подтверждают развитие явлений соляной тектоники на тех структурах, где сейсмо-разведкой зафиксировано ее проявление, или там,

где мощность фаменской соленосной толщи значительно увеличена. В подобных случаях мощность надсолевых толщ, находящихся на одном гипсометрическом уровне со сводом поднятия, достигает 700 м.

Рассматривая графики изменения горного давления в процессе формирования структур, нетрудно заметить подобные некоторые из них. Графики по Речицкой, Тишковской и Осташковичской структурам по своей конфигурации близки к прямым линиям (рис. 4, I). Условия формирования двух первых структур подобны (рис. 3). Сравнительно быстрый подъем их закончился в допермское время. На Осташковичской площади рост структуры продолжился и в пермское время после того, как закончились интенсивные региональные движения (рис. 2). Вероятно, в это время в формировании Осташковичского поднятия значительную роль играл гравитационный фактор. В отличие от Речицкой и Тишковской структур, своды которых перекрыты пермскими отложениями, на куполе Осташковичского поднятия залегают породы нижнего триаса. К числу криптодиapiровых структур, в формировании которых в перми и в начале мезозоя преобладали силы гравитации, можно отнести Первомайское и Шестовичское поднятия, своды которых перекрыты отложениями мезозоя.

Графики по Ельскому и Наровлянскому поднятиям имеют сходство в том, что до среднего карбона включительно нагрузка на крыльях возрастала, а поэтому кривые поднимаются вверх. В пермское и нижнетриасовое время своды Ельской и Наровлянской структур погружались (рис. 3, II). В силу этого до антропогена нагрузки почти не возрастали (рис. 4, I и II). Вероятно, в формировании указанных криптодиapiровых структур основную роль играли движения блоков фундамента, находящихся под сводами поднятий.

Все это показывает, что формирование одних криптодиapiровых структур закончилось вместе с региональными тектоническими движениями, создавшими современный

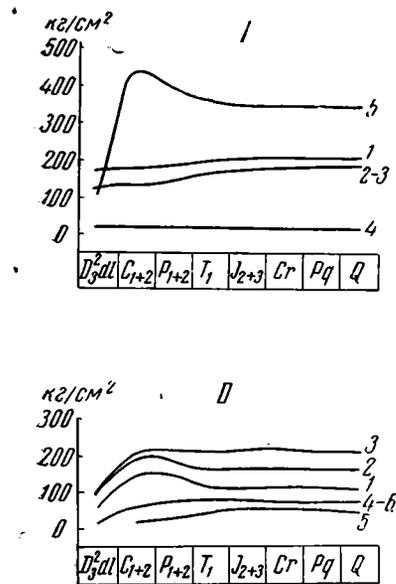


Рис. 4. Графики изменения горного давления в процессе их формирования

I — северные крылья Речицкой (1), Тишковской (2), Осташковской (3) и Октябрьской (4) структур и сводов крыла Ельской структуры (5); II — северное крыло (1) и западная перекрираль (2) Наровлянской структуры, северное крыло Ельской (3), южное (4) и северное (5) крыло Заозерной и северное крыло Буйновичской структур

структурный план впадины и, следовательно, становление их было обусловлено главным образом тектоническим фактором. Формирование других было более продолжительным и закончилось в мезозое. Подобный период становления криптодиapiровых структур, вероятно, объясняется действием гравитационных сил после прекращения региональных тектонических движений.

Литература

- А в р о в В. Я. О генезисе солянокупольных структур Прикаспийской впадины и основных принципах формирования в них нефтяных и газовых месторождений. В кн. «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур». Изд-во «Наукова думка», Киев, 1966.
- А в р о в П. Я., К о с м а ч е в а Л. Г. Механизм образования солянокупольных структур Северо-Каспийской впадины. Изв. АН КазССР, Сер. геол., вып. 1 (38), 1960.
- Б а р а ш Б. И., Д и к е н ш т е й н Г. Х. и др. О глубине залегания подсолевых отложений Восточной Туркмении в связи с бурением на нефть и газ. Нефтегазовая геология и геофизика, № 2, 1967.
- Б р о н г у л е е в В. В. Основные генетические типы складчатости структур земной коры. Сов. геология, № 54, 1956.
- Б р о н г у л е е в В. В. К проблеме происхождения и классификации складок. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 34 (4), 1959.
- Г о р ф у н к е л ь М. В. О природе сил, участвующих в соляном тектогенезе. В кн. «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур». Изд-во «Наукова думка», Киев, 1966.
- Г у р о в а Т. И., К а з а р и н о в В. П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. Гостоптехиздат, 1962.
- Ж у к о в В. В. Об этапах формирования осадочного чехла на некоторых площадях Припятской впадины. В кн. «Новые данные о геологическом строении и нефтегазоносности Припятской впадины Белорусской ССР». ВНИИОЭНГ, М., 1966.
- К л и м е н к о В. Я. Структура Днепровско-Донецкой впадины, условия ее формирования и закономерности образования и размещения в ней месторождений нефти и газа. Изд-во АН УССР, 1957.
- М а к а р е в и ч В. Н., Ф р е й н к м а н М. Г. История геологического развития Ельско-Наровлянского участка Припятского грабена. Изв. АН БССР. Сер. физ.-техн. наук, № 3, 1962.
- М а х н а ч А. С., К о р з у н В. П. и др. Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтеносностью. Наука и техника, Минск, 1966.
- Н е в о л и н Н. В. Общие черты глубинного и геологического строения Западного Казахстана. Изд-во «Недра», 1965.
- Р о з а н о в Л. Н. Физико-механические условия образования тектонических структур платформенного типа. Изд-во «Недра», Л., 1965.
- Х а и н В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Ч и р в и н с к а я М. В. Особенности формирования локальных структур Днепровско-Донецкой впадины. Тр. Всес. н.-и. ин-та природн. газов. Вып. 12 (22), Гостоптехиздат, 1962.

Северная геофизическая экспедиция
треста «Белгеофизразведка»
Минская область

Статья поступила
20 мая 1967 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24(47—13)

И. Ю. ЛАПКИН, Э. В. ТОМАШУНАС

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕКТониКИ ЮГА
ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР
(ОТВЕТ Е. Е. ВОРОНОМУ)

Бесспорно, что не все вопросы тектоники юга Европейской части СССР являются окончательно решенными. Нет сомнения также в том, что их решение имеет большое практическое значение, особенно для развития глубокого разведочного бурения на нефть и газ.

В нашей статье (Лапкин, Томашунас, 1966) рассматривается обширная территория, расположенная на сочленении разновозрастных тектонических элементов земной коры, что предопределяет сложность ее геологического строения. История изучения этой территории длительна и насыщена противоречивыми взглядами. Все это делает естественной и желательной критическую реакцию на такого рода обобщающие работы. Однако представляется, что критика уместна лишь в том случае, если она основывается на неизвестных фактах или оригинальных и логически последовательных доводах. К сожалению, Е. Е. Вороной (1968) повторяет уже неоднократно высказанные им взгляды, которые покоятся на убеждении в том, что геологоразведочные работы на нефть, газ и даже уголь¹ должны вестись исключительно по канонам неорганической гипотезы их происхождения. Понятно поэтому, что с его точки зрения наша статья «не способствует решению поставленных практических задач».

Посмотрим, в чем же суть столь тяжелых обвинений.

Е. Е. Вороной считает, что приводимые в нашей статье (Лапкин, Томашунас, 1966) геологические разрезы (рис. 2, 3, 4) не согласуются с выводами о том, что Приднепровский грабен развивался до предверхнепермского времени. По этому поводу прежде всего уместно заметить, что природные явления часто трудно втиснуть в жесткие рамки непререкаемых утверждений. Поэтому, чувствуя некоторую схоластичность спора о том, что во времени проходит четкая граница между грабеном и впадиной, мы лишь стремились показать, что Приднепровский грабен в верхнем девоне, карбоне и нижней перми «более или менее устойчиво сохранял специфические черты строения такого рода структур» (Лапкин, Томашунас, 1966, стр. 96). Тем не менее на опубликованных профилях видно, что развитие девонских, нижнекаменноугольных (доверхневизейских), верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений контролируется краевыми глубинными разломами Приднепровского грабена. Что касается верхов нижнего и всего среднего карбона, то, как отмечено в тексте и отображено на профилях, они, выходя за пределы грабена, резко сокращаются в мощности и приобретают иной фациальный облик. В нижнепермских отложениях по мере приближения к краевым частям грабена также, как правило, происходят характерные литофациальные изменения: исчезают солевые пласты, замещаемые глинами, увеличивается роль терригенного материала, опесчаниваются карбонатные породы. Это свидетельствует о том, что граница современного распространения нижнепермских отложений в общих чертах совпадает с береговой зоной раннепермского бассейна (Лапкин, 1961; Чирвинская, 1961; Брызна и др., 1966; Пистрак и др., 1967).

Сейчас можно считать решенным и другой затронутый вопрос — размыты ли нижнепермские отложения в пределах Донбасса или же они вообще там не отлагались. О проявлении складкообразовательных движений и последующем размыве Донецкого врыжа уже в конце позднего карбона — начале ранней перми свидетельствует присутствие на его северо-западных окраинах в различных частях разреза нижнепермских отложений гальки известняков с остатками фауны среднего и верхнего отделов донец-

¹ По представлениям Е. Е. Вороного, «рассеянное и сконцентрированное углистое вещество стратисферы — это... „мертвая“ нефть» (Вороной, 1967, стр. 114).

кого карбона. Конечно, на это можно возразить, что «область денудации в нижнепермское время находилась южнее открытой части Донецкого бассейна» (Вороной, 1968, стр. 113). Но в таком случае любопытно было бы узнать мнение критика, где находилась область денудации в период накопления ассельских, сакмарских и артинских толщ, развитых вдоль северной окраины кряжа Карпинского, который является подземным продолжением Донецкого складчатого сооружения. Наличие в этих терригенных отложениях обломков с органическими остатками различных свит карбона указывает на проявление и здесь тектонических движений того же времени, что и в Донбассе.

Для придания убедительности своему утверждению, что территория Донбасса в ранней перми продолжала оставаться областью аккумуляции осадков, Е. Е. Вороной ссылается на автореферат диссертации Л. П. Нестеренко (1961). Однако он умалчивает об установленной сейчас и уже широко известной закономерности, согласно которой наибольшие мощности нижней перми по мере омоложения осадков постепенно смещаются к северо-западу от Донбасса (Брызна и др., 1966; Пистрак и др., 1967), а по направлению к Дружовско-Константиновскому ответвлению Главной антиклинали эти отложения выклиниваются (Соколов, 1961).

Непонятно, на каком основании авторы обвиняются в пренебрежении к предверхнепермскому несогласию. Можно подумать, что Е. Е. Вороной спугал их с Л. П. Нестеренко (1961), который действительно считает, что верхнепермская дрововская свита залегает согласно на соленосных образованиях нижней перми. На всех составленных нами разрезах это несогласие четко выступает (Лапкин, Томашунас, 1966, рис. 2, 3, 4, 8).

Категоричность утверждения о согласном залегании картамышской свиты нижней перми на верхнекаменноугольных отложениях опровергается новейшими работами по северо-западу Приднепровского грабена (Супрунок, 1967; Пистрак и др., 1967). На северо-западных окраинах Донбасса в основании осадочного комплекса перми залегает толща песчаников и конгломератов, которые можно трактовать как надперерывные образования (Лапкин, 1961).

Отмеченный в статье (Лапкин, Томашунас, 1966) факт преобладания карбонатно-хемогенных пород над терригенными в самой западной части Преддонецкого краевого прогиба дает повод нашему критику сделать, как ему представляется, неопровержимый вывод о том, что в ранней перми названный прогиб не существовал, а Донбасс не был областью сноса. Вот почему приходится еще раз подчеркнуть, что решить проблему времени донецкой складчатости и связанный с этим вопрос о существовании краевого прогиба перед фронтом герцинских сооружений нельзя, занимаясь изучением сравнительно небольшой территории. Западная оконечность прогиба, примыкающая к обнаженной приподнятой части Донецкого складчатого сооружения, является продолжением более полно развитого прогиба в Астраханском районе. Здесь на многих разведочных площадях вскрыта мощная (более 2000 м) толща терригенных докунгурских образований, состоящая из продуктов размыва каменноугольного складчатого комплекса кряжа Карпинского. Характер распределения мощностей, установленный при анализе материалов бурения и геофизических исследований, возникновение в период замыкания геосинклинального режима, накопление за счет денудации каменноугольных пород, слагавших молодые поднятия в пределах Донецкой складчатой системы, литологические и формационные особенности — все это указывает на формирование рассматриваемой толщи в условиях краевого прогиба.

Непонятно, зачем понадобилось приписывать нам утверждение, что «складчатость Донецкого бассейна и герциниды Северного Кавказа, разделенные Приазовско-Сальским выступом, — синхронные образования» (Вороной, 1968, стр. 114). В статье совершенно определенно написано, что Предкавказье встало на путь геосинклинального развития раньше полосы Донбасс — кряж Карпинского, очевидно, в среднем палеозое. Однако в верхнем палеозое эти территории развивались как единая геосинклинальная область.

Примечательно, что авторы монографии «Тектоника Предкавказья», на которых ссылается Е. Е. Вороной, пишут, что общая концепция И. Ю. Лапкина и его соавторов «о единой Донецко-Северокавказской герцинской складчатой области правильна» (Мирчинк и др., 1963, стр. 19). Представления некоторых исследователей о Донбассе с подземным продолжением (кряжем Карпинского) как о позднепалеозойском предгорном прогибе северокавказских герцинид не соответствуют современному фактическому материалу.

Идея об инверсии Донецко-Северокавказской позднепалеозойской геосинклинали в конце карбона — начале перми (т. е. одновременно с Уральско-Мугоджарской) находит в настоящее время все большее признание. Интересно отметить, что Ю. А. Судариков, который вместе с Я. П. Маловицким (Маловицкий, Судариков, 1959) в свое время считал, что Преддонецкого прогиба не существует по той простой причине, что в герцинской складчатости Предкавказья участвуют наряду с каменноугольными также и пермско-триасовые породы, сейчас пришел к тем же взглядам, которые ранее критиковал, а именно: «Геосинклинально-складчатый этап закончился в Предкавказье в начале пермского периода. С этого времени территория плиты, претерпев инверсию, освободилась от моря и стала обширной сушей». (Судариков, 1967, стр. 112).

Изложенное выше позволяет рассматривать Донбасс как внутриматформенный залив обширной позднепалеозойской геосинклинальной области. На стыке двух регионов с различной геотектонической активностью — геосинклинальной (Донбасс) и платформенной

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24(47—13)

И. Ю. ЛАПКИН, Э. В. ТОМАШУНАС

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕКТониКИ ЮГА
ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

(ОТВЕТ Е. Е. ВОРОНОМУ)

Бесспорно, что не все вопросы тектоники юга Европейской части СССР являются окончательно решенными. Нет сомнения также в том, что их решение имеет большое практическое значение, особенно для развития глубокого разведочного бурения на нефть и газ.

В нашей статье (Лапкин, Томашунас, 1966) рассматривается обширная территория, расположенная на сочленении разновозрастных тектонических элементов земной коры, что предопределяет сложность ее геологического строения. История изучения этой территории длительна и насыщена противоречивыми взглядами. Все это делает естественной и желательной критическую реакцию на такого рода обобщающие работы. Однако представляется, что критика уместна лишь в том случае, если она основывается на неизвестных фактах или оригинальных и логически последовательных доводах. К сожалению, Е. Е. Вороной (1968) повторяет уже неоднократно высказанные им взгляды, которые покоятся на убеждении в том, что геологоразведочные работы на нефть, газ и даже уголь¹ должны вестись исключительно по канонам неорганической гипотезы их происхождения. Понятно поэтому, что с его точки зрения наша статья «не способствует решению поставленных практических задач».

Посмотрим, в чем же суть столь тяжелых обвинений.

Е. Е. Вороной считает, что приводимые в нашей статье (Лапкин, Томашунас, 1966) геологические разрезы (рис. 2, 3, 4) не согласуются с выводами о том, что Приднепровский грабен развивался до предверхнепермского времени. По этому поводу прежде всего уместно заметить, что природные явления часто трудно втиснуть в жесткие рамки непрекаемых утверждений. Поэтому, чувствуя некоторую схоластичность спора о том, что во времени проходит четкая граница между грабеном и впадиной, мы лишь стремились показать, что Приднепровский грабен в верхнем девоне, карбоне и нижней перми «более или менее устойчиво сохранял специфические черты строения такого рода структур» (Лапкин, Томашунас, 1966, стр. 96). Тем не менее на опубликованных профилях видно, что развитие девонских, нижнекаменноугольных (доверхневизейских), верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений контролируется краевыми глубинными разломами Приднепровского грабена. Что касается верхов нижнего и всего среднего карбона, то, как отмечено в тексте и отображено на профилях, они, выходя за пределы грабена, резко сокращаются в мощности и приобретают иной фациальный облик. В нижнепермских отложениях по мере приближения к краевым частям грабена также, как правило, происходят характерные литофациальные изменения: исчезают солевые пласты, замещаемые глинами, увеличивается роль терригенного материала, опесчаниваются карбонатные породы. Это свидетельствует о том, что граница современного распространения нижнепермских отложений в общих чертах совпадает с береговой зоной раннепермского бассейна (Лапкин, 1961; Чирвинская, 1961; Брызна и др., 1966; Пистрак и др., 1967).

Сейчас можно считать решенным и другой затронутый вопрос — размыты ли нижнепермские отложения в пределах Донбасса или же они вообще там не отлагались. О проявлении складкообразовательных движений и последующем размыве Донецкого вкряжа уже в конце позднего карбона — начале ранней перми свидетельствует присутствие на его северо-западных окраинах в различных частях разреза нижнепермских отложений гальки известняков с остатками фауны среднего и верхнего отделов донец-

¹ По представлениям Е. Е. Вороного, «рассеянное и сконцентрированное углистое вещество стратисферы — это... „мертвая“ нефть» (Ворониной, 1967, стр. 114).

кого карбона. Конечно, на это можно возразить, что «область денудации в нижнепермское время находилась южнее открытой части Донецкого бассейна» (Вороной, 1968, стр. 113). Но в таком случае любопытно было бы узнать мнение критика, где находилась область денудации в период накопления ассельских, сакмарских и артинских толщ, развитых вдоль северной окраины кряжа Карпинского, который является подземным продолжением Донецкого складчатого сооружения. Наличие в этих терригенных отложениях обломков с органическими остатками различных свит карбона указывает на проявление и здесь тектонических движений того же времени, что и в Донбассе.

Для придания убедительности своему утверждению, что территория Донбасса в ранней перми продолжала оставаться областью аккумуляции осадков, Е. Е. Вороной ссылается на автореферат диссертации Л. П. Нестеренко (1961). Однако он умалчивает об установленной сейчас и уже широко известной закономерности, согласно которой наибольшие мощности нижней перми по мере омоложения осадков постепенно смещаются к северо-западу от Донбасса (Брынга и др., 1966; Пистрак и др., 1967), а по направлению к Дружовско-Константиновскому ответвлению Главной антиклинали эти отложения выклиниваются (Соколов, 1961).

Непонятно, на каком основании авторы обвиняются в пренебрежении к предверхнепермскому несогласию. Можно подумать, что Е. Е. Вороной спугал их с Л. П. Нестеренко (1961), который действительно считает, что верхнепермская дробовская свита залегаet согласно на соленосных образованиях нижней перми. На всех составленных нами разрезах это несогласие четко выступает (Лапкин, Томашунас, 1966, рис. 2, 3, 4, 8).

Категоричность утверждения о согласном залегании картамышской свиты нижней перми на верхнекаменноугольных отложениях опровергается новейшими работами по северо-западу Приднепровского грабена (Супрунок, 1967; Пистрак и др., 1967). На северо-западных окраинах Донбасса в основании осадочного комплекса перми залегаet толща песчаников и конгломератов, которые можно трактовать как надперерывные образования (Лапкин, 1961).

Отмеченный в статье (Лапкин, Томашунас, 1966) факт преобладания карбонатно-хемогенных пород над терригенными в самой западной части Преддонецкого краевого прогиба дает повод нашему критику сделать, как ему представляется, неопровержимый вывод о том, что в ранней перми названный прогиб не существовал, а Донбасс не был областью сноса. Вот почему приходится еще раз подчеркнуть, что решить проблему времени донецкой складчатости и связанный с этим вопрос о существовании краевого прогиба перед фронтом герцинских сооружений нельзя, занимаясь изучением сравнительно небольшой территории. Западная оконечность прогиба, примыкающая к обнаженной приподнятой части Донецкого складчатого сооружения, является продолжением более полно развитого прогиба в Астраханском районе. Здесь на многих разведочных площадях вскрыта мощная (более 2000 м) толща терригенных докунгурских образований, состоящая из продуктов размыва каменноугольного складчатого комплекса кряжа Карпинского. Характер распределения мощностей, установленный при анализе материалов бурения и геофизических исследований, возникновение в период замыкания геосинклиналию режима, накопление за счет денудации каменноугольных пород, слагавших молодые поднятия в пределах Донецкой складчатой системы, литологические и формационные особенности — все это указывает на формирование рассматриваемой толщи в условиях краевого прогиба.

Непонятно, зачем понадобилось приписывать нам утверждение, что «складчатость Донецкого бассейна и герциниды Северного Кавказа, разделенные Приазовско-Сальским выступом, — синхронные образования» (Вороной, 1968, стр. 114). В статье совершенно определенно написано, что Предкавказье встало на путь геосинклиналию развития раньше полосы Донбасс — кряж Карпинского, очевидно, в среднем палеозое. Однако в верхнем палеозое эти территории развивались как единая геосинклиналию область.

Примечательно, что авторы монографии «Тектоника Предкавказья», на которых ссылается Е. Е. Вороной, пишут, что общая концепция И. Ю. Лапкина и его соавторов «о единой Донецко-Северокавказской герцинской складчатой области правильна» (Мирчинк и др., 1963, стр. 19). Представления некоторых исследователей о Донбассе с подземным продолжением (кряжем Карпинского) как о позднепалеозойском предгорном прогибе северокавказских герцинид не соответствуют современному фактическому материалу.

Идея об инверсии Донецко-Северокавказской позднепалеозойской геосинклиналию в конце карбона — начале перми (т. е. одновременно с Уральско-Мугуджарской) находит в настоящее время все большее признание. Интересно отметить, что Ю. А. Судариков, который вместе с Я. П. Маловицким (Маловицкий, Судариков, 1959) в свое время считал, что Преддонецкого прогиба не существует по той простой причине, что в герцинской складчатости Предкавказья участвуют наряду с каменноугольными также и пермско-триасовые породы, сейчас пришел к тем же взглядам, которые ранее критиковал, а именно: «Геосинклиналию-складчатый этап закончился в Предкавказье в начале пермского периода. С этого времени территория плиты, претерпев инверсию, освободилась от моря и стала обширной сухой». (Судариков, 1967, стр. 112).

Изложенное выше позволяет рассматривать Донбасс как внутриплатформенный залыв обширной позднепалеозойской геосинклиналию области. На стыке двух регионов с различной геотектонической активностью — геосинклиналию (Донбасс) и платфор-

менной (Приднепровский грабен) — возникла зона сочленения, о строении которой в последнее время получены новые данные. Глубинный характер этой зоны доказывается геофизическими исследованиями (Чекунов, 1966).

Итак, при ознакомлении с критическими замечаниями Е. Е. Вороного (1968) становится ясным, что он не смог привести ни новых фактических данных, ни свежих аргументов против положений авторов, а выявленные им противоречия оказываются мнимыми.

Литература

- Брынга Н. Ф., Коган В. Д., Тхоржевский С. А., Черняков А. М. Нижняя пермь — индикатор тектонического развития Днепровского грабена. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1966.
- Вороной Е. Е. О генетической связи горючих ископаемых нефтяного и угольного рядов. В сб. «Условия формирования и закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений на Украине». Изд-во «Наукова думка», Киев, 1967.
- Вороной Е. Е. Некоторые замечания по поводу статьи И. Ю. Лапкина и Э. В. Томашунаса «К тектонике юга Европейской части СССР», Геотектоника, № 3, 1968.
- Лапкин И. Ю. Нижняя пермь юга Русской платформы. Труды совещ. по нижнеперм. отл. районов Украины и сопред. обл. в связи с их газоносностью. Изд. Харьковского ун-та, 1961.
- Лапкин И. Ю., Томашунас Э. В. К тектонике юга Европейской части СССР. Геотектоника, № 5, 1966.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П., Тектоника Предкавказья. Гостоптехиздат, 1963.
- Маловицкий Я. П., Судариков Ю. А. О Преддонецком прогибе. Новости нефтяной техники. Геология, 6, БСИНТИ, 1959.
- Нестеренко Л. П. Пермские отложения Донецкого бассейна. Автореф. докт. дис., 1961.
- Пистрак Р. М., Галицкий И. В., Пашкевич Е. И., Пашова Н. Т., Супронюк К. С. Отражение разломов фундамента в пермской структуре Днепровско-Донецкой впадины. Геотектоника, № 4, 1967.
- Соколов В. А. Новые данные об условиях залегания соленосной свиты нижней перми на северном крыле Дружковско-Константиновской антиклинали. Тр. совещ. по нижнепермск. отлож. вост. районов Украины и сопред. обл. в связи с их газоносностью. Изд. Харьковск. гос. ун-та, 1961.
- Судариков Ю. А. Ранний мезозой на Предкавказской плите. Пермские и триасовые отложения юго-востока Русской платформы в связи с их нефтегазоносностью. Тезисы научного семинара. Изд. Моск. ин-та нефтехимической и газовой промышленности, 1967.
- Супронюк К. С. Несогласия в разрезе пермотриасовых отложений северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины и их роль в пространственном размещении залежей нефти и газа. Пермские и триасовые отложения юго-востока Русской платформы в связи с их нефтегазоносностью. Тезисы научного семинара. Изд. Моск. ин-та нефтехимической и газовой промышл., 1967.
- Чекунов А. В. Ореховско-Павлоградский глубинный разлом и его продолжение на Русской платформе и в альпийском геосинклинальном поясе. В сб. «Геофиз. исслед. строения земной коры», вып. 18, Изд-во «Наукова думка», Киев, 1966.
- Чирвинский М. В. О границах распространения, условиях залегания и газонефтеносности хемогенных образований нижней перми Днепровско-Донецкой впадины. Тр. совещ. по нижнепермск. отлож. вост. районов Украины и сопред. обл. в связи с их газоносностью. Изд. Харьковского гос. ун-та, 1961.

Украинский
научно-исследовательский
институт природных газов
Харьков

Статья поступила
15 июля 1968 г.

УДК 551.24

ХРОНИКА

**СЕССИЯ РАБОЧЕЙ ГРУППЫ РЕДАКЦИОННЫХ КОМИТЕТОВ
МЕЖДУНАРОДНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ ЕВРОПЫ И МИРА,
ПОСВЯЩЕННАЯ СТРОЕНИЮ АЛЬПИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА
БЛИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ВОСТОКА
(БАКУ, 2—11 АПРЕЛЯ 1968 г.)**

I. ОБЩИЕ ЗАДАЧИ СЕССИИ

Эта сессия была создана при содействии Академии Наук Азербайджанской ССР по программе, разработанной Подкомиссией по тектонической карте Мира. Решение о необходимости ее проведения было принято участниками коллоквиума по тектонике альпийской складчатой области (Иран — Турция, май — июнь 1967 г.). Основными задачами, поставленными на обсуждение, были:

а) строение альпийской складчатой области в пределах Азербайджанской ССР и связь выделяемых здесь структурных зон со структурными зонами других стран Ближнего и Среднего Востока (характер тектонического расчленения и история тектонического развития);

б) обсуждение проектов легенды тектонической карты альпийской складчатой области Ближнего и Среднего Востока масштаба 1 : 2 500 000 (применительно к международной тектонической карте Европы);

в) разработка предложений о дальнейшей программе международных работ, связанных с созданием обзорных тектонических карт, которые должны быть представлены для рассмотрения и последующего утверждения ближайшей сессией Комиссии по геологической карте Мира Международного геологического конгресса (Прага, август 1968 г.).

II. УЧАСТНИКИ СЕССИИ

В Азербайджанской сессии приняли участие представители геологических учреждений ГДР, Индии, Ирана, Италии, СССР, Турции, Франции, ФРГ и Югославии. Преобладающая часть приглашенных приняла активное участие в работе сессии, и лишь небольшая группа лиц по разным причинам не смогла участвовать в ней¹.

Всего в работе сессии участвовали более 200 человек, в том числе: А. Ватцнаур (ГДР), Д. Рей (Индия), М. Манфредини (Италия), Х. Бозорнья, А. Джафари, М. Набави, Ю. Паран, Х. Тараз, Х. Губер, И. Штоклин (Иран), Р. Абдуллаев, М. Агабеков, Р. Азизбеков, Ш. Азизбеков, Г. Ажигрей, А. Акрамходжаев, А. Алланов, А. Ализаде, Э. Алиханов, Ф. Ахмедбейли, Б. Антонов, А. Ахмедов, А. Байрамов, Б. Бархатов, А. Богданов, Б. Будагов, С. Вальбе, М. Варенцов, Б. Векилов, А. Габриэлян, Т. Гаджиев, П. Гамкрелидзе, И. Гасанов, Б. Григорьянц, А. Дзабаев, А. Долицкий, С. Захаров, И. Исмаилов, Р. Исмаилов, П. Калугин, М. Кашкай, В. Колчанов, В. Куликов, А. Мамедов, Ш. Мехтиев, Е. Милановский, М. Мирчинк, М. Муратов, М. Мусебов, А. Пейве, Б. Петрушевский, Э. Птушкин, М. Раджабов, Д. Резвой, В. Славин, Л. Смирнов, Д. Терешко, А. Унксов, В. Ханн, Н. Ширинов, Э. Шихалибейли, С. Шульц, А. Цагарели, С. Черноок, А. Якубов (СССР), Э. Демирташли, З. Тернек, М. Токай (Турция), А. Лапланран, Ж. Мерсье, Ю. Шубер, А. Фор-Мюре (Франция), М. Дмитриевич (Югославия).

¹ Д-р И. Йовчиев (Болгария), д-ра А. и М. Кадарча, Сандулеску (Румыния), д-р Мирзод (Афганистан), д-р Шах (Западный Пакистан), д-р А. Ганссер (Швейцария) и некоторые другие.

Состав сессии был весьма представительен; в ее работе принимали участие многие крупные знатоки альпийского пояса. Сессия обсудила многие принципиальные вопросы, с которыми связано изучение тектоники Ближнего и Среднего Востока.

III. СРОКИ И ПРОГРАММА СЕССИИ

Сессия проходила со 2 по 11 апреля 1968 г. в Баку, в главном здании АН АзербССР. Открыл ее Президент АН АзербССР акад. Р. Г. Исмаилов. С приветствиями выступили д-р Ю. А. Шубер (от имени президента Комиссии по геологической карте Мира д-ра Ж. Марсе), д-р М. Токай (Турция) и д-р Ю. Паран (Иран).

На заседании 2 апреля был заслушан ряд докладов, посвященных тектонике Азербайджана и Каспийской впадины¹. Первым был доклад о тектоническом строении Азербайджана, подготовленный Ш. А. Азизбековым, Р. Н. Абдуллаевым, М. Г. Агабековым, А. С. Байрамовым, Т. Г. Гаджиевым, Б. В. Григорьянцем, А. В. Мамедовым, Ш. Ф. Мехтиевым и Э. Ш. Шихалибейли. Строению Каспийской впадины был посвящен доклад Э. Н. Алиханова, И. С. Гасанова, К. А. Ислайлова и В. Е. Хаина; неотектонике Азербайджана — доклад Ф. С. Ахмедбейли, Б. А. Антонова, Б. А. Будагова, Б. Г. Векилова, М.-А. Кашкая, А. В. Мамедова, М. А. Мусеинова, А. Д. Султанова, Н. Ш. Ширнинова и М. А. Якубова; глубинному строению Азербайджана — доклад А. А. Ализаде, В. И. Куликова, М. М. Раджабова и Д. Л. Терешко.

3 апреля были заслушаны доклады, посвященные тектонике Туркмении и Ирана. О тектонике Копет-Дага рассказал П. И. Калугин. Доклады А. Алланова, С. П. Вальбе, Э. И. Птушкина и Л. Н. Смирнова касались тектонического строения Туркмении и отдельно ее альпийской складчатой области. Геологии Эльбруса и Иранского Азербайджана был посвящен доклад И. Штоклина и М. Набави, геологии Дашт-Маханской области Ирана — доклад Х. Тараза и геологии Хорасана — доклад Х. Бозорнья и Х. Губера.

10 апреля доклады по тектонике Гималаев сделали Д. К. Рей и Б. А. Соколов, по тектонике и стратиграфии Афганистана — А. Лаппаран (от своего имени и от имени Мирзада), а также В. И. Славин, дополненные сообщением Г. фон Гертнера. О геологии Турции рассказал М. Токай, о геологии Греции — Ж. Мерсье, о геологии Югославии — М. Д. Дмитриевич. Кроме того, было заслушано сообщение Ю. А. Шубера о находящейся в печати Международной тектонической карте Африки, а также доклад А. А. Якубова о грязевых вулканах Азербайджана.

На заключительном заседании 11 апреля В. Е. Хаин сделал доклад об альпийских сооружениях юга СССР в общей схеме тектоники Ближнего и Среднего Востока, а М. В. Муратов — об основных принципах составления легенды карты альпийской складчатой области для второго издания Международной тектонической карты Европы. Вслед за этим были проведены прения по докладом, обсуждена и принята резолюция (см. ниже).

Экскурсии, которым было уделено значительное внимание во время сессии (с 4 по 9 апреля), дали возможность членам рабочей группы познакомиться с некоторыми особенностями строения Малого Кавказа, Куринской депрессии, южного склона и юго-восточного периклиналиного окончания мегантиклинория Большого Кавказа и одновременно — с терминологией, применяемой к конкретным осмотренным структурам. Эти экскурсии были проведены по следующим маршрутам: 1) Евлах — Мирбашир — Истису; 2) Истису — Агдам — Шуша; 3) Шуша — Агдам — Евлах — Мингечаур; 4) Мингечаур — Гердыманчай — Аксу — Шемаха — Ясымаальская долина — гор Баку.

На Малом Кавказе участники сессии ознакомились:

1) с пологоскладчатыми северными зонами, сложенными юрскими и меловыми вулканогенно-карбонатными толщами, вмещающими гранитоидные интрузии конца юры;

2) со сложным офиолитовым Севано-Акеринским поясом, доверхнесенонские образования которого весьма напоминают зоны так называемого цветного меланжа (coloured melange) Анатолии и Ирана. Этот пояс отделен от северных зон системой разломов, с которыми, вероятно, связано его формирование;

3) с наложенной Кельбаджарской мульдой, выполненной вулканогенными толщами эоценового, миоцен-плиоценового, четвертичного возраста и пересеченной вдоль р. Тертер весьма примечательным дайковым поясом липаритов и дацитов миоцен-плиоценового возраста.

В Куринской впадине, в районе Мингечаура и Карамарьяна, были осмотрены молодые складки неоген-четвертичных моласс. Значительный интерес представило знакомство с зоной Аджичайского надвига, являющегося северным ограничением Куринской впадины и соответственно южным — складчатой системы Большого Кавказа. Далее было пересечено юго-восточное окончание Баскальского тектонического покрова и осмотрена его панорама с высот близ сел. Муганлы. На пути между Шемахой и Баку

¹ Доклады по Азербайджану были предварительно отпечатаны на русском и английском языках и розданы всем участникам сессии. Другие доклады читались на одном из трех языков (русском, английском, французском).

экскурсия пересекла ряд складок палеогеновых и миоценовых отложений юго-восточно-погружения Большого Кавказа, а в районе Перекишкюль осмотрела группу грязевых грифонов. В заключение были рассмотрены обнажения продуктивной толщи среднего плиоцена на южной периклинали Аташкинской брахиантиклинали.

Вслед за этим участники сессии совершили поездку на первый и крупнейший морской нефтепромысел на Каспии — Нефтяные Камни, приуроченный к крупной брахантиклинали складке, входящей в складчатую Апшероно-Прибалханскую зону, связывающую складчатые системы Большого Кавказа и Копет-Дага.

В итоге экскурсий участники сессии смогли убедиться в значительных контрастах в развитии разновозрастных образований в разных тектонических зонах Кавказа, а также обнаружить определенные черты сходства и различия этих зон со смежными зонами альпийского пояса Ближнего и Среднего Востока. Экскурсии дали возможность их участникам ознакомиться с природой, сельским хозяйством, некоторыми городами и промышленными предприятиями Азербайджана. Все экскурсии были отлично организованы Азербайджанской Академией Наук. Участники предварительно были снабжены путеводителями, специально изданными для сессии на английском и русском языках и содержащими геологические описания маршрутов.

IV. РЕШЕНИЯ СЕССИИ

В итоге проведенной сессии были приняты следующие решения.

Участники сессии:

1. Отмечают, что в последние годы в результате напряженной работы геологических служб Азербайджанской, Армянской, Грузинской и Туркменской республик СССР, геологических служб Ирана и Турции, так же как и всех других стран Ближнего и Среднего Востока, достигнуты очень большие успехи в познании геологии и, в частности, тектоники Ближнего и Среднего Востока.

2. Полагают, что геологическим службам всех поименованных стран целесообразно обратить дальнейшее внимание на необходимость координации усилий по развитию общих региональных и тектонических проблем тектоники, касающихся территорий смежных стран.

Для этого участники сессии рекомендуют создать смешанные рабочие группы из состава авторитетных ученых: а) Афганистана и Пакистана; б) Афганистана, Таджикской ССР, Туркменской ССР и Ирана; в) Ирана, Азербайджанской ССР, Армянской ССР, Грузинской ССР и Турции; г) Ирана, Ирака, Сирии и Турции. Для проведения этой работы представляется целесообразным утвердить на ближайшей сессии Подкомиссии по тектонической карте Мира (Прага, август, 1968 г.) координаторов по территориям отдельных стран. Участники сессии просят геологические службы соответствующих стран подготовить к этому времени свои предложения по кандидатурам.

Желательно, чтобы перечисленные рабочие группы выполняли свою работу по общей согласованной программе под руководством Подкомиссии по тектонической карте Мира, войдя в состав Комитета по геологии Ближнего и Среднего Востока, созданного решениями XXI сессии Международного Геологического конгресса (Копенгаген, 1960 г.), на которой президентом этого Комитета был избран д-р Мостофи (Иран).

3. Считают, что и при существующем состоянии знаний целесообразно начать работы по созданию общих обзорных тектонических карт Ближнего и Среднего Востока, как в рамках тектонической карты Европы масштаба 1 : 2 500 000, так и в рамках тектонической карты Азии масштаба 1 : 5 000 000.

Обращают внимание генерального секретаря Подкомиссии по тектонической карте Мира на то, что при большой активности редакционного комитета тектонической карты Европы, работы над которой значительно продвинулись, наблюдается резкое ослабление деятельности редакционной группы по созданию карты Южной Азии (координатор д-р Александер покинул Малайзию и переехал в Танзанию) и рекомендуют генеральному секретарю принять необходимые меры по активизации создания этой важнейшей карты к ближайшей сессии Международного Геологического Конгресса (Прага, август, 1968 г.).

4. Считают, что хотя разработанная ранее легенда тектонической карты Европы является значительным шагом вперед, позволяя хорошо изображать тектоническую структуру различных районов, она не дает вполне удовлетворительной возможности показа истории развития территории. Исходя из этого, необходимо дальнейшее совершенствование легенды.

Однако участники сессии не пришли к согласованному решению о проекте новой легенды. Вместе с тем они отмечали необходимость выделения в пределах альпийского складчатого пояса:

а) байкальского складчатого основания, которое может выражаться в виде:

основания срединных массивов — не переработанного последующей складчатостью, основания краевых частей срединных массивов — в той или иной мере переработанного той или иной молодой складчатостью, ядер различных мегантиклинальных поднятий и антиклинорий, сложенных байкальским складчатым комплексом, переработанным, а иногда метаморфизованным и гранитизированным в процессе более молодых складчатостей:

б) палеозойских складчатых и нескладчатых комплексов, проявляющихся в виде:

складчатого многоэосинклинального вариссийского комплекса ядер антиклиналей, в той или иной степени переработанного альпийскими тектоническими движениями; складчатого эвгеосинклинального вариссийского комплекса ядер антиклиналей, в той или иной степени переработанного альпийскими тектоническими движениями; вариссийского складчатого комплекса, связанного единством развития с альпийскими геосинклинальными складчатыми комплексами («сквозное тектоническое развитие» на протяжении двух или трех тектонических эпох; возможный пример — Сванетия); нескладчатого «квазиплатформенного» палеозойского чехла, развивающегося на байкальском складчатом основании;

в) в областях собственно альпийской складчатости целесообразно выделять:

1) срединные массивы: выступы основания (см. выше); палеозойский «квазиплатформенный» чехол, сложенный отложениями мезозоя и кайнозоя;

2) геосинклинальные комплексы, подразделяющиеся, в свою очередь, по главным несогласиям, резким изменениям ассоциаций горных пород и другим признакам на образования нижнего (начального геосинклинального) структурного этажа и образования верхнего (позднегеосинклинального) структурного этажа; особо должны быть подчеркнуты: а) офиолитовые зоны, б) зоны с интенсивным проявлением раннеальпийских фаз складчатости, в) проявления разных степеней метаморфизма и разной степени сланцеватости и мигматизации, г) тектонические покровы шарьяжного типа, д) орогенные молассовые прогибы, в пределах которых тем или иным способом по возможности должны быть показаны мощность молассы и возраст перекрываемого прогибом основания, которое нередко оказывается гетерогенным, что особенно наглядно проявляется в структуре Куринской впадины.

В соответствии с этими пожеланиями рекомендуется дополнить проект легенды тектонической карты Европы, продолжая и в дальнейшем его совершенствование.

5. Считаю целесообразным и желательным публикацию материалов сессии на английском, русском и французском языках.

6. Выражают глубокое удовлетворение отличной организацией сессии и экскурсий АН АзербССР при поддержке Министерства нефтедобывающей промышленности республики и Управления геологии при Совете Министров АзербССР, с благодарностью отмечают очень теплый прием, оказанный им местным населением и руководством сельских районов и промыслов Азербайджана, выражают искреннюю благодарность руководству республики в лице первого секретаря ЦК КП АзербССР, д-ра В. Ю. Ахундова и Председателя Совета Министров АзербССР, д-ра Э. Н. Алиханова, а также президенту АН АзербССР, акад. Р. И. Исмайлову и академику-секретарю Отделения наук о Земле АН АзербССР, акад. Ш. А. Азизбекову, непосредственно руководившим ее подготовкой и проведением.

Генеральный секретарь
подкомиссии тектонической карты Мира
А. А. Богданов.

Академик-секретарь Отделения наук о Земле АН АзербССР
Ш. А. Азизбеков

ГODOVOЙ УКАЗАТЕЛЬ
ЖУРНАЛА «ГЕОТЕКТОНИКА», т. 4, 1968 г.

П. Г. Алоян, С. Г. Алоян. О границе Сомхето-Кафанской и Армянской складчатых зон в пределах Северо-Западной Армении	1	70
И. В. Архипов, А. С. Перфильев. К вопросу об эволюции структуры и эндогенного рудообразования складчатых областей Евразии	3	40
Б. К. Балавадзе, В. Е. Бураковский, И. А. Гаркаленко, В. И. Головинский, В. П. Гончаров, Б. Л. Гуревич, В. И. Корнеев, Я. П. Маловицкий, А. П. Милашин, Ю. П. Непрочнов, М. Р. Пустильников, В. Б. Соллогуб, Л. И. Церетели, А. В. Чекунов, Н. И. Черняк, М. В. Чирвинская, А. Н. Шарданов. Тектоника области Черного и Азовского морей	4	70
Л. В. Беляков. О роли давления поровых вод в механизме крупных надвиговых покровов	4	20
М. Н. Белякина, Е. А. Долгинов, Г. А. Казаков. Осадочные серии рифейских геосинклинальных разрезов и проблема байкальского цикла	3	30
А. М. Боровиков. О фактическом состоянии тектонической терминологии	1	3
И. М. Бровар, И. И. Шмайс. Особенности тектоники подсолевого ложа северной части междуречья Урала и Волги	1	20
В. С. Буртман. О горизонтальных складках	2	19
В. А. Буш, В. К. Дмитрива, Н. И. Филатова. Структурное положение, история развития и строение Джунгарского разлома	3	77
И. А. Воскресенский, К. Н. Кравченко, Б. А. Соколов. Тектоника Западного Пакистана	2	51
С. Д. Гальцев-Безюк. К вопросу о типах и фазах кайнозойской складчатости на Сахалине	1	28
Ю. Н. Гамалея. Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии	6	34
А. С. Дранник. Тектоника и стратиграфия Словечанско-Овручской возвышенности в северной части Украинского щита	3	70
В. В. Жданов, Т. В. Спрыгина. О блоковом строении Балтийского щита	3	58
Д. К. Зеgebарт. Некоторые особенности строения платформ и обрамляющих складчатых структур, явившиеся следствием ротационного режима земли	6	26
А. Н. Казаков. Микроструктурная ориентировка минералов в складках различных типов	5	12
И. В. Кириллова. Об условиях образования мелких дисгармоничных складок на примере флишевой зоны южного склона Большого Кавказа	2	3
Г. И. Князев. Тектонические структуры и рудная зональность	6	77
Ф. Я. Корытов. Зоны мезозойских разломов Западного Забайкалья и их роль в размещении флюоритового оруденения	6	92
Г. А. Кудрявцев, Ю. Г. Гатинский, А. В. Мишина, А. Н. Строганов. Некоторые черты тектоники Бирмы и Малаккского полуострова	4	99
Л. Н. Куклей. О неоднократных проявлениях тектонических деформаций беломорских гнейсов, выявленных при изучении внутренней структуры Риколатвинской складки	5	25
П. К. Куликов. Механизм образования складчатости Западного Саяна	6	46
Г. М. Левитан, В. И. Чернявский. Тектоника северо-восточной части Удского прогиба (Западное Прихотье)	2	103
Э. Н. Лишневский. О строении поверхности фундамента Нижнезейской впадины	5	52
А. В. Мамедов. Условия залегания и происхождение утесов юрских пород предгорной зоны южного склона Большого Кавказа	4	85
Е. Н. Меланхолина. О сравнительной тектонике Западного Сахалина, Хоккайдо, Тайваня и Калифорнии	2	32
А. Е. Михайлов. Тектонические движения и складчатость геосинклинальных областей	5	3
Т. В. Молчанова. Структурное положение мезозойских гранитоидов в районе западной окраины Колымского срединного массива	5	47
М. В. Муратов, В. Г. Бондаренко, Л. Г. Плахотный, Н. И. Черняк. Строение складчатого основания равнинного Крыма	4	54

М. А. Осада. Структура поверхности фундамента Большеземельской тундры по геофизическим данным	1	8
Б. Г. Поляк, Я. Б. Смирнов. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов	4	3
М. Р. Пустильников. К тектонике Западного и Центрального Предкавказья	1	52
Дж. Роджерс. Некоторые вопросы тектоники Аппалачей	3	3
Б. С. Романов, А. Ю. Юнов. Тектоника Северного Каспия по данным морских геофизических исследований	6	70
Т. Н. Симоненко, М. М. Толстихина. Блоковое строение складчатого фундамента Европейской части СССР	4	37
А. М. Смирнов. Раннерифейские «рудиментарные» геосинклинали Дальнего Востока и их заложение на платформенном основании	1	40
Я. Б. Смирнов. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии	6	3
В. Н. Соколов, А. А. Красильщиков, Ю. Я. Лившиц. Тектоника архипелага Шпицберген	2	65
А. Л. Ставцев. О некоторых связях магматизма и рудообразования с тектоникой на востоке Алданского щита и в Южном Верхоянье	5	38
В. И. Тихонов. Надвиги на Восточной Камчатке	3	88
В. С. Федоровский, А. М. Лейтес. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны	4	114
Б. Э. Хесин. Геофизическая характеристика тектоно-магматических зон Азербайджана	6	61
Ю. В. Чудинов. К вопросу об альпийской складчатости Тувы	2	83

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Е. Н. Алтухов. Тектонические структуры юго-западного обрамления Сибирской платформы	1	89
Е. Н. Алтухов. Некоторые черты истории тектонического развития структур юго-западного обрамления Сибирской платформы в докембрии	5	92
Г. В. Вахрушев, А. Э. Алкснэ, Э. А. Ревенко. Новые данные о тектонике южной части Юрезано-Сылвенской депрессии в Приуралье	1	82
С. П. Вальбе. Изображение формаций на тектонических картах складчатых сооружений	5	80
А. В. Вихерт, Н. С. Курбатова. Моделирование складок, возникающих вследствие увеличения объема вещества	2	136
Б. Я. Вихтер. Структурное районирование западной части Передового хребта (Северный Кавказ)	1	77
В. Д. Вознесенский, А. А. Духовский. О строении поверхности докембрийского метаморфического комплекса в северо-западной части Джунгаро-Балхашской складчатой системы (Центральный Казахстан)	5	75
В. Г. Гладков. Поперечный кливаж пород правобережья р. Аги (Забайкалье)	5	83
Б. В. Григорьянц. Условия образования прерывистой складчатости в геосинклинальных областях на примере востока Большого Кавказа	4	128
Р. И. Гришкин. О механизме образования позднедокембрийских разрывных нарушений в кристаллических толщах центральной части Алданского щита	4	136
Ю. Г. Ермаков. Схема тектонической структуры Причерноморской окраинной впадины Восточно-Европейской платформы	3	102
В. В. Жуков. Некоторые особенности дизъюнктивной и соляной тектоники на Припятской впадине	6	105
Т. С. Замалетдинов, В. Л. Клишевич, А. В. Яговкин. Тегермачский герцинский шарьяж в Южном Тянь-Шане	5	86
Б. П. Кабышев. Механизм формирования приразломных конседиментационных структур (на примере Донбасса)	1	85
М. А. Камалетдинов, А. Ш. Кудашев. О новых надвигах на западном склоне Урала	2	124
А. Е. Киселев. Новые данные о границах, истории развития Приверхоянского краевого прогиба и о характере сочленения его с Вилюйской синеклизой	1	94
Ф. Р. Лихт. Новые данные о Фудзино-Иманском о Синкайском разломах (Сихотэ-Алинь)	2	132
А. К. Михалев. Распределение мощностей овит C_2^6 и C_2^7 среднего карбона в центральном районе Донецкого бассейна	3	103
Б. Д. Полетаев, В. Н. Розенберг, В. И. Яцук. Новые данные о структуре северо-восточного окончания Русской платформы и прилегающей части Предуральского краевого прогиба	5	72
М. И. Рустамов. Новые данные о тектоническом строении Южного Зангезура	2	117
Н. М. Руховец. К вопросу о характере глубинных процессов, вызывающих тектонические движения на платформах	6	100
Л. В. Эйриш. Куполовидные структуры в Монголо-Охотской складчатой области	2	128

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Е. Е. Вороной. О статье И. Ю. Лапкина и Э. В. Томашунаса «К тектонике юга Европейской части СССР» («Геотектоника», № 5, 1966)	3 113
И. Ю. Лапкин, Э. В. Томашунас. Некоторые вопросы тектоники юга Европейской части СССР (ответ Е. Е. Вороному)	6 110
В. П. Нехорошев. О работе Б. Н. Красильникова «Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы» (Издательство «Наука», 1966)	3 114
М. И. Осадчук. Некоторые замечания по книге В. А. Разницына «Тектоника южного Тимана» (Издательство «Наука», 1964)	1 100
П. М. Хренов. Некоторые замечания к Тектонической карте Евразии и монографии «Тектоника Евразии»	5 98

ХРОНИКА

А. А. Белов. Симпозиум по проблеме Крайштид	3 118
Н. А. Беляевский. Симпозиум по мировой системе рифтов	4 140
А. А. Богданов. Совещание подкомиссии по тектонической карте мира в Монтевидео (19—23 октября 1967 г.) по поводу создания Международной тектонической карты Южной Америки и принятые им решения	5 107
А. А. Богданов. Совещание рабочей группы Редакционного комитета Тектонической карты Европы (Фрейберг, 4—9 марта, 1968 г.)	5 109
Коллоквиум по тектонике Альпийской складчатой области в Иране и Турции (май—июнь 1967 г.)	1 106
М. С. Нагибина, Ю. А. Трапезников. Проблемы тектоники Сибири и Дальнего Востока (Итоги Якутской сессии, г. Якутск, 25 августа—8 сентября 1967 г.)	2 137
И. П. Палей. Вопросы тектоники на Киевском симпозиуме по докембрию	2 142
Проблемы региональной тектоники нефтегазоносных районов (7-й Всемирный конгресс, 2—8 апреля 1967 г., Мехико-сити, Мексика)	1 112
Сессия рабочей группы редакционных комитетов международных тектонических карт Европы и Мира, посвященная строению Альпийского складчатого пояса Ближнего и Среднего Востока (Баку, 2—11 апреля 1968 г.)	6 113



Редакционная коллегия:

**В. В. БЕЛОУСОВ, А. А. БОГДАНОВ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. А. ПУЩАРОВСКИЙ,
В. Е. ХАИН, Ю. М. ШЕЙНМАНН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции:

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

Технический редактор Л. М. Ковнацкая

Сдано в набор 5/IX-1968 г Т-15649. Подписано к печати 31/X-1968 г. Тираж 1685 экз.
Зак. 5347. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 10,5+1 вкл. Бум. л. 3¹/₄. Уч.-изд. листов 12,1.

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Цена 1 р. 20 к.

Б-232
ПЕСОЧНЫЙ ПЕР
Д 3 КВ 42
МАКАРЬЧЕВУ Г И
70228
1-12

7

Индекс
70228

ПРИНИМАЕТСЯ ПОДПИСКА
НА ЖУРНАЛЫ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»
НА 1969 ГОД

ЖУРНАЛЫ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИМ
НАУКАМ

Название журнала	К-во номеров в год	Подписная цена (годовая)
ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА	12	8 р. 40 к.
ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	6	7 р. 20 к.
ГЕОТЕКТОНИКА	6	7 р. 20 к.
ЗАПИСКИ ВСЕСОЮЗНОГО МИНЕРАЛО- ГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА	6	7 р. 20 к.
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР СЕРИЯ ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ	6	9 р.
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ	12	18 р.
ИЗВЕСТИЯ ВСЕСОЮЗНОГО ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА	6	5 р. 40 к.
ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	6	7 р. 50 к.
ОКЕАНОЛОГИЯ	6	9 р.
ФИЗИКО-ТЕХНИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ РАЗРАБОТКИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ	6	7 р. 20 к.

ПОДРОБНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ЖУРНАЛАХ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА» ПУБЛИКУЮТСЯ
В КАТАЛОГАХ «АКАДЕМКНИГИ».

Подписка принимается общественными распространителями печати по месту работы и учебы, в пунктах подписки „Союзпечати“, а также в любом почтамте и в отделениях связи.

