

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

4

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1967

# ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ИЮЛЬ — АВГУСТ

МОСКВА

№ 4, 1967 г.

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>Р. М. Пистрак, И. В. Галицкий, Е. И. Пашкевич, Н. Т. Пашова, К. С. Супрунюк.</b> Отражение разломов фундамента в пермской структуре Днепровско-Донецкой впадины . . . . .	3
<b>М. С. Нагибина.</b> О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией . . . . .	15
<b>А. С. Новикова, В. Г. Чахмахчев.</b> К вопросу о происхождении Онежско-Сегозерской системы дислокаций . . . . .	27
<b>С. С. Эллерн, Б. С. Ситдилов.</b> К истории формирования Мелекесской впадины . . . . .	40
<b>Г. М. Заридзе.</b> К проблеме связи магматизма, метаморфизма и тектоники . . . . .	50
<b>С. Г. Котляр.</b> К истории формирования структур Охотского остаточного массива . . . . .	62
<b>Г. Г. Королев.</b> О южной границе Охотско-Чукотского вулканического пояса . . . . .	73
<b>А. В. Мамедов, М. А. Мусеилов, Н. Ш. Ширинов.</b> Формирование современного структурного плана и рельефа Куринской впадины . . . . .	79

## Краткие сообщения

<b>О. С. Вялов.</b> Некоторые вопросы истории развития Карпат . . . . .	91
<b>И. К. Туезов, М. Л. Красный, Ю. А. Павлов, О. Н. Соловьев.</b> Распределение магнитоактивных тел в земной коре и верхней мантии Дальневосточного сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану . . . . .	95

## Критика и дискуссии

<b>В. А. Соколов.</b> О статье А. С. Новиковой «О строении Восточно-Европейской платформ в протерозое» . . . . .	102
--	-----

## Хроника

Вопросы строения и развития земной коры на конференции по проекту «Верхняя мантия» . . . . .	105
Абрам Аронович Сорский (некролог) . . . . .	108

## G E O T E C T O N I C S

JULY—AUGUST

MOSCOW

№ 4, 1967

## CONTENTS

<b>R. M. Pistrak, I. V. Galitsky, E. I. Pashkevich, N. T. Pashova &amp; K. S. Supronyuk.</b> The influence of basement faults on the Permian structure of the Dnieper-Donetz depression	3
<b>M. S. Nagibina.</b> On tectonic structures associated with activation and revivation	15
<b>A. S. Novikova &amp; V. G. Chakhmakhchev.</b> On the origin of the Lake Onezhskoye Seg Ozero dislocation system	27
<b>S. S. Ellern &amp; B. S. Sittikov.</b> On the history of the Melekess trough	40
<b>G. M. Zaridze.</b> On the relationship between magmatism, metamorphism and tectonics	50
<b>S. G. Kotlyar.</b> On the history of the Okhotsk residual massif structures	62
<b>G. G. Korolev.</b> On the southern boundary of the Okhotsk-Chukotsk volcanic belt	73
<b>A. V. Mamedov, M. A. Museibov &amp; N. Sh. Shirinov.</b> Recent structural setting revealed in the relief of the Kurinskaya depression	79

## Short communications

<b>O. S. Yyalov.</b> Some problems of the Carpathians history	91
<b>I. K. Tuezov, M. L. Kransy, Yu. A. Pavlov &amp; O. N. Solov'ev.</b> Distribution of magnetically active bodies of the Earth's crust and Upper Mantle within the Far East segment of the zone transitional from the Asiatic continent to the Pacific Ocean	95

## Critique and discussion

<b>B. A. Sokolov.</b> On the A. S. Novikova's paper «On the structure of the East European platform in Proterozoic»	102
---	-----

## Notes

Problems of the Earth's crust structure and evolution at the Conference under the Upper Mantle Project	105
Abram Aronovitch Sorsky (Necrology)	108

УДК 551.243(477.6)

Р. М. ПИСТРАК, И. В. ГАЛИЦКИЙ, Е. И. ПАШКЕВИЧ,  
Н. Т. ПАШОВА, К. С. СУПРОНЮК

## ОТРАЖЕНИЕ РАЗЛОМОВ ФУНДАМЕНТА В ПЕРМСКОЙ СТРУКТУРЕ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Неравномерное развитие в раннепермское время галогенного осадконакопления, чутко реагирующего на тектонические движения, обусловило резкое изменение фаций и мощностей нижнепермских осадков Днепровско-Донецкой впадины. Поэтому структурно-фациальные особенности комплекса нижнепермских отложений хорошо отражают тектоническую структуру той части впадины, где они распространены. Поскольку раннепермское время является завершающим в палеозойском этапе развития впадины, распределение мощностей и фаций нижней перми в какой-то мере, прямо или косвенно, отражает глубинное строение.

Исследования в этом направлении, проведенные ранее (Арсирый, Билык, 1963; Гавриш, 1962; Мартынов, Хныкин, 1963; Чирвинская, 1961), базировались на сравнительно небольшом фактическом материале и касались главным образом общих закономерностей распространения хемогенных или соленосных отложений в Днепровско-Донецкой впадине. Сейчас этого материала накопилось достаточно много, о чем свидетельствует статья Н. Ф. Брынзы, В. Д. Коғана, С. А. Тхоржевского, А. Н. Чернякова (1966), вышедшая из печати после подготовки настоящей работы.

С целью структурно-фациального районирования впадины составлена серия карт мощностей и фаций для всех свит нижней перми Днепровско-Донецкой впадины.

Составлению карт предшествовала детальная корреляция разрезов, базирующаяся на изучении жерна и совокупности промыслово-геофизических данных. Основным методом корреляции являлось прослеживание ритмов осадконакопления и присущих им маркирующих карбонатных пластов. Такая методика позволила осуществить детальное сопоставление разнофациальных разрезов и распространить схему стратиграфии, разработанную донецкими геологами (Левенштейн, Бобров, 1964; Нестеренко, 1961; Решения Межведомственного совещ., 1965), на районы Днепровско-Донецкой впадины.

Для составления карт равных мощностей, наряду с данными бурения, учтены многочисленные материалы сейсморазведки. Использование сейсмических материалов оказалось особенно эффективным из-за приуроченности к разрезу нижней перми отражающих горизонтов, пользующихся широким распространением в юго-восточной части впадины. Большинство сейсмических горизонтов связано с хемогенной толщей нижней перми, примерно совпадает с маркирующими горизонтами  $Q_8$ ,  $R_1$ ,  $S_4^2$ ,  $T_1$  стратиграфического разреза, а также с подошвой верхнепермских отложений. Наиболее четкие отражения дают горизонты  $S_4^2$ ,  $T_1$  и подошва верхней перми. Возможность стратификации отражающих горизонтов хемогенной толщи нижней перми и пригодность некоторых из них для структурных построений была впервые показана Н. Т. Турчаненко и Е. П. Пувздровским (Чирвинская, 1961).

Соответственно принятой стратиграфической схеме, в разрезе нижней перми Донецкого бассейна и Днепровско-Донецкой впадины выделяются (снизу вверх) картамышская, никитовская, славянская и краматорская свиты<sup>1</sup>.

Картамышская свита сложена толщей красноцветных алевро-глинистых пород с редкими прослоями серых глин, доломитов и песчаников. В верхней части разреза обычно присутствует серия сближенных карбонатных пластов  $Q_8—Q_{12}$ , тяготеющая по составу к вышележащим хемогенным отложениям нижней перми. Нижняя терригенная часть разреза свиты тесно связана с верхнекаменноугольными отложениями, с которыми образует единый газонефтеносный комплекс. Мощность этой части разреза, как и каменноугольных отложений, возрастает к юго-востоку, достигая максимальных значений в пределах Донецкого бассейна.

Наибольшие фациальные изменения претерпевает верхняя часть картамышской свиты (серия пластов  $Q_8—Q_{12}$ ). Максимальные мощности ее отмечаются в центральном грабене юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины, где в разрезе появляются пласты ангидрита и каменной соли, отсутствующие в Донецком бассейне (рис. 1).

В северо-западном направлении, параллельно с уменьшением мощности рассматриваемой свиты, в ее составе увеличивается роль алевро-песчаных компонентов. В северо-западной части впадины отложения картамышской свиты залегают с перерывом на различных горизонтах верхнего и среднего карбона. В краевых зонах этой части впадины к картамышской свите условно отнесена базальная пачка песчаников мощностью не более 30 м.

Наряду с изменениями фаций вдоль простирания Днепровско-Донецкой впадины для рассматриваемой свиты характерна отчетливая поперечная асимметрия, выражающаяся в замещении карбонатных горизонтов  $Q_8—Q_{12}$  терригенными отложениями вдоль южной краевой зоны впадины и в Кальмиус-Торецкой котловине.

Общая мощность картамышской свиты достигает наибольших значений в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и в Бахмутской котловине (до 1200 м). В северо-западной половине впадины максимальная мощность свиты составляет 100—150 м, увеличиваясь до 200 м лишь в районе Серебряного. Изменение мощностей по простиранию Днепровско-Донецкой впадины происходит не плавно: резкий перепад отмечается примерно по линии Семенцы — Коломак. К северо-западу от этой линии в центральных частях впадины в пределах сводов крупных валообразных поднятий (Глинско-Розышевская и Солоховская структуры) нижнепермские отложения полностью размыты в предпозднепермское время. В восточной части впадины некоторое уменьшение мощностей наблюдается между Шебелинкой и Спиваковкой. Этим поперечным сокращением мощностей как бы очерчивается с востока депрессия, западным ограничением которой служит указанная выше линия Семенцы — Коломак. Эту депрессию, ось которой протягивается примерно от Машевки на Шебелинку, в дальнейшем мы будем называть Орчиновской.

Никитовская свита состоит из двух ритмов, которые независимо от фациальных изменений могут быть прослежены на обширной территории. Наиболее характерным является соленосный тип разреза, каждый ритм которого начинается глинисто-карбонатно-сульфатными отложениями и завершается пластом каменной соли. К нижним частям ритмов приурочены маркирующие карбонатные пласты: к нижнему рит-

<sup>1</sup> В принятой нами схеме изменено лишь положение нижней границы славянской свиты, опущенной в кровлю торского пласта соли, и выделены ритмы осадконакопления.

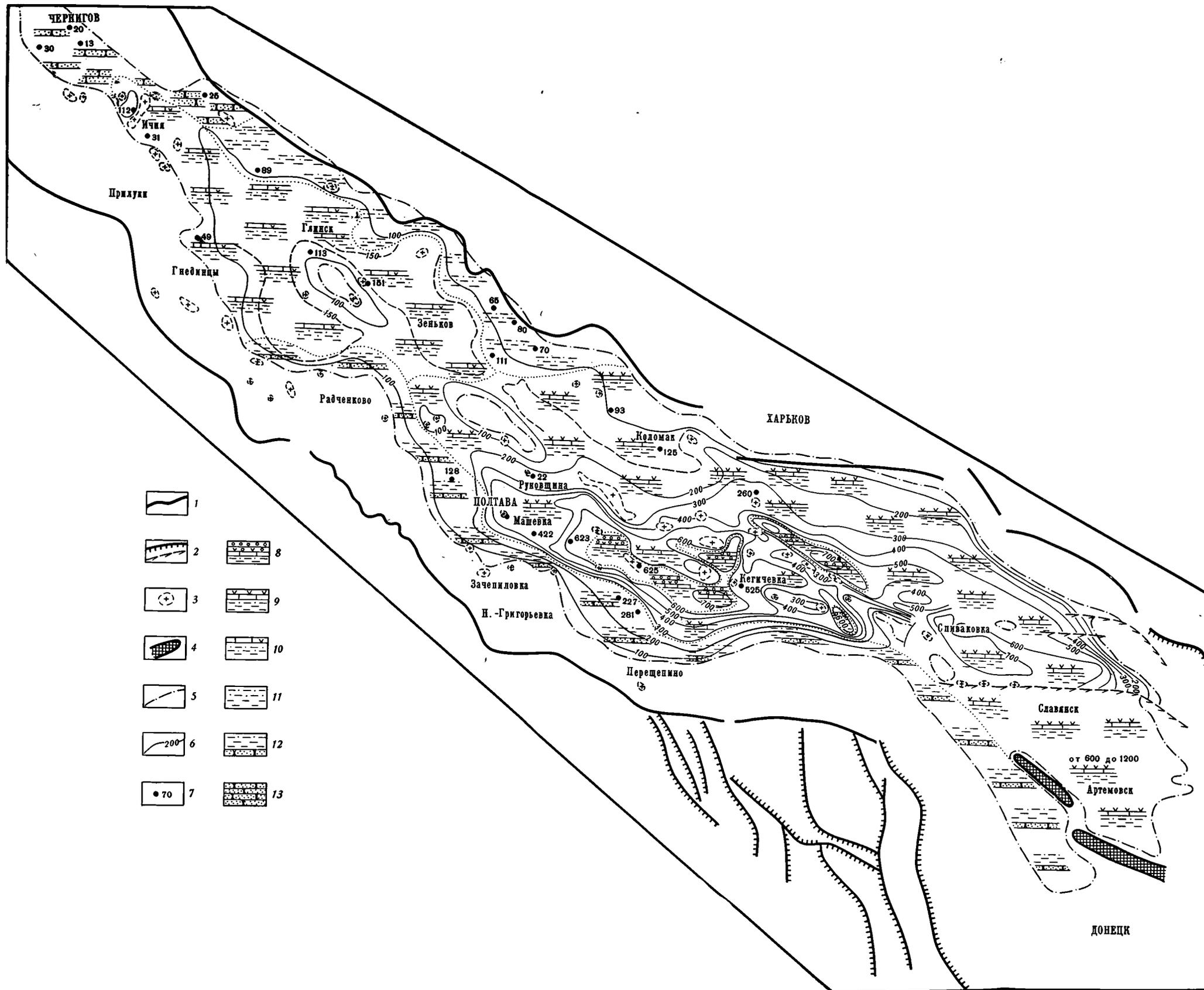


Рис. 1. Карта равных мощностей и распространения литологических типов отложений картамышской свиты

1 — границы Днепровско-Донецкого грабена — зоны региональных краевых нарушений по данным бурения и геофизики (по М. В. Чирвинской, 1965); 2 — сбросы и надвиги в осадочном чехле по данным бурения и геофизики; 3 — штоки девонской соли; 4 — антиклинальные складки Донбасса; 5 — границы распространения отложений картамышской свиты; 6 — изопахты; 7 — значения мощностей в отдельных скважинах; 8 — алевро-глинистые отложения с подчиненными прослоями сульфатно-карбонатных и галогенных пород; 9 — алевро-глинистые отложения с подчиненными прослоями сульфатно-карбонатных пород; 10 — алевро-глинистые отложения с подчиненными прослоями песчаных и сульфатно-карбонатных пород; 11 — алевро-глинистые отложения с подчиненными прослоями песчаных и карбонатных пород; 12 — алевро-глинистые отложения со значительным количеством прослоев песчаных пород и лишенные прослоев сульфатно-карбонатных пород; 13 — преимущественно песчаные отложения

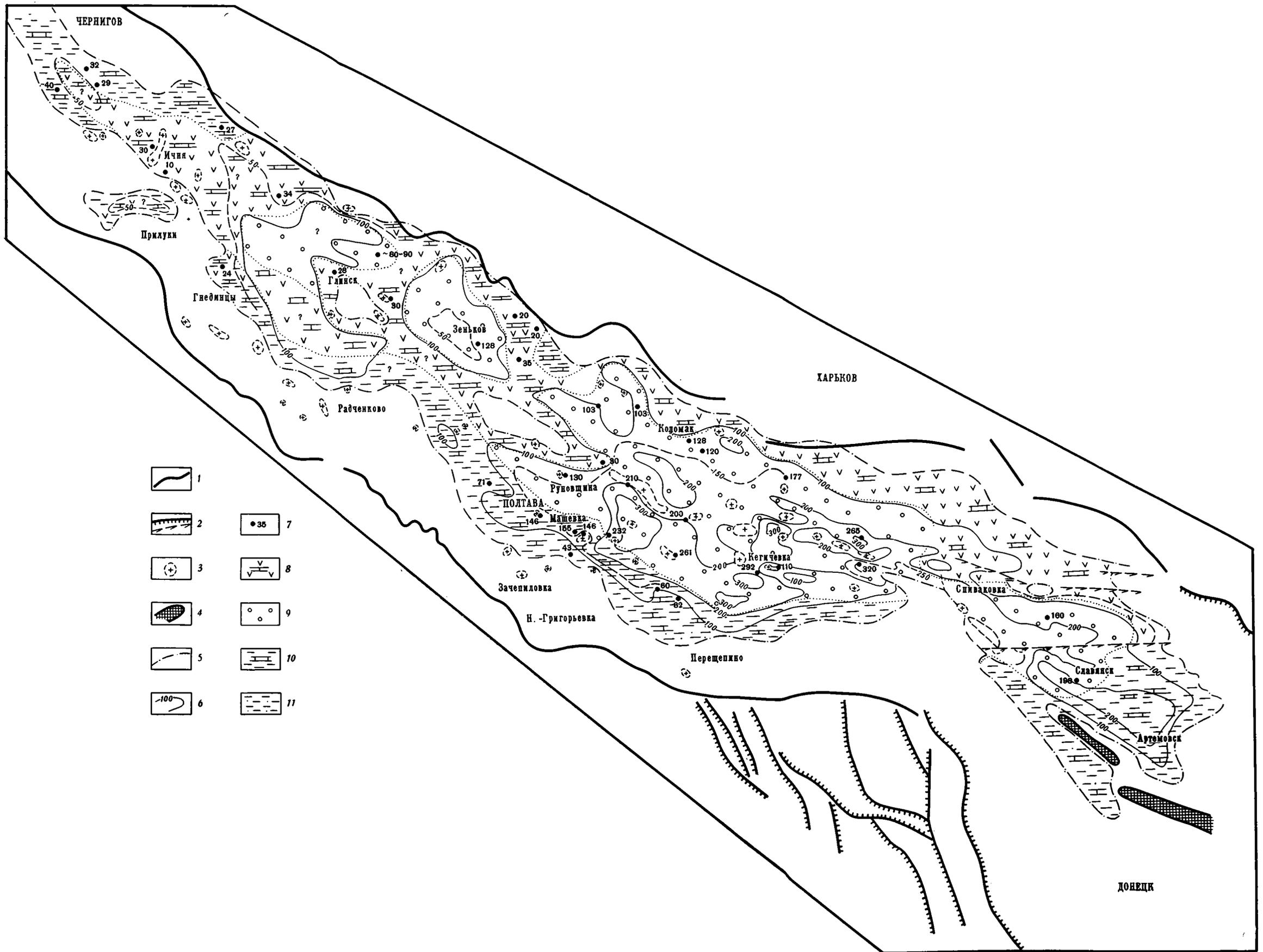


Рис. 2. Карта равных мощностей и распространения литологических типов отложений никитовской свиты

1, 2, 3, 4 — то же, что и на рис. 1; 5 — границы распространения отложений никитовской свиты; 6 — изопахиты; 7 — значения мощностей в отдельных скважинах; 8 — глинисто-карбонатно-сульфатные отложения; 9 — соленосные отложения (каменная соль, ангидриты, карбонатные породы, глины); 10 — сульфатно-карбонатно-глинистые отложения; 11 — песчано-глинистые отложения

му —  $R_1$  и  $R_1^1$ , к верхнему —  $R_1^2$ ,  $R_2$ ,  $R_2^1$  и  $R_3—R_4$ . Пласт соли нижнего ритма принято называть святогорским, а верхнего — торским.

Такой тип разреза широко распространен в участках максимальных мощностей никитовской свиты (рис. 2). Он развит в Бахмутской котловине, в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины в пределах Орчииковской депрессии и на отдельных участках в северо-западной половине впадины — в районе Зенькова и предположительно в депрессии в районе Серебного.

В промежуточных участках между указанными депрессиями, а также на значительных протяжениях вдоль северного борта впадины никитовская свита представлена преимущественно карбонатными и сульфатными отложениями с подчиненными прослоями глин.

К югу от центральной части Орчииковской депрессии соляные пласты никитовской свиты замещаются пачками темно-серых глин. Такое замещение соляных пластов в южном направлении характерно и для Бахмутской котловины.

Вдоль юго-западного края области распространения отложений никитовской свиты, от Озерян до Кальмиус-Торецкой котловины включительно, разрез существенно меняется за счет полного исчезновения соляных пластов, уменьшения количества сульфатных образований и увеличения глинистых и алевроитово-глинистых пород, которые становятся преобладающими. Такой же характер имеет разрез в крайней северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины (Кошелевская, Бахмачская, Веркиевская площади).

Изменение мощностей отложений никитовской свиты происходит относительно постепенно от 300 м в юго-восточной части рассматриваемой территории до первых десятков метров на северо-западе (район Ични, Кошелевки) и в прибортовых частях впадины. На фоне общего уменьшения мощностей с юго-востока на северо-запад и к бортам впадины выделяются депрессии, в которых параллельно с увеличением мощностей локализуются области соленакпления. Это — Бахмутская котловина (общая мощность свиты 200 м), Орчииковская депрессия (до 300 м), депрессия в районе Зенькова (до 150 м), депрессия в районе Серебного (до 100 м).

Славянская свита. Особенностью свиты является более широкое площадное ее распространение по сравнению с другими свитами нижней перми и трансгрессивное залегание на верхнем и даже среднем карбоне в крайней северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины, за пределами развития отложений никитовской и картамышской свит.

Славянская свита состоит из трех основных ритмов. Каждый ритм, как и в никитовской свите, начинается глинисто-карбонатно-сульфатными отложениями, иногда с прослоями каменной соли, и заканчивается мощным соляным пластом. К нижним частям ритмов приурочены маркирующие карбонатные горизонты. Нижний (подбрянцевский) ритм включает известняковые пласты  $S_1^1$  и  $S_2$ , средний (брянцевский) — известняки  $S_2^1$  и  $S_3$ , верхний (красносельский) — карбонатные горизонты  $S_4$ ,  $S_4^1$  и  $S_4^2$ . Основные маркирующие известняки подбрянцевского и брянцевского ритмов имеют хорошо выраженный морской характер. В красносельском ритме отчетливо проявляется его регрессивное строение.

Пласты каменной соли во всех трех ритмах славянской свиты установлены на юго-востоке Днепровско-Донецкой впадины (Орчииковская депрессия) и в Бахмутской котловине. Западнее Коломака мощные пласты каменной соли (кроме красносельского) в разрезе свиты отсутствуют.

На прилагаемой карте (рис. 3) отражено изменение мощностей всей славянской свиты, а распространение литологических типов отложений показано для подбрянцевского ритма, который наиболее четко отражает

характер фациальных изменений на площади. Соленосные отложения этого ритма локализируются в Бахмутской котловине и Орчи́ковской депрессии, к югу от которой подбрянцевский пласт соли замещается пачкой серых глин. В бортовых частях Днепровско-Донецкой впадины и в северо-западной ее половине соляные пласты из разреза выпадают, и здесь в основном развит глинисто-карбонатно-сульфатный тип отложений. Этот тип отложений распространен также, по-видимому, в Зеньковской и Сребненской депрессиях. К северо-западу от Сребного эта фация сохраняется в осевой части Днепровско-Донецкой впадины в районе Кошелевки и Веркиевки, где в славянское время довольно четко обособляется самостоятельная депрессия, названная Кошелевско-Веркиевской. К северо-востоку и юго-западу от последней в прибортовых зонах впадины подбрянцевский ритм сложен песчано-глинисто-карбонатными отложениями, причем по южному борту заметно возрастает количество песчаных пород и терригенной примеси в карбонатных отложениях. Опесчанивание разреза наблюдается также и в Кальмиус-Торецкой котловине.

Фациальные особенности разреза подбрянцевского ритма подчеркиваются распределением мощностей славянской свиты в целом. Так, в Бахмутской котловине максимальные мощности ее достигают 600 м, в Орчи́ковской депрессии — 900 м. Эти депрессии разделяются областью резко пониженных мощностей славянской свиты, где отсутствуют, по-видимому, полностью пласты соли. К северо-западу от Орчи́ковской депрессии мощность свиты резко уменьшается. Максимальные значения ее здесь приурочены к Зеньковской депрессии, где она составляет 200 м, а также к Сребненской и Кошелевско-Веркиевской депрессиям, где мощности, по-видимому, не превышают 150 м.

Краматорская свита на всей площади своего распространения имеет однообразный состав. Она сложена в основном каменной солью, среди которой встречаются пласты калийных солей. В своем распространении краматорская свита тесно связана с красносельским соляным пластом, венчающим славянскую свиту.

В основании рассматриваемой свиты залегает так называемый белбасовский маркирующий горизонт, представленный известняковыми песчаниками и алевролитами. Прослой алевролитов и сопровождающих их ангидритов, залегающие среди соляной толщи, имеют также маркирующее значение.

Краматорская свита не имеет повсеместного распространения (рис. 4). Отчетливо выделяются три области ее развития: Бахмутская котловина (максимальная мощность 400—500 м), Орчи́ковская депрессия (до 900 м) и северо-западная область Днепровско-Донецкой впадины (до 150 м), обнимающая собою Сребненскую, Кошелевско-Веркиевскую и Монастырищенскую депрессии; последняя зародилась, по-видимому, во время, соответствующее славянской свите. По всей вероятности, эти области распространения краматорской свиты не являлись обособленными солеродными ваннами. Несомненно, что границы современного распространения краматорской свиты обусловлены предподнепермским размывом.

Закономерности пространственного размещения фаций и мощностей нижнепермских отложений дают основание для структурно-фациального районирования территории и выяснения общих черт тектонического плана раннепермского времени. Существенное значение при этом имеет рассмотрение контура распространения нижнепермских отложений. Последний определяется предподнепермским размывом, местами приближаясь к первоначальной границе распространения нижнепермских осадков (главным образом вдоль южной границы).

Отложения всех свит нижней перми вытянуты полосой вдоль Днепровско-Донецкого грабена, повторяя в своем распространении направ-

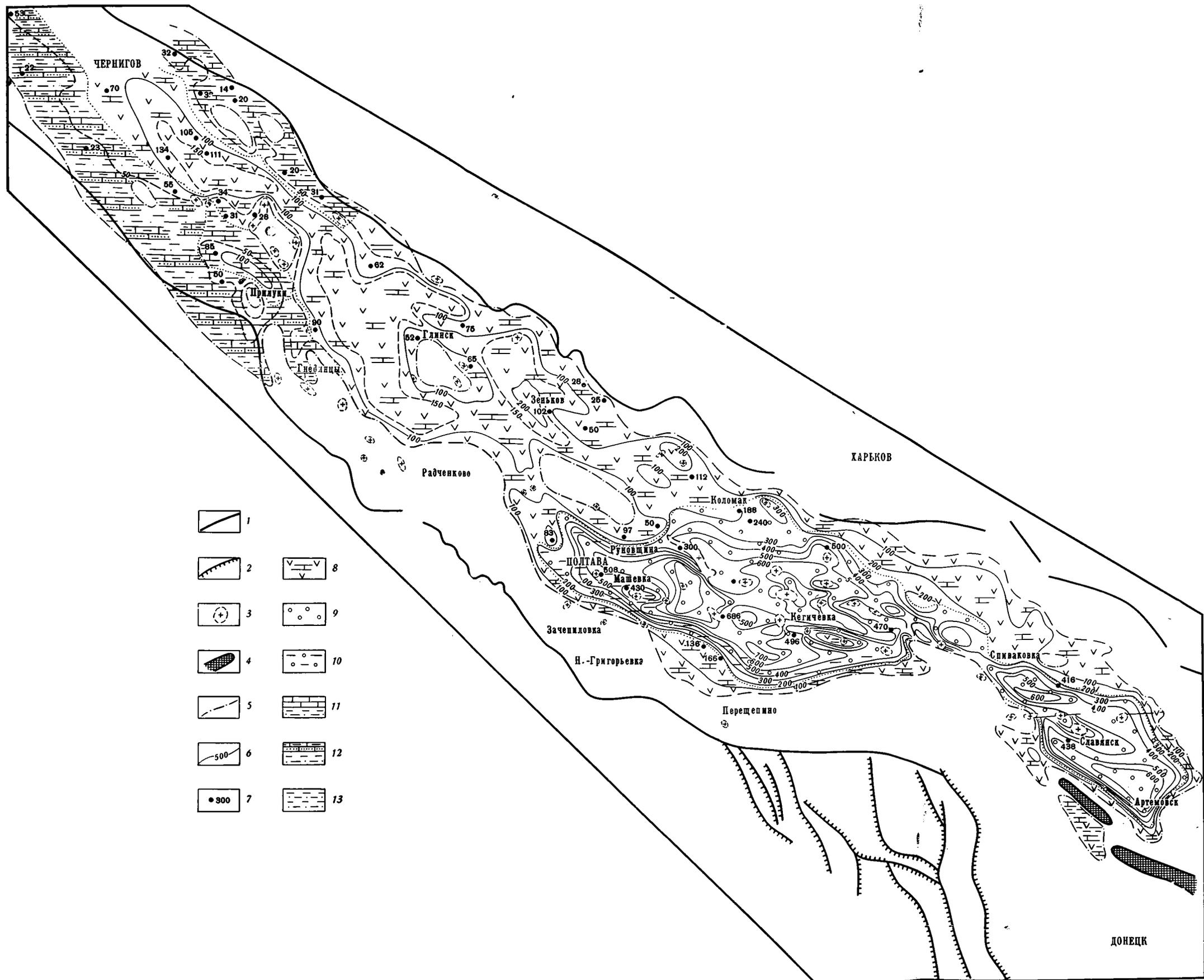


Рис. 3. Карта равных мощностей отложений славянской свиты и распространения литологических типов отложений подбранцевского ритма  
 1, 2, 3, 4 — то же, что и на рис. 1; 5 — границы распространения отложений славянской свиты; 6 — изопакиты; 7 — значения мощностей в отдельных скважинах; 8 — глинисто-карбонатно-сульфатные отложения; 9 — соленосные отложения (каменная соль, ангидриты, карбонатные породы, глины); 10 — соленосные отложения со значительным содержанием глинистых пород, замещающих соль; 11 — песчано-глинисто-карбонатные отложения, в карбонатных породах значительная терригенная примесь



Рис. 4. Карта распространения и равных мощностей соленосных отложений краматорской свиты

1, 2, 3, 4 — то же, что на рис. 1; 5 — границы распространения отложений краматорской свиты; 6 — изопакты; 7 — значения мощностей в отдельных скважинах; 8 — соленосные отложения

ления его границ от Донецкого бассейна до сочленения с Припятским прогибом. Этому генеральному направлению подчинено изменение фаций с юго-запада на северо-восток, характерное для всех свит и проявляющееся в исчезновении соляных пластов, карбонатных компонентов и в увеличении песчаного материала в сторону Украинского кристаллического массива.

Кроме фациальной зональности, определяющейся Украинским массивом, отчетливо выступают относительно поднятые поперечные зоны, получившие отражение в первую очередь в конфигурации южной границы распространения нижнепермских отложений (рис. 5).

Первая из этих поднятых зон, которую мы назвали Павлоград-Балаклейской, подчеркивается изгибом к северу южной границы распространения нижней перми в области Самаринско-Волчанского выступа фундамента. В центральной, наиболее погруженной части грабена эта выступающая в прогибании поперечная зона выражается резким сокращением мощностей никитовской и славянской свит и почти полным отсутствием коленосных образований краматорской свиты, сохранившихся только в узком продольном Волвенковском грабене.

Вторая поперечная приподнятая зона — Белоцерковско-Лебединская — также проявляется в отклонении к северу южной границы распространения нижнепермских отложений в районе Остапьевско-Белоцерковского выступа фундамента и в полном отсутствии в ее пределах отложений краматорской свиты (см. рис. 4). Раздробленность этой поднятой полосы в северной ее части привела к опусканию отдельных блоков (Зеньковская депрессия), что нашло отражение на карте никитовской свиты (рис. 2).

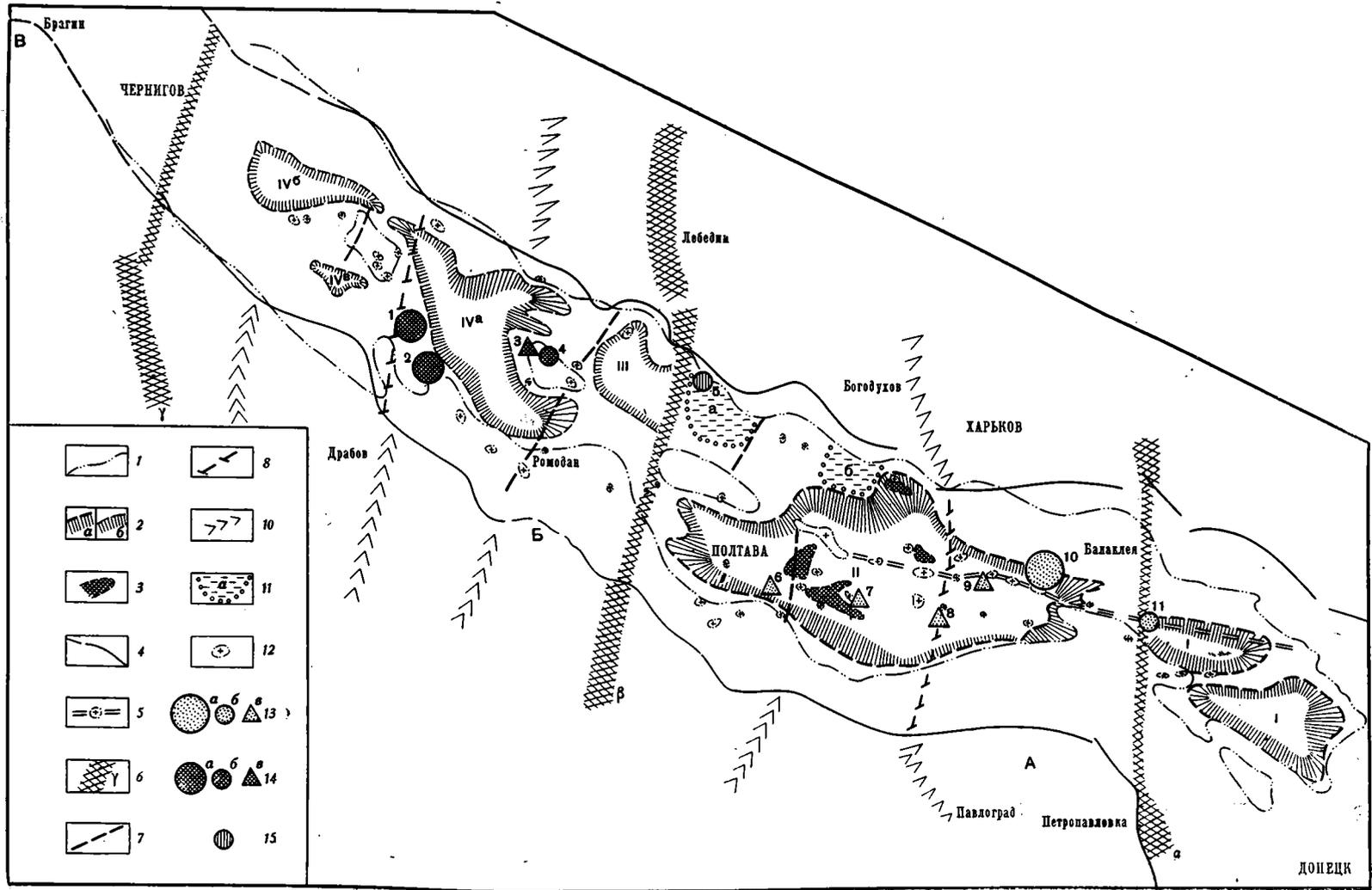
Третья широкая, поперечная структура — Брагинско-Черниговский выступ фундамента — характеризуется полным отсутствием соленосных отложений и трансгрессивным залеганием славянской свиты на отложениях среднего карбона.

Выделенные поперечные структурные элементы разделяют рассмотренный отрезок Днепровско-Донецкой впадины на три части. Павлоград-Балаклейская зона разделяет Бахмутскую котловину и обширную Орчиговскую депрессию с примерно одинаковыми суммарными мощностями нижнепермских отложений, изменяющимися от 400—500 м в периферических частях депрессий до 2500—2800 м в их центральных, наиболее погруженных участках. Западнее Белоцерковско-Лебединской полосы на фоне широкого площадного распространения нижней перми выделяется ряд более мелких депрессий (Сребненская, Кошелевская, Монастырищенская), в которых мощность рассматриваемых отложений в периферических частях составляет всего 50—100 м, возрастая в центральных до 250 м (Монастырищенская) и 600 м (Сребненская).

Характер колебаний мощностей в депрессиях, расположенных к востоку и западу от Белоцерковско-Лебединской полосы, различен. В Орчиговской депрессии и Бахмутской котловине резкие перепады мощностей свойственны не только зонам ограничений депрессий, но и их внутренним частям. В депрессиях, расположенных западнее Белоцерковско-Лебединской поднятой зоны, изменения мощностей происходят плавно, и колебания их характеризуются незначительными амплитудами.

Таким образом (см. рис. 5), западное ограничение Орчиговской депрессии как бы разделяет (примерно по линии Семенцы — Коломак) рассматриваемый регион на две части, различные по своей мобильности.

Сходство Орчиговской депрессии и Бахмутской котловины, расположенных в восточной, более мобильной части региона, ограничивается не только одинаковым порядком мощностей нижнепермских отложений, но и тем, что обе они контролируют мощное раннепермское соленакопление. Однако между этими депрессиями имеются и определенные различия. Наблюдаемое примерное равенство мощностей происходит за счет уве-



- |   |   |   |    |
|---|---|---|----|
|    | 1 |    | 8  |
|    | 2 |    | 10 |
|    | 3 |    | 11 |
|    | 4 |    | 12 |
|    | 5 |    | 13 |
|   | 6 |   | 14 |
|  | 7 |  | 15 |



резком перепаде мощностей и смене фаций, а зачастую определяют конфигурацию границ распространения нижнепермских отложений.

Продольные разломы контролируют локализацию депрессионных зон в центральной осевой части грабена, в значительной мере определяя их контуры. В частности, ромбовидные очертания Орчиковской депрессии, по-видимому, определяются системой продольных разломов различного

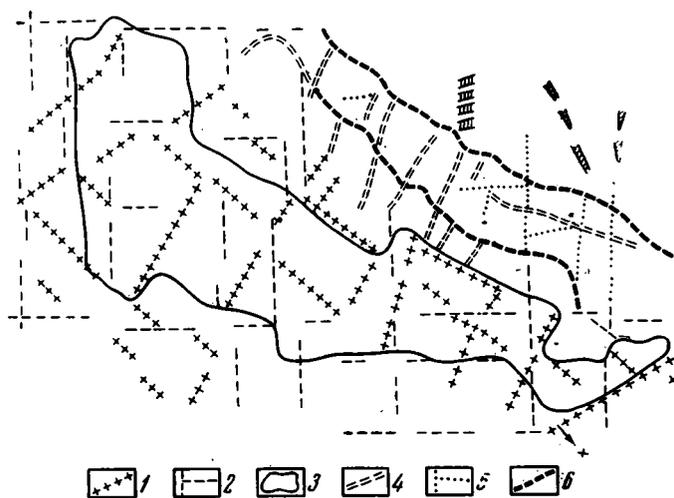


Рис. 6. Схема глубинных разломов Украинского щита (по К. Ф. Тяпкину, В. А. Нечаеву и др.) и Днепровско-Донецкой впадины

1 — глубинные разломы Украинского щита диагональной системы; 2 — то же ортогональной системы; 3 — границы обнаженной части Украинского щита; 4 — глубинные разломы Днепровско-Донецкой впадины диагональной системы; 5 — то же ортогональной системы; 6 — границы Днепровско-Донецкой впадины

простираения. Для южной границы этой депрессии, параллельной южному краевому разлому, связь с продольными разломами очевидна. При рассмотрении северной границы обнаруживается существенно новое явление. Здесь северо-западная и северо-восточная границы Орчиковской депрессии образуют углы с отрезками северного краевого разлома; при этом создается впечатление, что границы депрессии совпадают с продолжением во впадину отрезков краевого разлома различного простираения, пересекающихся в районе Коломака. Направление Семенцы — Коломак, возможно, является западным продолжением субширотного отрезка краевого разлома. Новизна этого явления заключается в необычной двойственной роли краевых разломов, которые в местах резкого изменения простираения из ограничивающих впадину, превращаются в линии, несогласно секущие ее структурные элементы, т. е. по существу в поперечные разломы. Таким образом, система разломов субширотного и северо-западного простираения, по-видимому, образует блок ромбической формы, в пределах которого локализована Орчиковская депрессия. Западная и восточная вершины этого ромба находятся соответственно в пределах Белоцерковско-Лебединской и Павлоград-Балаклейской приподнятых зон, что, по-видимому, закономерно и свидетельствует о тектоническом характере границ Орчиковской депрессии.

Важнейшей особенностью, подчеркивающей связь депрессий с крупными блоками, является приуроченность смены простираения краевых разломов грабена к отстающим в прогибании зонам, разграничивающим депрессию. Так, северо-западное простираение Донецкого блока сменяется субширотным в полосе Павлоград — Балаклея. Ромбовидные очертания Орчиковской депрессии, расположенной западнее этой полосы, в значительной мере определяются субширотным простираением краевых

разломов. К западу от Орчиковской депрессии субширотное простирание краевых разломов сменяется северо-западным, а в Припятском прогибе в связи с Брагинско-Черниговским выступом — снова субширотным.

К числу важнейших продольных разломов относится Срединный разлом, продолжающийся, вероятно, в Днепровско-Донецкую впадину системы надвигов северной части Донецкого бассейна. В Павлоград-Балаклейской полосе он контролирует локализацию соленосных отложений краматорской свиты в пределах узкого продольного Волвенковского грабена. В Орчиковской депрессии этот разлом проявляется в резком перепаде мощностей краматорской свиты и отчетливо фиксируется на сейсмических профилях вкрест Чутовско-Распашновской полосы поднятий. Этот разлом подчеркивается здесь также приуроченностью к нему длинной цепочки девонских соляных штоков.

Четкое отражение в нижнепермских отложениях находят зоны поперечных нарушений, значение которых неравноценно. Рассмотрение этих зон дается с востока на запад.

Одним из важнейших является разлом, разделяющий Донецкий блок и юго-восточную часть Днепровско-Донецкой впадины (см. рис. 5, Петропавловско-Балаклейская зона глубинных разломов). По-видимому, он совпадает с восточным ограничением поперечной Павлоград — Балаклейской поднятой полосы, являясь возможным продолжением во впадину системы сбросов юго-западного района Донецкого бассейна. Положение этого разлома в плане нельзя считать точно установленным. В конце картамышского времени, после длительного погружения в карбоне, по этому разлому произошли первые инверсионные движения Донецкого блока, обусловившие более позднее развитие нижнепермского галогенеза в Донбассе по сравнению с Орчиковской депрессией. В современном структурном плане эта зона разломов определяет границы складчатого Донецкого бассейна.

Следующая, Павлоград-Борисовская зона разломов проявляется в резком расширении к западу от нее контуров Орчиковской депрессии и заметном возрастании в этом направлении мощности нижнепермских отложений. К этой линии приурочивается и ряд девонских соляных штоков. По-видимому, рассматриваемая зона является продолжением во впадину Орехово-Павлоградской синклинойной полосы Украинского щита, а на Воронежском массиве ее продолжением служит Борисовский гравитационный максимум.

С Нехворощанско-Высокопольской зоной разломов в южной прибортовой части грабена связан обширный Суходольско-Нехворощанский выступ (Аверьев и др., 1964), в пределах которого отложения нижней перми полностью размыты. В центральной части грабена эта зона фиксируется резким перепадом мощностей краматорской свиты, сопровождающимся северо-восточным простиранием Максимовской депрессии и поперечным разломом в пределах Чутовского девонского соляного штока. В северной краевой части грабена рассматриваемая зона ограничивает Высокопольский выступ, в пределах которого выклиниваются все нижнепермские пласты соли.

Между Павлоград-Борисовской и Нехворощанско-Высокопольской зонами разломов располагается самая широкая часть Орчиковской депрессии с максимальными мощностями нижней перми.

Рыбальский поперечный разлом может быть прослежен в северной части впадины вплоть до Солоховского поднятия. Он ограничивает с востока поднятый блок, в пределах которого расположены Рыбальская, Качановская и Бельская локальные положительные структуры. С запада к этому блоку примыкает Зеньковская депрессия. Рыбальский блок отчетливо выделяется уменьшением мощности нижнепермских отложений и изменением фаций. Кроме того, западнее Рыбальского разлома картамышская свита залегает на отложениях верхнего карбона с заметным перерывом.

Важнейшей является граница, разделяющая крупные блоки Днепровско-Донецкого грабена с различной мобильностью. Она совпадает с восточным ограничением Белоцерковско-Лебединской полосы и, по-видимому, связана с Криворожско-Кременчугской зоной глубинных разломов. В южной половине впадины эта зона является восточной границей Остапьевско-Белоцерковского выступа, проявляясь в осадочной толще нарушением значительной амплитуды и крутой флексурой. В северной части впадины этот разлом может быть предположительно протрассирован по восточной границе Зеньковской депрессии.

Ромодановско-Синевский разлом южной части впадины ограничивает с запада Остапьевско-Белоцерковский выступ. В центральном грабене он, вероятно, определяет восточное ограничение Сребненской депрессии по отложениям краматорской свиты, а в северной части впадины является западной границей Зеньковской депрессии. С этим разломом связаны интенсивные проявления девонского соляного тектогенеза (Ореховщинский, Ромодановский, Гасенковский, Петрово-Роменский, Красно-Знаменский и Синевский девонские соляные штоки, некоторые из них субмеридиональной ориентировки). О глубинном характере этого разлома свидетельствует присутствие лампрофиринов в брекчиях Петрово-Роменского и Синевского штоков, что по существу определяет его северо-восточное простирание, поскольку к продольным разломам, как правило, приурочены недифференцированные продукты базальтовой магмы.

Зона Дравовско-Иваницкого разлома, которая, вероятно, является продолжением Кировоградской зоны гранитных интрузий на Украинском массиве, в южной части впадины проявляется в заметном расширении к западу от нее площади распространения отложений славянской свиты. В центральном грабене эта зона ограничивает с запада Сребненскую депрессию.

Ядловско-Трактемировская зона разломов контролирует распространение соленосных осложений нижней перми к западу и ограничивает с востока область несогласного залегания славянской свиты на отложениях среднего карбона. По-видимому, эта зона глубинных разломов и определяет собою границу Брагинско-Черниговского выступа фундамента, отделяющего Припятский прогиб от Днепровско-Донецкой впадины.

Таким образом, процессы раннепермского осадконакопления контролируются в той или иной мере системой поперечных и продольных разломов, ограничивающих блоки различного порядка. Большинство разломов являются глубинными, о чем свидетельствуют связанные с ними излияния базальтовой магмы, и характеризуются древностью заложения, обнаруживая связь со структурой докембрия. К поперечным разломам, определяющим конфигурацию наиболее крупных блоков, как правило, приурочены выступы кристаллического фундамента. Как показано выше, в осадочной толще зоны разломов выражаются в резких перепадах мощностей, смене фаций, изменении простирания изопахит, иногда дизъюнктивными нарушениями. Поэтому относительно точно установленным для нижней перми можно считать направление простирания разломов, но не их положение в плане.

Движения блоков на протяжении палеозойского времени могли иметь различный знак. Так например, Орчиковский блок имел отрицательный знак движения не только в раннепермское, но и в девонское время. Это подтверждается, в частности, развитием здесь мощных девонских соленосных толщ, что фиксируется активным солевым диапиризмом. Кошелевской же и Монастырищенской депрессиям в девонское и раннекаменноугольное время отвечали поднятые блоки фундамента, что установлено бурением и региональными геофизическими исследованиями.

Вся совокупность данных определяет сетку разломов различного порядка, контролирующих в той или иной мере процессы раннепермского осадконакопления (рис. 6). Выделяются четыре основных направления разломов: субмеридиональное, северо-восточное, субширотное и северо-

западное. Аналогичная сетка разломов характерна и для Украинского щита (Тяпкин и др., 1966). Это свидетельствует о существовании единой сети разломов для всей территории Украинского кристаллического щита и Днепроовско-Донецкой впадины.

Образования нижней перми являются в Днепроовско-Донецкой впадине весьма перспективным в нефтегазоносном отношении комплексом. С ним связаны наиболее крупные из известных сейчас месторождений нефти и газа. Рассмотренные депрессии, выделенные по нижнепермским отложениям, представляют особенно большой практический интерес, поскольку в их пределах развиты соленосные толщи, являющиеся надежной крышкой для нефти и газа.

Штоки девонской соли, широко развитые в Днепроовско-Донецкой впадине, часто прорывают всю толщу нижнепермских осадков, приходя в соприкосновение и взаимодействие с соленосными толщами нижней перми. В депрессиях северо-западной части впадины — Зеньковской, Сребенской, Кошелёвской и Монастырищенской — солевой диализм практически отсутствует. Особенно широко он развит в Орчиговской депрессии. Благодаря непосредственному контактированию девонской и нижнепермской соли сплошность солевой крышки практически не нарушается. Об этом свидетельствует отсутствие заметных нефтегазопоявлений в надсолевых верхнепермских и мезозойских отложений в пределах этой депрессии.

Пространственное размещение открытых в настоящее время в верхнекаменноугольно-нижнепермском осадочном комплексе залежей нефти и газа показано на рис. 5. Они связаны в основном с нижнепермскими депрессиями, приурочиваясь либо к периферическим их частям (Спиваковское, Шебелинское, Машевское месторождения), либо к центральному (Кегичевское, Ефремовское, Верхнеланновское месторождения). Меньшее число известных залежей располагается за пределами депрессий, но вблизи их контуров (Гнединцевское, Леляковское, Чижовское).

В формировании месторождений значительную роль, по-видимому, играет вертикальная миграция по разломам, определяющим собою контуры депрессий. Представляется, что зоны ограничения депрессий и их периферические части являются весьма благоприятными для поисков залежей нефти и газа в рассматриваемом комплексе отложений. В периферических частях депрессий крышкой служат солевые пласты нижней перми, а за контурами развития соленосных отложений экраном является несогласно перекрывающая нижнюю пермь глинистая верхнепермская толща (пересажская).

Одновременно с этим высоко оцениваются и перспективы внутренних частей Орчиговской депрессии, где, как уже указывалось, также наблюдается четкая блокировка.

Отчетливую связь с поперечными разломами обнаруживают нефтегазовые месторождения Рыбальского блока. Все разведанные здесь положительные структуры оказались продуктивными (Качановская, Бельская, Рыбальская). Значительные залежи в мезозойских отложениях этого блока (Бельское, Рыбальское месторождения) обусловлены отсутствием здесь надежных крышек в пермских отложениях.

Особенности пространственного размещения преимущественно газовых месторождений, с одной стороны, и нефтяных — с другой, в верхнекаменноугольно-нижнепермском осадочном комплексе обнаруживают связь со структурно-фациальной зональностью нижней перми. Так, газовые месторождения расположены в наиболее мобильной части Днепроовско-Донецкой впадины и контролируются в своем распространении границами Орчиговской депрессии. Нефтяные месторождения приурочены к северо-западной, более устойчивой части впадины.

Такая локализация газовых месторождений, по мнению некоторых авторов настоящей статьи (Р. М. Пистрак, Е. И. Пашкевич), делает

правомерной постановку вопроса о возможности генерации газа в толще нижней перми и верхнего карбона в пределах таких депрессий, как Орчиковская. Не исключено, что наблюдаемая зональность в размещении газовых и нефтяных залежей, четко проявляющаяся в верхнекаменноугольно-нижнепермском комплексе, является отражением структурно-фациальных соотношений в более древних отложениях палеозоя.

#### Литература

- Аверьев В. А., Бланк М. И., Пашова Н. Т., Руденко О. Н., Старинский В. А., Сухомлин С. А. О структурных формах нового типа в Днепровско-Донецкой впадине и перспективах их нефтегазоносности. Тр. УкрНИГРИ, вып. VII. Изд-во «Недра», 1964.
- Андреева Р. И., Чирвинская М. В. Гипсометрия фундамента Днепровско-Донецкой впадины. Геология нефти, № 6, 1958.
- Арсирый Ю. А., Билык О. Д. Нефтегазоносность нижнепермских отложений Днепровско-Донецкой впадины в свете новых данных о их распространении. Тр. УкрНИГРИ, вып. V, Гостоптехиздат, 1963.
- Брынза Н. Ф., Коган В. Д., Тхоржевский С. А., Черняков А. Н. Нижняя пермь — индикатор тектонического развития Днепровского грабена. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1966.
- Гавриш В. К. О геотектоническом развитии юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины в нижнепермскую эпоху. Геология нефти и газа, № 10, 1962.
- Левенштейн М. Л., Бобров В. П. Калийные соли в галогенных отложениях нижней перми Донецкого бассейна. Литология и полезные ископаемые, № 3, 1964.
- Нестеренко Л. П. Пермские отложения Донецкого бассейна. Автореферат диссерт., представлен на соискание уч. ст. доктора геол.-минералог. наук. Л., 1961.
- Мартынов А. А., Хныкин В. И. Границы распространения соленосных отложений нижней перми в Днепровско-Донецкой впадине. Тр. УкрНИГРИ, вып. V, Гостоптехиздат, 1963.
- Пистрак Р. М. О роли поперечных движений в истории развития Днепровско-Донецкой впадины. Тр. ВНИИГАЗ, вып. 14(22). Гостоптехиздат, 1962.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы, 1962. ВСЕГЕИ, Л., 1965.
- Тяпкин К. Ф., Нечаев В. А., Харитонов В. Д., Беланов В. М., Козубская Г. Е., Волкова В. Ф., Гуревич Б. Л., Бабчук Ф. Г., Распопова М. Т. О тектонике Украинского щита по геолого-геофизическим данным. Геотектоника, № 2, 1966.
- Чирвинская М. В. Представление о тектонике Днепровско-Донецкой впадины на основании результатов геофизических исследований. УкрНТО, Нефт. и газ. пром-сть, Киев, 1959.
- Чирвинская М. В. О границах распространения, условиях залегания и газонефтеносности хемогенных образований нижней перми Днепровско-Донецкой впадины. Материалы по геологии и газоносности нижнепермских отложений юга Русской платформы. Изд. Харьк. гос. ун-та, 1961.

Всесоюзный научно-исследовательский институт природного газа, г. Москва

Статья поступила  
10 июня 1966 г.

R. M. PISTRAK, I. V. GALITSKY, E. I. PASHKEVICH, N. T. PASHOVA, K. S. SUPRONYUK

#### THE INFLUENCE OF BASEMENT FAULTS ON THE PERMIAN STRUCTURE OF THE DNIEPER-DONETZ DEPRESSION

Owing to a clear connection between the Early Permian halogenesis and tectonic setting, Lower Permian sediments can be used to divide the Dnieper-Donetz depression into areas from a structural-facial and tectonic point of view. Maps of the Lower Permian facies and formation thicknesses show that the Lower Permian sediments are concentrated within the Dnieper-Donetz graben that is subdivided into three large depressions of various mobilities, these being separated by narrow transverse uplift zones of an submeridional trend. A number of indications (sharp thickness and facial changes, variations in isopachous lines directions, etc.) show in its entirety that a network of faults of various orders exists and controls the Early Permian deposition. Some faults were proved to be associated with the Pre-Cambrian structural setting.

Spatial distribution and localization of oil and gas fields were found to depend on the Lower Permian structural-facial zoning. The gas fields were shown to be confined to the most mobile part of the region.

All-Union Research Institute of Natural Gas  
Moscow

УДК 551.24

М. С. НАГИБИНА

**О ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ, СВЯЗАННЫХ  
С АКТИВИЗАЦИЕЙ И РЕВИВАЦИЕЙ**

В последние десятилетия большое внимание геологов привлекают структурные новообразования, возникающие в связи с активизацией и преобразованием различных крупных тектонических элементов земной коры — платформ и геосинклинальных складчатых областей. В вопросах определения и классификации таких новообразованных тектонических форм, а также в самом понимании процесса тектонической активизации существует много противоречивых мнений. В данной статье я попытаюсь показать такие противоречия и по возможности систематизировать наши представления по этим вопросам.

**НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ ПО ИСТОРИИ ВОПРОСА И ТЕРМИНОЛОГИИ**

В начале 20-х годов нашего века, рассматривая историю рельефа горного пояса Центральной Азии, В. А. Обручев (1922) подчеркнул, что это особый тип горных сооружений, позже названный им возрожденными горами. Возрожденные горы (Тянь-Шань, Алтай, Западный и Восточный Саян, Прибайкалье) возникли в мезо-кайнозойское время на месте пенепленезированных древних (палеозойских, рифейских и карельских) геосинклинальных складчатых систем.

В 1940 г., рассматривая основные закономерности развития лика Земли, Г. Ф. Мирчинк предложил, наряду с геосинклинальными зонами и платформами, выделять третий тип структур, а именно глыбовые зоны, «отличительной особенностью которых является стремление к вертикальным дифференциальным движениям масс с разрывом сплошности пород по трещинам, с излиянием по ним мощных лав, преимущественно базальтов, и образование интрузий из нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов. Не менее характерны для этих глыбовых зон мощные, более или менее дислоцированные, нередко грубообломочные осадки, образованные за счет размыва прилежащих к впадинам приподнятых глыб» (1940, стр. 54). Говоря о качественной изменчивости тектонических форм земной коры во времени, Г. Ф. Мирчинк (1940) подчеркивает, что в направленном процессе нарастания платформ за счет геосинклиналей земная кора меняет свои свойства, уступая место новым типам структурных элементов — глыбовым структурам. Появление таких структур он отмечает в палеозое (Донецкая впадина и другие), но ведущую роль они начинают играть, по его мнению, в альпийский и тихоокеанский геотектонические циклы.

Е. В. Павловский ввел понятие аркогенеза, «изменяющего структуру протерозойских, каледонских, герцинских и мезозойских платформ» (1948, стр. 84). Явления аркогенеза с особой силой начали проявляться с конца мезозойской эры (конец юры, мел) и проявляются до настоящего времени.

По мнению Е. В. Павловского, «мы имеем дело с качественно новым состоянием вещества больших участков древних платформ, приобретаю-

щих с конца мезозойской эры высокую подвижность и капитальным образом изменяющих свою внешнюю (геоморфологическую) и внутреннюю (тектоническую) структуру» (стр. 84).

«Переход к качественно новому этапу развития платформ — к мезокайнозойскому аркогенезу — связан с возобновлением в ранее относительно тектонически «спокойных», „стабильных“ участках сиалических континентов магматической деятельности, проявляющейся в формировании лакколитов и штокообразных „малых“ интрузий гранитоидов (нормальных и щелочных), в образовании даек основных пород, в мощных излияниях лав сложного состава — кислых и основных, в ряде случаев с явно выраженной тенденцией к повышенной щелочности», в образовании мезозойских трубок взрыва и др. «Процесс аркогенеза преобразует равнинный рельеф древних сиалических платформ, на месте которого возникают мощные линейные горные сооружения (сводовые поднятия), разделенные глубокими впадинами» (там же, стр. 84), примерами которых являются хребты Прибайкалья, Забайкалья и Становой хребет, разделенные впадинами байкальского и забайкальского типов, аналогичные формы известны в Тянь-Шане, Центральной Азии, рифтовые впадины в Африке и Аравии.

Для обозначения новообразованных структур, имеющих яркое геоморфологическое выражение в современном рельефе и соответствующих горным системам возрожденного типа, по В. А. Обручеву, развившимся на платформах и пенепленизированных складчатых областях различного возраста (Тянь-Шань, Алтай, Саяны, Забайкалье и др.), С. С. Шульцем (1948), а в последние годы Н. И. Николаевым (1952) и Н. П. Херасковым (1963) было предложено название *орогенических зон* или *областей* в новом понимании этого термина.

Орогенические области характеризуются, по С. С. Шульцу (1948, 1964), особым, только им свойственным, тектоническим режимом, отраженным в морфологии структур, формациях и геофизических характеристиках. Режим этот, начиная с раннего протерозоя, проявлялся в различных областях Земли, сменяя во времени геосинклинальное (эпигеосинклинальный ороген) или платформенное (эпиплатформенный ороген) развитие.

Изучение глыбово-складчатых структур Восточной Азии, возникших в мезозое на гетерогенном основании, привело автора (Нагибина, 1958, 1963) к необходимости классифицировать эти структуры по морфологическим и формационным признакам, а также по составу магматических проявлений, связанных с их развитием. Было обосновано выделение принципиально различных между собой глыбово-складчатых структур: впадин байкальского типа (по Павловскому) и впадин и прогибов восточно-азиатского или тихоокеанского типа. Впадины и прогибы восточно-азиатского типа характеризуются следующими признаками. Это линейные системы прогибов, закладывающиеся на гетерогенном основании (щитах и плитах древних и молодых платформ, а также геосинклинальных — складчатых областях разного возраста со сформировавшейся гранитной корой), разделенные параллельными им сводовые поднятия этого основания. Впадины выполнены фашиально изменчивыми континентальными или морскими песчано-сланцевыми, грубообломочными и угленосными отложениями молассовой формации, неравномерно переслаивающимися с наземными вулканогенными образованиями андезитовой формации. Мощности отложений колеблются от сотен метров до 6—7 км. Примерами этих структур являются мезозойские впадины и прогибы Южно-Алданской, Монголо-Охотской, Яньшаньской и Катазистской систем и разделяющие их линейные сводовые поднятия древнего основания: Станового хребта, Приаргунского поднятия, поднятия Внутренней Монголии (так называемая Монгольская ось) и др. Структурный план заложения рассматриваемого типа мезозойских тектонических

форм меняется в зависимости от строения фундамента, на котором они развиваются. Эти структуры обычно несогласно наложены на складчатые формы дорифейского основания, но, как правило, наследуют структурный план послерифейских складчатых систем и глубинных разломов разного возраста. Характерным и неотъемлемым признаком этих структур является наличие молодых гранитоидов, прорывающих как мезозойские молассоидные отложения во впадинах, так и более древние породы складчатого основания в пределах поднятий.

Обилие вулканогенных образований андезитовой формации и гранитоидов резко отличает этот тип мезозойских структур, широко развитых на востоке Азии, от другого типа аркогенических мезозойских и кайнозойских структур Прибайкалья: впадин байкальского типа (по Е. В. Павловскому), Рейнский грабен в Центральной Европе и другие, развитие которых обычно сопровождается излияниями базальтов. Проявление кислого — гранитоидного магматизма никогда не сопутствует образованию этих структур.

Чень Го-да (1960) также предложил выделять, помимо платформ и геосинклиналей, третий структурный элемент континентальной земной коры, названный им «дива»<sup>1</sup>, что означает в переводе на русский язык — впадина земли. В понятие «дива» структур этот автор включил весьма различные генетические и морфологические типы тектонических форм: охарактеризованные выше мезозойские впадины и прогибы восточноазиатского типа Яньшаньской и Катазиатской зоны и обширные кайнозойские синеклизы древних и эпипалеозойских платформ (синеклизы Ордоса, Северо-Китайскую, Сунляо и др.).

Т а б л и ц а

Типы структур	Состав отложений (формации) и метаморфизм	Морфология структур	Магматизм
«Дива» структуры по Чень Го-да	Синеклизы: Ордоса, Северокитайская, Сунляо и др.	Горизонтальное залегание, местами приразломные складки	<b>Базальты</b> трапповой формации
	Кайнозойские впадины Катазии (байкальского типа)	Грабены, грабен-синклинали с пологим залеганием слоев	<b>Базальты, трахибазальты</b>
	Структуры восточноазиатского типа, по С. М. Нагибиной	Приразломные прогибы, грабен-синклинали, осложненные простыми формами складок-брахисинклиналей, гребневидных антиклиналей, куполов. Вблизи разломов может быть интенсивная складчатость и повышенный метаморфизм	<b>Гранитоиды:</b> от нормальных гранитов и аляскистов до гранодиоритов, диоритов, сиенитов, монцититов и щелочных гранитов, а также их гипабиссальные фации (гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры и сиенит-порфиры)

Как видно из приведенной ниже таблицы, к «дива» структурам Чень Го-да отнес тектонические образования, резко отличающиеся друг от друга по главным классификационным признакам.

<sup>1</sup> Или «дива» регионы.

Ю. А. Косыгин и И. В. Лучицкий (1962) для мезозойских континентальных впадин «восточно-азиатского типа» (по М. С. Нагибиной), с развитием которых связано внедрение гранитоидов, предложили название «террасинклинали», а соответственно для поднятий домезозойского фундамента, разделяющих террасинклинали, — название «терраантклинали», чтобы подчеркнуть сходство этих структур с геосинклинальными структурами, считая террасинклинали континентальными гомологами геосинклиналей. В качестве примеров террасинклиналей авторы привели Монголо-Охотскую, Улан-Удинскую и другие системы мезозойских впадин, а терраантклиналей — поднятия Станового хребта и Джугджура. Однако характер развития этих структур в мезозое, а также особенности и структурное положение связанных с ними гранитоидов (и развитие магматизма в целом) имеют более глубокие различия с геосинклинальными структурами, и поэтому такое прямое сопоставление едва ли правомочно.

Последователями Чень Го-да в Советском Союзе являются Ю. В. Комаров, П. М. Хренов, В. Л. Масайтис и Ю. Г. Старицкий, которые почти одновременно в разных изданиях опубликовали статьи, посвященные «третьему структурному элементу континентальной земной коры».

Ю. В. Комаров и П. М. Хренов для структур, близких «двиг» регионам Чень Го-да, предложили новое название — «эпигональ». По их мнению, «это самостоятельная структура первого порядка, сопоставимая с геосинклиналями и платформами» (1963, стр. 911). «Заложение и развитие эпигоналей Восточной Азии на материковом основании обуславливает их двух-, а в некоторых случаях трехъярусное строение (Северо-Восточный Китай), что резко подчеркивает их отличие от геосинклиналей и намечает сходство с платформенными структурами» (стр. 912). Характеризуя осадочно-вулканогенный состав отложений, свойственных эпигоналям, Ю. В. Комаров и П. М. Хренов подчеркивают сходство этих отложений с континентальными молассами. Состав магматических пород эффузивных и интрузивных, по их мнению, может быть различным (основные, щелочные и кислые).

В качестве примеров эпигоналей эти авторы приводят мезозойские структуры Западно-Забайкальской «подвижной (вулканической) зоны», яньшаниды Северного Китая, синеклизу Сычуань на Южно-Китайской платформе и другие. Авторы различают (Комаров, Хренов, 1963, стр. 913) «две формы эпигонального развития — раннюю и позднюю. Для ранней формы характерны интенсивный магматизм (состав не указывается. — М. Н.) и сплошная складчатость (Западное Забайкалье в триасе и нижней средней юре, Восточная Монголия, Китай); в позднюю — магматизм слабее, образуются глыбово-складчатые структуры, широко распространен аркогенез (Западное Забайкалье в верхней юре и нижнем мелу)». Эти авторы повторили ошибку Чень Го-да, объединив под названием «эпигонали» различные по морфологии, осадконакоплению и составу магматизма тектонические формы, принципиально различные по своему происхождению, например платформенные структуры — синеклизы, такие как Сычуань, и тектонические новообразования, связанные с процессом ревивации более древних складчатых систем и платформ (мезозойские структуры Западного Забайкалья). Дальнейшее усложнение в понимании термина «эпигональ» было внесено этими авторами позднее, когда «Западно-Забайкальскую подвижную зону», описанную ими в 1963 г. в качестве классического примера эпигонали, в статье 1965 г. (П. М. Хренов, Ю. В. Комаров, А. А. Бухаров и др.) без каких-либо пояснений они предложили переименовать в «Западно-Забайкальский вулканический пояс».

В статье В. Л. Масайтиса и Ю. Г. Старицкого «Об особом типе структур Восточной Азии» (1963) также развиваются идеи Г. Ф. Мирчинка (1940) и Чень Го-да (1960) о существовании третьего основного струк-

турного элемента континентальной земной коры. Авторы приняли термин Чень Го-да «дива» структуры, но еще более расширили это понятие, основываясь на определении «дива» структур, приведенном в статье Чень Го-да (1960), где перечисляется набор признаков, действительно свойственных генетически самым различным структурам. Например, наличие надвигов, линейных складок, магматических пород различного состава от ультраосновных до кислых, наличие трех основных структурных этажей и т. д. Из этого перечня признаков можно видеть, что Чень Го-да, а за ним В. Л. Масайтис и Ю. Г. Старицкий, в определение «дива» структур включили не только характерные признаки, свойственные новообразованным формам периода активизации, но и признаки, относящиеся к строению фундамента, на котором эти структуры образовались (многоэтажность, наличие ультраосновных пород и др.). Допустив такую неточность в определении, упомянутые авторы к структурам «дива» отнесли мезозойские геосинклинальные складчатые образования Сихотэ-Алиня с их основным и ультраосновным магматизмом, палеозойское складчатое основание западного Забайкалья и Гириной зоны Северного Китая с крупными пермскими гранитными интрузивами, завершающими герцинское геосинклинальное развитие и т. д.

На единичных примерах разновозрастных континентальных мезозойских и кайнозойских структур, размещенных в самых разных тектонических регионах Восточной Азии, упомянутые авторы выделили общие особенности осадконакопления и магматизма структур «дива». Они выделили четыре возрастных этапа проявления магматизма структур «дива»: 1) триасовый (формации: сиенитовая, субщелочная-гранитоидная, реже гранитоидная); 2) юрский (гранитоидная и в небольших масштабах габбро-пироксенито-дунитовая); 3) меловой (субщелочная-гранитоидная и гранитоидная); 4) кайнозойский (трахибазальтовая). Выделив четыре возрастных этапа развития магматизма областей «дива», авторы (Масайтис, Старицкий, 1963) тут же вынуждены были оговориться, что собственно возрастные рамки первых трех этапов смещаются в различных районах, причем в каждом отдельном районе «обычно преобладает проявление магматизма какого-либо одного или двух этапов». Здесь необходимо добавить, что четвертый кайнозойский этап развития базальтового магматизма вообще имеет весьма широкое распространение в кайнозое и не только в пределах описанных авторами «дива» регионах, но и в самых различных участках Азиатского и других континентов. Кроме того, он наблюдается не только на континентах, но и в океанах, далеко за пределами границ развития структур «дива», указанных на карте, приложенной к статье В. Л. Масайтиса и Ю. Г. Старицкого (1963). Невольно возникает вопрос, связана ли трахибазальтовая формация с развитием областей «дива», или она не имеет к ним никакого отношения?

Приведенное весьма широкое понимание структур «дива» не могло не поставить и поставило в затруднительное положение самих авторов, которые в своем заключении к статье пишут об «отсутствии фиксированных границ во времени и резких границ в пространстве для всего периода развития структуры „дива“». Такой вывод не способствует четкому выделению конкретных тектонических форм — структур «дива» и затрудняет применение этого термина в геологической практике. Если из выделенных четырех характерных этапов развития магматизма «дива» в каждой конкретной структуре могут появиться только один или два из них, то к структурам «дива», по мнению авторов, с равным успехом могут быть отнесены такие различные тектонические образования, как мезозойские структуры Монголо-Охотского пояса с их гранитоидами и богатой рудной минерализацией и кайнозойские грабены Африки с базальтоидным магматизмом.

Прежде чем остановиться на вопросе классификации новообразованных тектонических форм, связанных с процессами активизации, необходимо уточнить, какие именно структуры следует связывать с этими процессами.

Определение термина «активизация» отсутствует в геологическом словаре издания 1955 г., а также в трехтомном словаре «Материалы по тектонической терминологии», вышедшем в 1962, 1963, 1964 гг. под редакцией Ю. А. Косыгина.

Отдельные авторы обычно этому термину придают весьма широкое значение. И. В. Корешков (1960) на стр. 3 пишет: «Под активизацией платформ в настоящее время понимают процесс мощных поднятий обширных областей земной коры». С процессами активизации он связывает образование крупнейших сводовых поднятий континентов и последующее их обрушение, образование синеклиз, например Тунгусской, и относительно более мелких структур — грабенов и горстов (байкальского типа или Африканских рифтов), образование «возрожденных гор» (по В. А. Обручеву) на месте более древних и впоследствии пенепленезированных горных систем, а также образование океанических впадин. В развитии процесса активизации В. И. Корешков выделяет четыре стадии: 1 стадия — энергичное сводовое поднятие; 2 стадия — раскалывание сводов мощными разломами и дифференциальные движения блоков (накопление грубообломочного материала в опущенных блоках); 3 стадия — некоторое выравнивание рельефа и накопление угленосных толщ; 4 стадия — проявление массового базальтового вулканизма и абсолютное опускание свода, мощные трансгрессии моря, образование океанических впадин, например Индийского и Атлантического океанов. По мнению И. В. Корешкова, процесс активизации является прямо противоположным процессу геосинклинального развития, так как сущность геосинклинального развития земной коры сводится к формированию гранитного слоя, а в результате процесса активизации происходит утонение, разрушение гранитного слоя. Процесс активизации платформ И. В. Корешков предлагает называть процессом сводового развития, противопоставляя его геосинклинальному процессу.

В. В. Белоусов (1962) под активизацией понимает обширную группу тектонических явлений, связанных с раскалыванием и обрушением земной коры континентального типа, излияние базальтов и платобазальтов и океанизацию. Тектоническая активизация, по В. В. Белоусову, проявилась главным образом с конца палеогена, хотя начало этого процесса следует считать более ранним. К явлениям активизации им было отнесено образование больших грабенов (Байкальского и Красного моря), мезозойских и крайнозойских грабенов и горстов Забайкалья и Монголии, поднятие альпийских хребтов (Гималаи и Памир), формирование островных дуг и океанических рвов. Последние образования особенно интенсивно проявились по периферии океанов и на краю прилегающих материков, а также в срединных океанических хребтах. Процесс активизации Белоусов противопоставляет геосинклинально-платформенному тектоническому развитию, которое приводит к насыщению земной коры гранитами, образованию складчатости и увеличению суши.

Е. А. Радкевич (1965) явления активизации также понимает весьма широко. К явлениям активизации она относит регенерацию геосинклинального режима на платформах и в областях завершенной складчатости (развитие мезозойских геосинклиналей в Монголо-Охотском поясе, образование мезозойских геосинклиналей «второго рода», по Ю. М. Пущаровскому, в Верхоянье), образование разломов и складок в толщах платформенного чехла и развитие гранитоидного магматизма на Китайских платформах, а также проявление траппового магматизма на древ-

них платформах (Сибирской, Индийской, Африканской) и другие явления.

М. А. Фаворская под активизацией понимает: «а) разрушение древних областей с континентальным типом земной коры и образование в их пределах глубоководных впадин с океаническим типом земной коры; б) заложение океанических рвов; в) активные движения в областях краевых глубинных разломов и сопровождающие их мощные и своеобразные магматические процессы, приводящие к образованию вулканических поясов» (1966, стр. 223). Определяющим процессом образования вулканических поясов М. А. Фаворская считает процесс заложения молодой геосинклинали в результате раскола и погружения древних складчатых массивов, в конечном итоге приводящей к океанизации.

Из приведенного краткого и далеко не полного разбора современных представлений о процессе тектонической активизации видно, насколько они противоречивы. Одни авторы отождествляют процесс активизации с геосинклинальным развитием (М. А. Фаворская), другие считают этот процесс прямо противоположным геосинклинально-платформенному развитию (В. В. Белоусов, И. В. Корешков), третьи авторы занимают промежуточное положение, относя к процессу активизации, с одной стороны, эпиплатформенное горообразование, а с другой — образование тектонических форм, связанных с нормальным ходом развития платформ, а именно образование синеклиз и антиклиз древних и молодых плит (например, Тунгусской, Сунляя, Ордоса), а также заложение и развитие геосинклиналей — образование океанических рвов и поднятий альпийских хребтов.

Что же понимать под тектонической активизацией и образование каких структур следует связывать с процессами активизации? Из понятия активизации прежде всего надо исключить все тектонические движения, ведущие к созданию геосинклинальных структур или развитию структур платформенного чехла — синеклиз, антеклиз, валов и других, а также структур предчехлового или промежуточного этапа (по В. Н. Соболевской, 1964), и авлакогенов (Н. С. Шатский, 1960, А. С. Новикова, 1961). По мнению А. С. Новиковой, авлакогены представляют собой первую стадию тектонической эволюции осадочного чехла Русской платформы и поэтому неотъемлемо связаны с развитием структур платформенного чехла. В отдельных случаях образование синеклиз в платформенном чехле может сопровождаться изливаниями траппов (например, в Тунгусской синеклизе), переслаивающихся с осадочными отложениями чехла, и такое проявление траппового магматизма не следует отрывать от нормального развития платформенных структур и относить к явлениям активизации платформ.

Для обозначения процесса возрождения геосинклинального развития в тех или иных областях более древней складчатости Г. Штилле (1951, 1964) предложил специальный термин «регенерация», прочно вошедший в геологическую литературу, и его не следует подменять термином «активизация».

Тектонической активизацией следует называть разнонаправленные тектонические движения, возникающие на щитах и плитах древних и молодых платформ (послеплатформенная или эпиплатформенная активизация), а также в пределах геосинклинальных складчатых областей со сформировавшейся гранитной корой (эпигеосинклинальная активизация).

С тектонической активизацией следует связывать только структурные новообразования (негеосинклинальные), возникающие на платформах после образования платформенного чехла или в пределах геосинклинальных областей с завершённой складчатостью, в посторогенную (в классическом понимании) стадию их развития. Эти структуры обычно являются либо резко наложенными, либо унаследованными от структур

основания, но отделены от них значительным перерывом в осадконакоплении. Этот перерыв может охватывать одну или две системы или измеряться эрами (архей — мезозой).

Характер процессов активизации может быть различным и структурные новообразования, возникающие при этом, также резко отличаются друг от друга по своим качественным признакам и прежде всего по составу магматических проявлений, связанных с их развитиями. Изучение новообразованных глыбово-складчатых структур на платформах и в пределах областей завершённой складчатости, связанных с процессами тектонической активизации, позволяет выделить среди них два типа, резко отличающихся друг от друга по составу магматических формаций, связанных с их развитием: глыбово-складчатые структуры с базальтоидным магматизмом и с гранитоидным.

Наиболее широко распространены глыбово-складчатые структуры с базальтоидным магматизмом. К ним относятся многочисленные системы грабенов и грабен-синклиналей, выполненных континентальными грубообломочными, песчано-глинистыми отложениями, фашиально изменчивыми красноцветными и угленосными, обычно слабометаморфизованными. Мощность этих отложений измеряется сотнями метров и реже достигает 1—3 км (Байкальская впадина). Грабены и грабен-синклинали ограничены крупными разломами и разделены горстами или линейными сводовыми поднятиями более древнего складчатого основания. К разломам, ограничивающим впадины, обычно приурочены трещинные излияния базальтов или андезитов-базальтов. Молодые отложения в грабенах залегают полого и только вблизи разломов имеют более крутые углы наклона, 15—20° и реже 30°.

К структурам этого типа относятся мезозойские грабены и грабен-синклинали, расположенные в Центральной Азии и Европе, кайнозойские рифты Африки, впадины Байкальского типа, описанные в работах Е. В. Павловского (1948, 1953), Н. А. Флоренсова (1962) и др., кайнозойские грабены и грабен-синклинали юго-восточного и северного Китая, выполненные грубообломочными континентальными красноцветными отложениями палеогена (и, частично, датского яруса), в том числе и грабены на эпикаледонском основании Катазии, развитие которых также сопровождается трещинными излияниями базальтов, а местами излияниями центрального типа того же состава. Глыбово-складчатые структуры с базальтоидным магматизмом пользуются широким распространением и на других континентах в пределах зон активизации, причём области их распространения обычно не имеют какой-либо пространственной связи с одновозрастными им геосинклинальными системами.

Второй тип глыбово-складчатых структур, развитие которых сопровождается гранитообразованием, имеет весьма широкое распространение в Восточной Азии. Они известны также на западе обеих Америк и в Австралии, в зоне, прилегающей к мезозойским и кайнозойским геосинклинальным системам Тихоокеанского обрамления. К ним относятся мезозойские структуры Монголо-Охотского, Яньшаньского и Катазиатского поясов, кайнозойские структуры Скалистых гор и т. д.). Этот тип структур, резко отличающихся по своим классификационным признакам (составу формаций, морфологии и т. п.) от геосинклинальных и от платформенных структур, был впервые выделен автором в 1958 г. и подробно описан в ряде последующих работ (1960—1963 гг.) под названием впадин и прогибов восточно-азиатского или тихоокеанского типа. Тектоническое развитие впадин и прогибов тихоокеанского типа и разделяющих их линейных, более обширных по площади, чем сами впадины, сводовых поднятий древнего кристаллического основания сопровождается образованием крупных продольных и поперечных разломов и внедрением гранитоидов. Кроме главного отличительного признака — наличия гранитоидов — глыбово-складчатые структуры второго типа отличаются от

первых по составу излившихся и пирокластических пород, которые неравномерно переслаиваются с осадочными пружобломочными и угленосными отложениями. Во впадинах тихоокеанского типа осадочные отложения переслаиваются с вулканогенными породами андезитовой формации. Как правило, они полностью отсутствуют во впадинах первого типа с базальтоидным магматизмом.

Мощность вулканогенно-осадочных отложений в структурах тихоокеанского типа значительно больше, чем во впадинах первого типа и, кроме того, эти отложения более интенсивно дислоцированы (см. таблицу), для них характерны приразломная складчатость и локальный динамометаморфизм до стадии глинистых сланцев, а местами филлитов и слюдяных сланцев.

Наличие гранитоидов, сопровождающих развитие прогибов и поднятий тихоокеанского типа, у некоторых авторов служило основанием для отнесения этих прогибов к геосинклинальным образованиям или к гомологам геосинклиналей (Косыгин, Лучицкий, 1962). Гранитоиды, сопровождающие развитие рассматриваемого типа структур, имеют магматическое происхождение, они приурочены к системе продольных и поперечных разломов, обычно по составу близки к комагматичным эффузивам, переслаивающимся с осадочными породами во впадинах. Местами эффузивы связаны с гранитоидами переходами и могут быть отнесены к вулканоплутонической (по Устиеву, 1963) или эффузивно-интрузивной (по Кузнецову, 1963) формации.

Перечисленные морфологические и формационные отличия, а также разница в составе магматических пород охарактеризованных выше двух типов структур, связанных с процессами активизации, позволяет достаточно четко различать их между собой. Кроме того, пространственные закономерности развития этих двух типов структур также различны, что, надо полагать, свидетельствует и об их более глубоком генетическом различии, т. е. о связи с разными глубинными процессами.

Структуры, возникающие под влиянием процесса базальтоидной активизации на платформах и в областях завершённой складчатости, обычно не имеют какой-либо пространственной связи с одновозрастными им геосинклинальными системами.

Структуры, возникающие под влиянием гранитоидной активизации, как правило, пространственно тесно связаны с одновозрастными им геосинклинальными системами и развиваются в краевых частях платформ, прилегающих к этим геосинклиналям. Интенсивность магматических проявлений (площадь распространения гранитоидов и эффузивов андезитовой формации) возрастает по мере приближения к геосинклинальным системам.

В тех участках, где на границе платформ и геосинклинальных складчатых систем развиваются краевые прогибы или перекратонные опускания, описанные выше структуры гранитоидной активизации не возникают<sup>1</sup>.

Для обозначения процесса, вызывающего развитие глыбово-складчатых структур и гранитообразование на платформах, синхронного с тектоническим развитием соседних геосинклиналей, автором (Нагибина, 1963) был предложен специальный термин «ревивация» (revivatio — оживление). Для обозначения процесса, вызывающего развитие глыбово-складчатых структур, связанных с базальтоидной активизацией, следует сохранить термин «активизация».

Древние складчатые области Прибайкалья и Забайкалья можно привести в качестве одного из интереснейших примеров таких территорий,

<sup>1</sup> Специальной типизации заслуживают новообразованные мезозойские и кайнозойские тектонические структуры, развитые на древних платформах или на палеозоидах, прилегающих к геосинклинальному складчатому поясу альпид, и обычно являющиеся амагматичными.

где одновременно проявились процессы мезозойской ревивации и кайнозойской активизации, сопровождающиеся развитием разнотипных тектонических форм. Н. А. Флоренсов (1962) в одной из своих работ подчеркнул характерную пространственную закономерность в развитии здесь разнотипных мезозойских и кайнозойских структур. Для мезозойских впадин Прибайкалья, выполненных континентальными угленосными молассоидными и осадочно-вулканогенными отложениями, по направлению с запада на восток возрастает дислоцированность мезозойских отложений, увеличивается роль магматических процессов как в эффузивной, так и в интрузивной (гранитоиды) форме, усиливается контактовый и гидротермальный метаморфизм. Все это свидетельствует о возрастании энергии мезозойского тектонического процесса (ревивации) по направлению к побережью Тихого океана, к области развития мезозойских геосинклинальных систем.

В неоген-четвертичное время в Прибайкалье энергия процесса активизации, наложенного на область развития мезозойских впадин и поднятий, концентрировалась в узкой зоне симметричного сводового поднятия Прибайкалья, расчлененного новообразованными впадинами байкальского типа, развитие которых сопровождалось излияниями базальтов.

Отмеченные различия пространственной закономерности развития того и другого типа структур указывают, по мнению Н. А. Флоренсова (1962), на глубокое внутреннее различие того и другого геологического процесса. Развитие мезозойских структур в Прибайкалье было обусловлено ревивацией — влиянием силовых полей более высокой тектонической энергии, находящихся на востоке. В кайнозое в Прибайкалье преобладали внутриконтинентальные движения активизации земной коры, сосредоточенные в узколокальной, линейно вытянутой зоне.

Имеющиеся геологические данные, разобранные в работах С. Е. Колотухиной (1964) по западному побережью Африки, М. С. Нагибиной (1963, 1966) по Алтае-Саянской области, указывают на то, что явления ревивации имели место в различные более древние эпохи тектонического развития земной коры, в краевых частях платформ, прилегающих к байкалидам и герцинидам, но необычайно сильное развитие они получили в мезозойское и кайнозойское время вдоль широкой зоны, прилегающей к мезозойским и кайнозойским геосинклинальным системам Тихоокеанского пояса.

Структурные новообразования, связанные с базальтоидной активизацией, также получили максимальное развитие начиная с мезозоя и до настоящего времени. С формированием современных глыбово-складчатых структур этого типа во внутренних частях континентов связаны сильнейшие сейсмические явления в Прибайкалье, Монголии и других районах.

Столь ярко проявленную временную закономерность структурного преобразования обширных участков континентальных платформ и областей завершенной складчатости под влиянием процессов активизации ранее подчеркивали в своих работах Г. Ф. Мирчинк (1940) и Е. В. Павловский (1953).

Явления мезозойской и кайнозойской ревивации и активизации следует связывать с качественно новым состоянием вещества в земной коре и, вероятно, верхней мантии.

Кроме охарактеризованных явлений активизации и ревивации в мезозое и кайнозое происходили и более глубокие тектонические преобразования континентальной земной коры, а именно заложение и развитие геосинклиналей (регенерация геосинклинального процесса) в областях ранее завершенной геосинклинальной складчатости и на платформах.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Среди процессов, вызывающих тектоническое преобразование древних и молодых платформ и областей завершённой складчатости, следует выделять по крайней мере два принципиально различных типа: 1) процесс активизации, приводящий к образованию глыбово-складчатых структур, развитие которых сопровождается базальтоидным магматизмом и 2) процесс ревивации, приводящий к образованию глыбово-складчатых структур, развитие которых сопровождается гранитоидным магматизмом вулканоплутонической формации.

Глыбово-окладчатые структуры, связанные с процессами активизации и ревивации, различаются между собой по составу магматических формаций, мощности отложений, а также пространственным закономерностям их развития.

Глыбово-окладчатые структуры ревивации, как правило, развиваются в краевых частях платформ, прилегающих к разновозрастным им геосинклинальным зонам. Глыбово-складчатые структуры активизации обычно не имеют какой-либо пространственной связи с разновозрастными им геосинклинальными системами.

Такое расчленение глыбово-складчатых структур имеет не только теоретическое, но большое практическое значение и может быть использовано при составлении специализированных металлогенических карт.

С гранитоидами, сопровождающими развитие глыбово-складчатых структур ревивации, связаны богатые рудные месторождения олова, вольфрама, полиметаллов, редких элементов, флюорита и золота.

## Литература

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Гостеолтехиздат, 1962.
- Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки и их экономическое значение. Изд-во «Наука», 1964.
- Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития континентальных мезозойских Восточной Азии. Докл. АН СССР, т. 151, № 4, 1963.
- Комаров Ю. В., Одинцов М. М., Хренов П. М. Особенности континентальных структур и вулканизма мезозоя внутренних районов Азии. Докл. сов. геол. на XII сессии Междунар. геол. конгр. Проблема 4. Изд-во «Наука», 1964.
- Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. Гостеолтехиздат, 1960.
- Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента. В кн. «Тектоника Сибири», т. 1. Тектоника мезозойских и кайнозойских впадин Сибири и сопредельных территорий. Изд-во АН СССР, Новосибирск, 1962.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
- Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Об особом типе структур Восточной Азии. Материалы по общей и региональной тектонике. Тр. ВСЕГЕИ, Нов. серия, т. 85, Л., 1963.
- Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, Нов. сер., т. XVIII, 3—4, 1940.
- Нагибина М. С. Новые данные по тектонике Монголо-Охотского пояса. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 33, вып. 3, 1958.
- Нагибина М. С. Впадины и прогибы восточно-азиатской группы и их положение в систематике тектонических форм. Проблемы региональной тектоники. Тр. ГИН, вып. 92. Изд-во АН СССР, 1963.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд-во АН СССР, 1963.
- Николаев Н. И. О новом тектоническом этапе развития земной коры. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 2, 1952.
- Новикова А. С. Особенности тектоники Большого Донбасса. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 3д, вып. № 4, 1961.
- Обручев В. А. Юные движения на древнем тении Азии. Природа, № 8—9, 1922.
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири, великого рифта Африки и Аравии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1948.
- Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1953.
- Попов В. И. Новейшие тектонические движения Тянь-Шаня. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 29, № 2, 1954.

- Радкевич Е. А. Полицикличность оруденения и явления активизации в металлогенических провинциях Восточной Азии. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр. Вопросы металлогении, Изд-во «Недра», 1965.
- Соболевская В. Н. Об этапах тектонического развития огражденных эпипалеозойских плит. В сб. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». Изд-во «Наука», 1964.
- Устиев Е. К. Проблема вулканизма-плутонизма. Вулкано-плутонические, формации. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1963.
- Фаворская М. А. О некоторых особенностях тектонической активизации в пределах северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. В кн. «Вулканические и вулкано-плутонические формации». Изд-во «Наука», 1966.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1960.
- Флоренсов Н. А. О мезозойской структуре Прибайкалья. В кн. «Тектоника Сибири», т. I. Изд-во АН СССР, Новосибирск, 1962.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в развитии структуры земной коры. Изд-во АН СССР, 1963.
- Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А. и др. О вулкано-плутонических поясах юга Восточной Сибири. Докл. АН СССР, т. 160, № 6, 1965.
- Чень Го-да. Теория оживления платформы и ее значение для поисков полезных ископаемых. Пекин, Геол. изд-во, 1960. (текст на китайском языке).
- Шатский Н. С. О прогибах донецкого типа. Избр. тр., т. II. Изд-во «Наука», 1964.
- Штилле Г. Избранные труды. (Перевод с немецкого). Изд-во «Мир», 1964.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Зап. Всероссийского геогр. о-ва. Нов. сер., т. 3, 1948.
- Шульц С. С. Геоструктурные области и положение в структуре Земли областей горообразования по данным новейшей тектоники СССР. В кн. «Активизированные области земной коры». Изд-во «Наука», 1964.
- H. Stille. Das mitteleuropäische variszische grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. Geol. Jahrbuch., H. 2, 1951.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
30 мая 1966 г.

M. S. NAGIBINA

## ON TECTONIC STRUCTURES ASSOCIATED WITH ACTIVIZATION AND REVIVATION

Activation processes which tectonically reshape ancient and younger platforms and areas of completed folding fall necessarily at least into two basically different types: (1) activation proper leading to block-fold structures accompanied by basaltoid magmatism, and (2) revivification leading to block-fold structures accompanied by granitoid magmatism of the volcano-plutonic formation.

Block-fold structures associated with activation differ from those connected with revivification in their magmatic formations, thicknesses of sediments, morphological features and spatial regularities of their development.

Block-fold structures of revivification generally develop at the platform margins adjacent to the contemporaneous geosynclinal zones. Those of activation usually have no any spatial relation to the contemporaneous geosyncline systems.

Such subdivision of block-fold structures is useful for compiling special metallogenic maps.

Rich deposits of Sn, W, Pb, Zn, Cu, Ag, Au, rare elements and fluorite are associated with granitoids which accompany block-fold structures of revivification.

Geological Institute  
Academy of Sciences  
of the USSR

УДК 551.243(470.22)

А. С. НОВИКОВА, В. Г. ЧАХМАХЧЕВ

**К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ОНЕЖСКО-СЕГОЗЕРСКОЙ СИСТЕМЫ ДИСЛОКАЦИЙ**

Выяснение взаимоотношений между структурообразованием и магматизмом — одна из основных задач современной геологии Восточно-Европейской платформы. Решение этой проблемы прежде всего связано с изучением докембрийского этапа ее развития, важную особенность которого составляют разнообразные проявления магматической деятельности.

Исследования пространственных и временных закономерностей размещения разнообразных по форме и составу магматических тел в различных структурах, естественно, должно основываться на исследовании конкретных геологических объектов. В этом свете чрезвычайно интересны, например, работы, посвященные описанию морфологии гранито-гнейсовых куполов, связанных с процессами гранитизации, а также структурный анализ форм, возникающих в связи с древним вулканизмом и другими способами проявления магматической деятельности.

В течение ряда лет один из авторов статьи занимался изучением тектоники и истории развития некоторых структур Восточно-Европейской платформы, в строении которых заметную роль играют вулканогенные породы. Сейчас уже известно, что значительная часть рифейских и палеозойских вулканогенных образований платформы связана со структурами типа авлакогенов. Тесная связь такого рода структурообразования с проявлением древнего вулканизма выявляется на примере изучения Большого Донбасса, Крестцовского, Пачелмского, Казанско-Сергиевского и других прогибов. Названные синклиналильные формы, как правило, являются погребенными. На тектонических картах они отчетливо вырисовываются по линейным контурам участков сравнительно глубоко залегающего фундамента. Наиболее полно среди них изучен авлакоген Большого Донбасса, в котором раскрывается эволюция тектонических элементов его внутренней структуры с момента становления желобообразных прогибов, сопровождающегося вулканической деятельностью, и до преобразования в синеклизу. В других прогибах морфология элементарных форм, вмещающих магматические породы, скрыта от наблюдения. Да и в Большом Донбассе она раскрывается лишь в Волновахском желобе, прослеживаемом на расстоянии около 90 км при общей протяженности Большого Донбасса, превышающей 1500 км.

Значительно более полно соотношение вулканических явлений с тектоническими формами выясняется при изучении Онежско-Сегозерской полосы дислокаций Балтийского щита. На геологических картах В. М. Тимофеева (1935), Н. Г. Судовикова (1937), К. О. Кратца (1963) и В. А. Перевозчиковой (1959) они показаны в виде серий локальных прогибов и впадин, заполненных осадочно-вулканогенными образованиями ятулийского и суйсарского комплексов среднего протерозоя. Ятулийский комплекс составляют кварциты, песчаники, кварцевые конгломераты, доломиты и известняки, глинистые и шунгитовые сланцы, а также

в различной мере метаморфизованные основные эффузивы (Sederholm, 1893). В основании комплекса местами залегают так называемые сариолийские полимиктовые и аркозовые конгломераты. Одни исследователи вслед за П. Эскола (Eskola, 1927) относят ятулийские образования, наряду с калевийскими и ладожскими, к единой карельской формации нижнепротерозойского времени; другие, во главе с К. О. Кратцем, полагая, что ятулий образует самостоятельный осадочно-вулканический цикл, рассматривают его обособленно от сланцевых толщ и выделяют как комплекс пород, свойственный среднепротерозойскому времени (Кратц, 1963; Кратц и Нумерова, 1957).

Интересующий нас ряд структур составляет полосу северо-западного простирания, прослеживающуюся на протяжении около 500 км. Онежская впадина является наиболее значительной по площади структурой этой полосы. Северо-западнее Онежской депрессии развиты меньшие по размерам Сегозерская и Янгозерская впадины, а еще далее в указанном направлении — совсем узкие, линейно вытянутые прогибы, прослеживающиеся на протяжении многих десятков километров. На простирании Сегозерской структуры располагается сначала Елмозерский, а затем Чирко-Кемский желобообразный прогибы. Параллельно протягиваются соответственно Маслозерский и Уносозерский прогибы. Все перечисленные структуры составляют единую систему дислокаций, которая в дальнейшем будет именоваться Онежско-Сегозерской.

Эффузивные породы составляют существенную часть разреза структур Онежско-Сегозерской полосы, в связи с чем к изучению структур именно этой полосы и обратились авторы. Особенно благоприятными для выяснения природы дислокаций, возникающих в связи с магматической деятельностью, являются Елмозерская, Сегозерская, и Кумсинская структуры. Они принадлежат к числу наиболее доступных для изучения и сравнительно более изученных форм.

#### **СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПРИРОДЕ ДИСЛОКАЦИЙ ОНЕЖСКО-СЕГОЗЕРСКОЙ СИСТЕМЫ**

До недавнего времени не проводилось специальных исследований тектонического строения ятулийских горных пород. Отдельные сведения о пологоскладчатых формах содержатся в работах Вегмана (Wegman, 1928), В. М. Тимофеева (1935), Х. Вяйрюнена (Väyrynen, 1938), М. А. Гиляровой (1949), Л. Я. Харитоновой (1949), О. А. Рийконен (1961), К. О. Кратца и В. Н. Нумеровой (1960) и многих других исследователей. В 1961 г. появилась специальная статья, посвященная описанию морфологии структур ятулия Карелии (Кратц и Лазарев, 1961). Согласно данным названных геологов, среди тектонических форм, заполненных ятулийскими образованиями, наблюдается «сочетание неправильно овальных, более или менее изометричных площадей, имеющих обычно сложное (в целом синклинальное) строение, и узких, вытянутых на десятки километров полос шириной всего 1—5 км, нередко представляющих собой моносинклинали» (Кратц, Лазарев, 1961, стр. 44). Отмеченные различия в морфологии и некоторые черты сходства ятулийских форм с герцинскими наложенными структурами Казахстана послужили основанием для выделения в Карелии двух морфологических типов отрицательных структур — наложенных мульд и наложенных синклиналей, характеризующихся «тесной пространственной связью, одновременностью осадконакопления, геологическими переходами и сходством истории своего развития» (там же, стр. 56). Структуры эти, по мнению К. О. Кратца и И. Ю. Лазарева, возникли в условиях переходного тектонического этапа, от геосинклинального к платформенному. Это обстоятельство предопределило особенности поздних карелид: они «в общем повторяют направления раннекарельских структур и приурочены исклю-

чительно к области карельской геосинклинали, тогда как отдельные ятулийские структуры являются структурами наложенными» (стр. 44). Приведенные данные о соотношении ятулийских наложенных структур с более древними тектоническими формами представляются весьма важными и интересными для решения вопроса о тектонических преобразованиях в структуре на разных стадиях их развития.

В свете задачи, стоящей перед авторами статьи, интересны конкретные сведения о морфологии интересующей нас полосы дислокаций. Согласно данным К. О. Кратца и И. Ю. Лазарева (1961), здесь развиты три обособленные одна от другой структуры, которые принадлежат категории отрицательных наложенных форм типа мульды и синклиналей (а также грабен-синклиналей). Это Сегозерская наложенная мульда, Елмозерская наложенная синклиналь и Кумсинская грабен-синклиналь (наложенная синклиналь).

Сегозерская структура, как известно, заполнена конгломератами, кварцито-песчаниками, основными эффузивами диабазового состава и в незначительном количестве карбонатными породами, занимающими верхнюю часть ее разреза. Видимая мощность осадочно-вулканогенных пород местами превышает 1 км. К. О. Кратц и И. Ю. Лазарев пишут, что кварцито-песчаники, составляющие существенную часть разреза, наклонены к центральной части мульды, закрытой озером. Вдоль западного и южного бортов они падают под углами 25—45°. На восточной окраине впадины слои круто, под углом 80°, склоняются на запад, а на островах северо-восточной части структуры падение слоев резко меняется в разных направлениях. Упомянутые исследователи вслед за О. А. Рийконен связывают деформации восточной и северо-восточной окраин Сегозерской депрессии с многочисленными разрывными нарушениями, осложняющими сравнительно простое строение Сегозерской мульды (Рийконен, 1960).

На наш взгляд, представление о мульдовом строении Сегозерского участка отвечает не современной структуре, а этапу развития, предшествовавшему среднепротерозойской вулканической деятельности. Об этом свидетельствуют условия залегания пород на севере и юго-востоке Сегозерской структуры. В этих местах не вырисовываются центриклинальные замыкания, как того требует понятие мульды. Условия залегания пород, изображенные на картах К. О. Кратца (1963), В. И. Перевозчиковой (1960), а также собранные авторами статьи, свидетельствуют о возможности иного объяснения природы деформаций различных участков Сегозерской структуры.

Профиль Елмозерской «наложенной синклинали» рисует моноклинали, в строении которой существенную роль играют эффузивные толщи основного состава. В западной части профиля эффузивная серия согласно наклонена с толщиной кварцито-песчаников, падающих сначала под углом 20—30°, а затем 40—50° на восток, вплоть до Елмозера. Моноклиналиное залегание кварцито-песчаников и известняков сохраняется и в восточнее озера, лишь близ контакта с гранитами основания кварцито-песчаники наклонены круто в обратном, западном, направлении и залегают в виде узкой полосы среди метабазитов. К. О. Кратц и И. Ю. Лазарев (1961) отмечают, что северная часть Елмозерской структуры резко сужена и сложена сильнодислоцированными ятулийскими отложениями, которые здесь стоят почти на головах, так что «невозможно установить нормальной складчатой структуры» («приразломные щелеобразные синклинали»). В южной части Елмозерской структуры, по мнению указанных исследователей, сохранились «элементы исходных складчатых структур» в виде двух брахиантиклинальных поднятий, в ядре которых обнажаются граниты основания. Нам представляется, что имеющиеся данные недостаточны для суждения о форме залегания слоев в южной части Елмозерского участка: они не исключают и предположения о том,

что обнажающиеся здесь граниты являются эрозионными останцами, подобно тому как это наблюдается на юго-восточном конце Сегозера (Кратц, 1963). Таким образом, среди приводимых сведений об условиях залегания пород в разных местах Елмозерской структуры отсутствуют данные о проявлениях складчатых форм, свойственных геосинклинальным областям.

Кумсинскую структуру К. О. Кратц и Ю. И. Лазарев определяют как грабен-синклиналь. «Северо-восточное крыло этой синклинальной структуры, сложенной среднепротерозойскими отложениями сегозерского типа, имеет нормальное, пологое залегание, тогда как юго-западное крыло нарушено взбросом, вдоль которого оно опрокинута на северо-восток. Круто падающие осевые разломы еще более нарушают общее синклинальное строение этой структуры» (Кратц, Лазарев, 1961, стр. 51). К анализу этой структуры мы вернемся ниже. Касаясь вопроса о происхождении деформаций ятулийских отложений в «наложенных синклиналях», названные исследователи отмечают, что они возникли в результате движений по продольным разломам, что «первоначально полого залегающие отложения претерпевали интенсивные нарушения вдоль относительно узких зон». Эти весьма интересные особенности деформаций Кумсинской зоны, изображенные на карте К. О. Кратца и О. А. Рийконен (Рийконен, 1961), к сожалению, не раскрыты с точки зрения механизма их образования. Остается неясным, в силу каких причин возникли напряжения, обусловившие такой рисунок деформаций этой зоны.

Итак, мы рассмотрели данные о морфологии интересующих нас структур. Они свидетельствуют о том, что «наложенные мульды и синклинали» представляют собой линейные деформации, не сопряженные с антиклинальными складками, как правило, лишены центриклинальных окончаний и нередко образуют моноклинали без обратных перегибов слоев; это не конседиментационные синклинальные складки. Создается впечатление, что в рисунке деформаций ятулийских кварцито-песчаников в разных местах Елмозерско-Кумсинской полосы неоднократно проявляются некоторые однообразные черты, по-видимому, определяющие их природу. Обратимся теперь к данным о магматических породах этой зоны.

### ОНЕЖСКО-СЕГОЗЕРСКИЙ ПОЯС ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОРОД

Онежско-Сегозерская система дислокаций располагается в пределах Карельского массива, в строении которого заметную роль играют древнейшие архейские гранитоиды, «частично переработанные в протерозое». Интересной особенностью Онежско-Сегозерской системы является полоса средне-, а местами и нижнепротерозойских зеленокаменных пород, прослеживающихся с небольшими перерывами на всем ее протяжении. Метадиабазы, метапорфириты, мандельштейны, шаровые лавы, туфы и вулканические брекчии, наряду с массивными габбро-диабазами, играют основную роль в строении рассматриваемой полосы. Они слагают разнообразные по форме и отношению к вмещающим породам тела, прослеживающиеся с незначительными перерывами на протяжении более 500 км в виде квестовых и грядовых форм, возвышающихся над окружающей местностью иногда до 100 м. Породами, вмещающими основные вулканы, являются ятулийские осадочные отложения, а также доятулийские гранитоиды.

Зона распространения вулканических пород ятулийского времени тесно связана с более ранними — нижнепротерозойскими и более поздними — магматогенными породами конца среднего протерозоя. Метадиабазы, метапорфириты, мандельштейны и кварцевые порфиры, ассоциирующие с полевошпатовыми амфиболитами филлитовидными серицитовыми и альбит-актинолитовыми сланцами, занимают более низкое стратиграфиче-

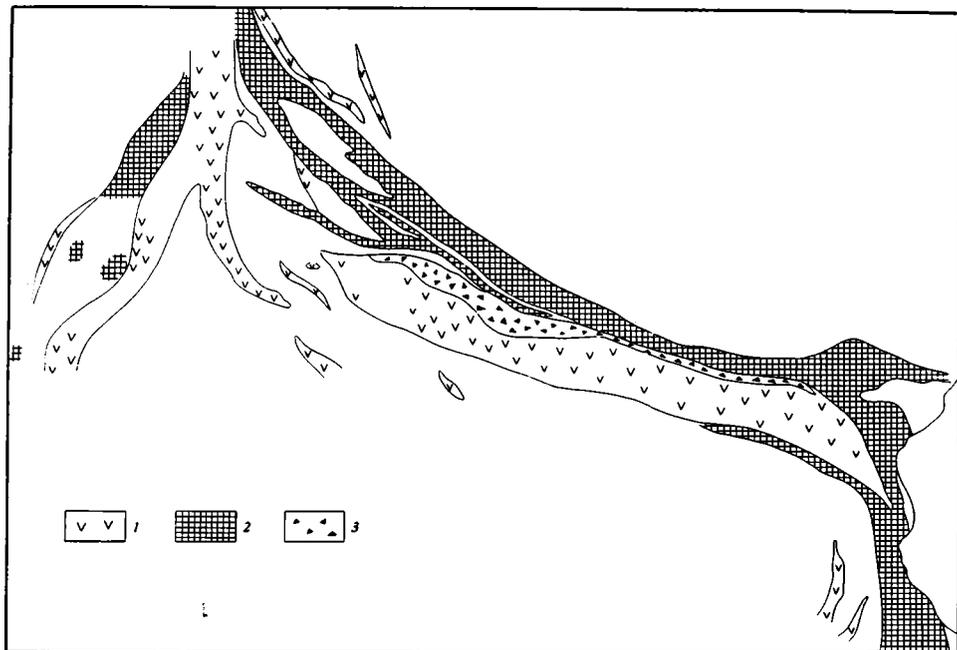


Рис. 1. Палеогеологическая схема размещения вулканогенной формации конца среднепротерозойского времени. Составлена авторами на основе схематической геологической карты района поселков Покровское—Чебино—Медвежьегорск К. О. Кратца и О. А. Рийконен (Рийконен, 1961)

Основные вулканиты: 1 — нижнего протерозоя; 2 — среднего протерозоя; 3 — лавобрекчии, агломераты среднего протерозоя

ское положение и относятся к нижнекарельским или нижнепротерозойским образованиям (Кратц, Нумерова, 1960). Более поздние суйсарские вулканиты представлены основными и ультраосновными эффузивами и кремнистыми сланцами. Названные комплексы и серии, занимающие разное стратиграфическое положение в разрезе протерозоя, составляют вместе единый пояс зеленокаменных пород, образующих на поверхности вулканогенную формацию спилито-альбитофирово-диабазового состава.

Наиболее широко в современном срезе пояс зеленокаменных пород Онежско-Сегозерской системы выражен в Прионежье, где покровы эффузивов, пластовые тела и дайки метаморфизованных основных пород встречаются во всех горизонтах осадочной серии ятулия и венчаются потоками основных и ультраосновных эффузивов суйсарской серии. Северо-западнее Прионежья ширина полосы зеленокаменных пород постепенно сокращается. Особенности ее строения, напротив, становятся более отчетливыми благодаря более глубокому эрозионному срезу. Здесь в районах р. Кумсы, Сегозера и Елмозера и в других местах раскрываются весьма важные черты морфологии магматических тел и истории развития вулканической деятельности.

В районе Кумсы прекрасно видно строение одного из подводных каналов, по которому продукты вулканизма выбрасывались на поверхность и изливались в виде потоков. Вдоль берегов Сегозера и Елмозера вполне доступна для изучения форма залегания лавовых потоков. Таким образом, в разных участках рассматриваемой полосы можно наблюдать различные элементы структуры зеленокаменных пород. Особенности их строения во многом уже достаточно хорошо известны и отражены на геологических картах, составленных К. О. Кратцем (1963), К. О. Кратцем и О. И. Рийконен (1961), К. О. Кратцем, и Ю. И. Лазаревым (1961) и другими геологами. Они свидетельствуют о том, что времени накопле-

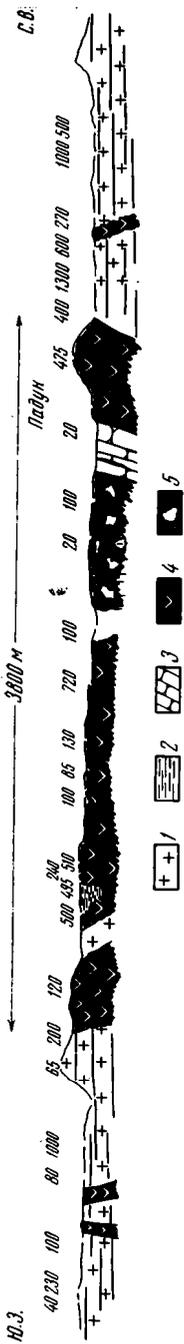


Рис. 2. Профиль подводящего канала между пос. Чебино и пос. Падун (А—Рt<sub>1</sub>); 2 — сланцы (Рt<sub>2</sub>); 3 — кварциты (Рt<sub>3</sub>); 4 — основные вулканы (Рt<sub>4</sub>); 5 — лавобрекчии, агломераты (Рt<sub>5</sub>)

ния сариолийских конгломератов и ятулийских кварцито песчаников в районе р. Кумсы предшествовал интенсивный вулканизм в нижнем протерозое. Следы его проявления сохранились в Кумсинском районе, где нижнепротерозойские метадиабазы, метапорфириды, вулканические брекчии, полевошпатовые амфиболиты и кварцевые порфиры слагают линейные тела, пронизывающие массивы гранитоидов. На рис. 1 изображены контуры этой нижнепротерозойской зоны проницаемости<sup>1</sup> магматогенных пород, состоящей в основном из двух ветвей. Наиболее хорошо обнажена полоса вулканитов района Чебино; менее доступен для изучения район пос. Покровского. Как показывает карта, Чебинская полоса зеленокаменных пород раскрывается в сторону Онежского оз., где она достигает, по-видимому, наиболее мощного проявления. Наблюдению же доступна зона выклинивания этой полосы.

После накопления песчаников сегозерской серии новая порция излияний оказалась пространственно тесно связанной с нижнепротерозойской зоной. Ширина зоны проницаемости в среднем протерозое заметно увеличилась, при этом вулканические образования пронизывали не только гранитоиды, но также и кварцито-песчаниковые отложения. В результате в районе пос. Остречье — пос. Покровское оформилась линейная зона узких и длинных полос основных вулканитов, между которыми местами сохранились блоки гранитов, гранито-гнейсов и кварцито-песчаников. В районе пос. Падун эта зона значительно сужена и состоит почти нацело из протерозойских вулканических пород. Особенно примечательна здесь полоса лавобрекчии и туфобрекчии, простирающаяся по правобережью р. Кумсы на протяжении около 20 км при ширине полосы 0,5—2,0 км. Эта сравнительно узкая полоса представляет собой агломерат из обломков, валунсв и глыб гранитного и полимиктового состава, заключенных в лавовом и туфовом цементе.

Вулканические агломераты рассматриваемой полосы в ряде работ описаны под названием кумсинских (сариолийских) конгломератов, что представляется неверным, так как материал сариолийских конгломератов находится здесь, безусловно, в перетолженном состоянии. Профиль, изображенный на рис. 2, дает представление о мощности вулканической формации в районе р. Кумсы, между пос. Чебино и пос. Падун. На профиле показан подводящий канал эффузивной серии, в строении которого участвуют нижне- и среднепротерозойские основные вулканы с массивными и излившимися текстурами и агломераты.

<sup>1</sup> Понятие «зона проницаемости» было сформулировано Н. А. Штрейсом при описании зеленокаменной полосы Среднего Урала (Штрейс, 1951). На наш взгляд, это понятие наиболее удачно отражает сущность явления проникновения в верхние слои земной коры продуктов магматической деятельности. С зонами проницаемости связаны определенные категории структур как в геосинклинальных областях, так и на платформах.

На простирании Кумсинского подводящего канала, кулисообразно по отношению к нему, в районе Карельской Масельги располагается зона амфиболизированных и альбитизированных диабазов, метапорфиритов и лавобрекчий, пронизывающих массив гранитоидов (рис. 3). Эта зона продолжается, по-видимому, под водами Сегозера и снова обнажается на его северо-западном берегу. В этом направлении она прослеживается с перерывами вплоть до Ругозера.

По берегам Сегозера и Елмозера наблюдаются потоки лав, излившихся на поверхность кварцито-песчаников сегозерской серии ятулия и

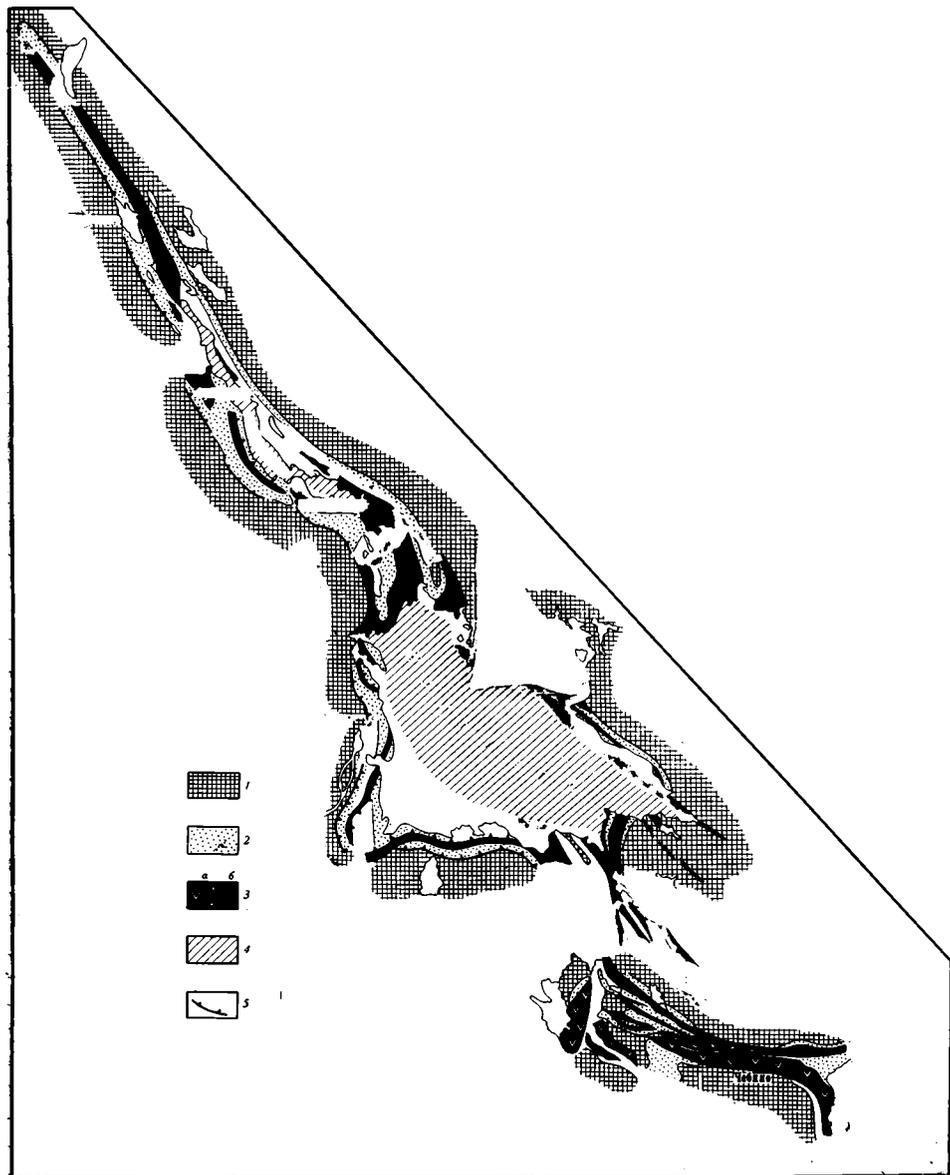


Рис. 3. Схема расположения Онежско-Сегозерской полосы зеленокаменных пород и сопровождающих их деформаций сегозерской серии. Составлена на основе геологических схем К. О. Кратца, О. А. Рийконен, Ю. И. Лазарева, Н. Ф. Демидова и личных наблюдений авторов

1 — граниты и гранито-гнейсы ( $A-Pt_1$ ) с реликтами вулканогенно-осадочных пород ( $Pt_1$ ); 2 — кварциты, песчаники, конгломераты ( $Pt_2$ ); 3 — вулканиты зеленокаменной полосы ( $Pt_{1-2}$ ); а — прослеженные, б — предполагаемые; 4 — деформированные кварциты и песчаники сегозерской серии ( $Pt_2$ )



Рис. 4. Условия залегания осадочных и вулканогенных пород сегозерской серии по периферии пояса основных вулканитов у пос. Паданы (Сегозеро)

1 — кварциты, алевролиты и галечниковые конгломераты сегозерской серии  $P_2$ ; 2 — основные эффузивы ятулийского вулканического комплекса  $P_2$

перекрытых сходными осадочными отложениями той же серии, как это изображено на профиле у пос. Паданы (рис. 4). Аналогичные соотношения эффузивных серий с осадочными породами наблюдаются и вдоль западного берега Елмозера. Такого же вида профили известны и из других мест Сегозерско-Елмозерского района (Кратц и Лазарев, 1961; Кратц, 1963; Соколов, Галдобина и др., 1965) и везде раскрываемые на них условия залегания эффузивных образований однозначно рисуют структуру этой интересной зоны.

Весьма любопытно, что в пределах Онежско-Сегозерского пояса зеленокаменных пород процессы гранитообразования в протерозое не играли заметной роли, тогда как на остальной обширной площади Карельского массива они были широко развиты. Онежско-Сегозерский пояс зеленокаменных пород на протяжении среднего протерозоя является зоной, проницаемой для вулканических излияний и внедрений субвулканических тел преимущественно основного состава.

Перейдем теперь к рассмотрению деформации ятулийских осадочных толщ, сопровождающих Онежско-Сегозерскую полосу зеленокаменных пород.

#### ДЕФОРМАЦИИ ЯТУЛИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ОНЕЖСКО-СЕГОЗЕРСКОЙ СИСТЕМЫ

Континентальные терригенные отложения ятулийского времени, очевидно, были развиты на значительной площади Балтийского щита. Но сохранились они преимущественно в местах развития зеленокаменных пород. Это обстоятельство, по-видимому, не является случайным и, как нам кажется, тесно связано с особыми условиями их залегания.

На рассматриваемом участке кварцито-песчаниковые отложения сегозерской серии образуют ряд изолированных выходов, сосредоточенных вдоль берегов Сегозера, Елмозера, а также по правобережью р. Кумсы. Названные районы распространения кварцито-песчаников отделены друг от друга обнажениями гранитоидов. Напротив, полоса зеленокаменных пород непрерывно прослеживается на всем протяжении между Елмозером и Онежским оз. Обращает на себя внимание удивительное однообразие формы залегания кварцитов и песчаников в зоне распространения зеленокаменных пород. Вместе с тем, в соответствии с изложенными выше особенностями строения основных вулканитов, наблюдаются и некоторые различия в рисунке деформаций пород сегозерской серии в зависимости от положения в структуре зеленокаменной полосы.

В Кумсинском районе, в зоне распространения секущих тел, сложенных разнообразными вулканическими породами, развиты интенсивные де-

формации осадочных отложений. Материалы исследований К. О. Кратца и О. Р. Рийконен (1961), а также авторов статьи свидетельствуют о том, что среднепротерозойские кварциты распространены здесь в виде узких линз, лент, клиньев, расположенных между линейно вытянутыми телами основных вулканитов. Ширина «лент» колеблется от первой сотни метров до 1—1,5 км при длине, достигающей многих километров. Обращает

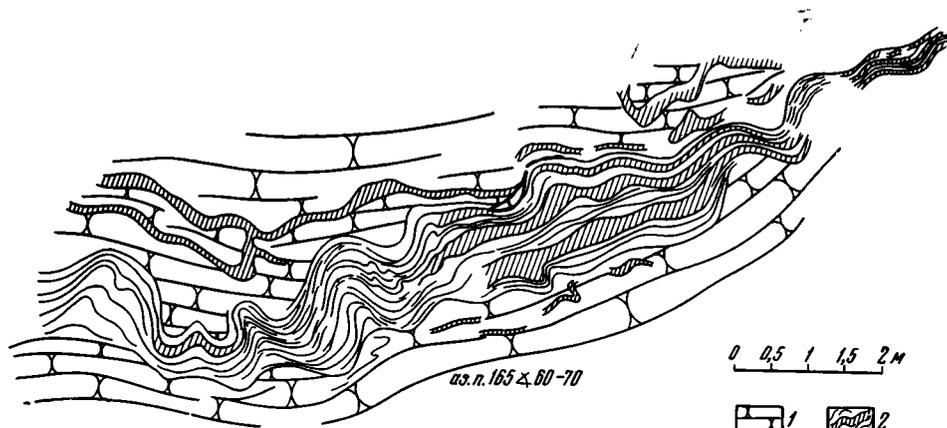


Рис. 5. Деформации осадочных отложений, сопровождающих пояс развития основных вулканитов  
1 — кварциты; 2 — кремнистые сланцы

на себя внимание форма залегания кварцитов. Чаще всего они составляют либо моноклинали из слоев, наклоненных в сторону секущих тел, либо образуют блоки стоящих на головах пород. В тех местах, где между секущими телами помимо кварцитов оказались зажатыми и кремнистые сланцы, наблюдается более сложный рисунок их деформаций (рис. 5). Нередко сочетания различных элементов залегания кварцитов располагаются на простирании одной и той же полосы, например, западнее поселка Чебино, где породы наклонены под углами от 10 до 90° и сопровождаются многочисленными дизъюнктивными нарушениями типа сбросов, взбросов и надвигов (Рийконен, 1961).

Стиль деформаций, свойственный Кумсинскому району, проявляется и в ряде мест Сегозерского участка. Как уже отмечалось выше, к северным берегам Сегозера со стороны Елмозера подходит расширяющаяся к югу полоса зеленокаменных пород, которая скрывается под водами Сегозера и снова обнажается в юго-восточной его части. Есть все основания предполагать, что современная впадина Сегозера располагается над древней зоной проницаемости магматических образований. В свете этого предположения понятны интенсивные и вместе с тем локальные по площади деформации сариолийских конгломератов и сегозерских кварцитов района Сондальской губы, о. Сондал, а также северо-восточного берега Сегозера, где они подробно изучены О. А. Рийконен (1960).

Нарушения в залегании осадочных толщ, подобные Кумсинским, развиты преимущественно вблизи зоны распространения наиболее крупных секущих тел зеленокаменного пояса. Они заметно ослабевают по мере удаления от него. Такого рода зависимость относительно подводящего канала проявляется особенно наглядно при сравнении степени дислоцированности осадочных толщ вкрест простирания Онежско-Сегозерской системы.

Выше уже отмечалось, что в тех местах, где лавовые потоки основных пород наклонены, согласно с ними залегают и осадочные толщи сегозерской серии. Примеры такого рода соотношений изображают профили,

построенные западнее Елмозера, в районе озер Хауги-лампи и Питькалампи, а также профиль, составленный К. О. Кратцем и Н. Ф. Демидовым (Кратц, Лазарев, 1961). В этих местах неизменно видно, что мощные пачки массивных толстослоистых кварцитов падают по направлению к Елмозеру, вдоль берегов которого протягиваются гряды секущих тел метадиабазов. Углы падения осадочных толщ заметно возрастают по мере приближения к вулканитам Елмозера от 10—15 до 30—40, а иногда и до 50°.

Полоса деформированного залегания кварцитов на широте рассматриваемых профилей Елмозерского участка не превышает нескольких километров. За пределами этой полосы, на расстоянии не более 1 км, в районе Самсоновой горы слои конгломератов не несут следов заметного нарушения первоначального залегания.

Деформации кварцитов и песчаников, подобные Елмозерским, наблюдаются и в районе Сегозера. Западный и южный его берега на протяжении многих километров обнаруживают однообразную картину. Осадочные отложения вместе с пластовыми телами эффузивных основных пород образуют моноклинали, наклоненные в сторону озера в направлении предполагаемого положения подводящего канала (рис. 4). По-видимому, такого рода соотношения между деформациями кварцитов и песчаников сегозерской серии и поясом зеленокаменных пород не являются случайными, так как они сохраняются и в тех местах, где происходит изменение простираения тел, сложенных основными вулканитами. В районе Гарьюс-губы, например, параллельно с изменением простираения потока эффузивов с широтного на юго-юго-восточное меняется простираение и падение пачек кварцитов, подстилающих эффузивные образования. Все они неизменно наклонены в сторону подводящего канала.

Таким образом, в пределах Онежско-Сегозерской системы дислокаций намечаются две разновидности деформаций слоев сегозерской серии. Одна из них пространственно тесно связана с зоной подводящих каналов зеленокаменного пояса и, как было показано выше, представляет собой разнообразное сочетание интенсивно деформированных слоев кварцитов и песчаников, другую составляют моноклинали слоев сегозерской серии, согласно наклоненных с вулканическими потоками в сторону зоны проницаемости. Обе разновидности деформаций не являются конседиментационными формами. Их тесная пространственная связь с поясом зеленокаменных пород свидетельствует о генетическом родстве этих деформаций с вулканической деятельностью.

За пределами распространения зеленокаменных пород слои сохраняют свое первоначальное положение. Ярким примером тому служат шокшинские и каменноборские песчаники Западного Прионежья; они выстилают обширную плоскую впадину, расположенную в современном срезе в стороне от интенсивных проявлений магматизма. В работе одного из авторов статьи было показано, что стратиграфическое положение каменноборских и шокшинских кварцитов и песчаников подобно положению сегозерской серии ятулия в разрезе протерозоя (Чахмахчев, 1966). В свете этих данных становится очевидным, что на огромной площади Западно-Онежской впадины среднепротерозойские кварциты и песчаники залегают очень спокойно, практически горизонтально. Напротив, там, где эти породы попали в сферу действия протерозойского вулканизма, они претерпели существенные деформации.

Нарушения в залегании слоев, возникающие в связи с проявлениями вулканической деятельности, весьма широко распространены в разных районах земного шара. Они описаны в работах А. Гике (Geikie, 1897), А. Л. Дю-Тойта (Du-Toit, 1939), П. Е. Оффмана (1959). Однако до сих пор эти деформации не получили четкого структурного обособления, и по существу не возникал вопрос о соотношении их с другими широко известными тектоническими формами древних платформ.

Изучение морфологии и истории развития некоторых докембрийских структур Балтийского щита и Русской плиты, возникновение которых тесным образом связано с древним вулканизмом, неожиданно раскрыло новые аспекты связей тектоники с вулканизмом. Выясняется, что структуры, образовавшиеся в связи с древней вулканической деятельностью, испытывают морфологические преобразования во времени и в пространстве и должны рассматриваться среди основных структур земной коры. Перейдем к рассмотрению этого положения.

### **О МАГМАТОГЕННОЙ ПРИРОДЕ ДИСЛОКАЦИИ ОНЕЖСКО-СЕГОЗЕРСКОЙ СИСТЕМЫ**

Онежско-Сегозерская полоса зеленокаменных пород представляет собой структуру глубокого заложения. По-видимому, еще в нижнем протерозое в узких линейных зонах на протяжении многих сотен километров земная кора была проницаема для поступления значительных масс вулканических образований основного состава. Магматическая деятельность неоднократно нарушала «слоистую структуру коры, что привело к проседанию зон над очагами вулканизма и образованию структур, подобных нижнепротерозойским трогам Канадского щита» (Марков, 1960; Павловский, Марков, 1963). Продукты магматической деятельности сосредоточились при этом не только над зонами проседания, но также распространились и на смежные с ними относительно поднятые участки. Об этом наглядно свидетельствуют реликты нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных толщ, сохранившихся среди полей гранитоидов. Такого рода соотношения говорят вместе с тем и о том, что вслед за интенсивной вулканической деятельностью на значительной площади Карельского поднятия имел место процесс становления гранитоидов.

После нижнепротерозойских эффузий и экструзий вулканические процессы снова возобновились в среднепротерозойское время. Магматогенные образования этого этапа оказались пространственно тесно связанными с нижнепротерозойскими зонами проницаемости. Они сохраняют те же простирания, что и нижнепротерозойские вулканы и образуют вместе единый пояс зеленокаменных пород.

Среднепротерозойской вулканической деятельности предшествовало накопление терригенных континентальных отложений сариолийской и низов сегозерской серий ятулия.

На протяжении ятулийского времени вулканическая деятельность возобновлялась несколько раз. При этом область наиболее мощного проявления вулканизма постепенно расширялась в южном направлении и завершилась формированием суйсарского комплекса. В этом же направлении наращивался разрез осадочных отложений за счет карбонатных и сланцевых толщ онежской серии и алеврито-сланцевых — бесовецкой свиты (Кайряк, 1960).

Прямые данные о том, что происходило в этот относительно более поздний этап становления зеленокаменного пояса на смежных поднятиях, отсутствуют. Обращает на себя внимание, однако, то обстоятельство, что в основании обширных пластовых тел, кварцевых порфиров и гранитов рапакиви в ряде мест залегают потоки андезито-базальтов мощностью до 100 м. Не исключено, что время излияния этих лав было близким к интервалу времени формирования диабазовой формации Онежско-Сегозерской системы.

Перечисленные основные этапы вулканической деятельности характеризуют развитие Онежско-Сегозерской зоны проницаемости, вдоль которой неоднократно поступали на поверхность магматические расплавы из глубин земной коры. В современном срезе они образуют полосу субвулканических секущих и пластовых тел и потоков из пород диабазовой формации.

Данные о размещении дислокаций кварцитов и песчаников сегозерской серии наглядно свидетельствуют о тесной пространственной связи их с поясом распространения зеленокаменных пород. Зависимость рисунка деформаций кварцитов и песчаников от положения в структуре зеленокаменного пояса неизбежно приводит к выводу, что дислокации Онежско-Сегозерской системы возникли в связи с вулканической деятельностью, в результате проседания кровли над магматическими очагами. Их следует рассматривать в ряде структур магматогенного происхождения. Магматогенная природа дислокаций, по-видимому, является общей для многих структур Балтийского щита, располагающихся над зонами проницаемости.

Последовательное изучение Кумсинской, Сегозерской и Елмозерской структур позволяет наметить прогрессивно расширяющуюся во времени зону прогибания. Эта тенденция сохраняется и в послесегозерское время, в особенности в Онежской впадине, где многократно проявлявшаяся вулканическая деятельность привела к оформлению наиболее значительной отрицательной структуры относительно смежных участков, сложенных гранитоидами (Новикова, 1965).

Более поздние этапы развития структур подобного рода доступны изучению на Русской плите, в частности в Большедонбасской синклинальной системе.

Сравнительный анализ Онежско-Сегозерской системы с Бобльшедонбасским авлакогеном показывает, что эти тектонические формы принадлежат к структурам одинаковой природы, возникшим над зонами проницаемости (Новикова, 1965). Это так называемые бороздой рожденные структуры или авлакогены Н. С. Шатского (Шатский, 1964). Онежско-Сегозерская система раскрывает особенности строения и развития структур подобного рода на стадии интенсивного проявления вулканической деятельности, тогда как на примере Большедонбасской системы выявляются особенности дислокаций, связанных в значительной мере с более поздним этапом развития, когда процесс прогибания над зоной проницаемости приводит к образованию цепочек изолированных замкнутых впадин, разделенных относительно поднятыми участками. Деформации, сопровождающие пояса зеленокаменных пород, в этих случаях оказываются погребенными под более молодыми формами.

Таким образом, структуры типа авлакогенов принадлежат, по-видимому, к числу основных тектонических форм древних платформ, непременным условием возникновения и развития которых является магматическая деятельность.

При дальнейших исследованиях представляется интересным выяснить соотношение авлакогенов с нижнепротерозойскими трогами, рассматриваемыми в ряду структур, свойственных геосинклинальным областям, а также с нуклеарными формами.

#### Литература

- Г и л я р о в а М. А. Новые данные по стратиграфии и тектонике геологических образований Карелии. Изв. Кар.-Финск. научн.-исслед. базы АН СССР, Петрозаводск, 1949.
- К а й р я к А. И. Бесовецкая свита — новая осадочная толща в составе протерозоя Южной Карелии. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. XXVI, Петрозаводск, 1960.
- К р а т ц К. О. Геология карелид Карелии. Тр. Лаб. геол. докембрия, вып. 16. Изд-во АН СССР, 1963.
- К р а т ц К. О. и Н у м е р о в а В. Н. Краткий очерк геологического строения и основные черты металлогении восточной части Балтийского щита. «Материалы по геологии и полезн. ископаемым северо-запада СССР». Л., Книжное изд-во, 1957.
- К р а т ц К. О., Н у м е р о в а В. Н. Основные черты геологического строения. Геология СССР, т. XXXVII. Карельская АССР, ч. I, Гостеолтехиздат, 1960.
- К р а т ц К. О., Л а з а р е в Ю. И. Основные черты тектонических структур ятулия Карелии. В кн. «Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова». Карельск. фил. АН СССР. Мурманское кн. изд-во, 1961.

- Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии на примере Канадского щита. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР. Сер. геол., вып. 5, 1960.
- Новикова А. С. Особенности тектоники Большого Донбасса. Бюл. Моск. о-ва испыт. прир., сер. геол., № 4, 1961.
- Новикова А. С. О строении Восточно-Европейской платформы в протерозое. Геотектоника, № 1, 1965.
- Оффман П. Е. Тектоника и вулканические трубки Центральной части Сибирской платформы. Тектоника СССР, т. IV, Изд-во АН СССР, 1959.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники. Сб. «Структуры докембрия и связь магматизма с тектоникой». Тр. ГИН АН СССР, вып. 93, Изд-во АН СССР, 1963.
- Перевозчиков В. А. Геология СССР, т. XXXVII, Карельская АССР, ч. I, Госгеолтехиздат, 1960.
- Рийконен О. А. К геологии протерозоя побережья оз. Сегозера Центральная Карелия. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. 26, 1960.
- Рийконен О. А. Основной вопрос стратиграфии протерозоя Центральной Карелии. В кн. «Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова», Мурманское книжное изд-во, 1961.
- Соколов В. А., Галдобина Л. П. и др. Новый вулканический комплекс в протерозое Карелии. Докл. АН СССР, т. 161, № 3, 1965.
- Судовиков Н. Г. Докембрий Карельской АССР. Докл. сов. геол. на XVIII Междунар. конгр. Изд-во ГОНТИ, Ред. горно-топлив. и геол.-развед. лит., 1937.
- Тимофеев В. М. Петрография Карелии. В кн. «Петрография СССР» под ред. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. Сер. 1. Региональная петрография, вып. 5. Изд-во Петрозаводск. геол. ин-та, 1935.
- Харитонов Л. Я. Геология района дер. Чебино — г. Медвежьегорск — рудник Воронов Бор. Изв. Карело-Финск. науч.-исслед. базы АН СССР, № 2, Книжное изд-во, Петрозаводск, 1949.
- Чахмахчев В. Г. Тектоническое положение кварцито-песчаников Прионежья. Геотектоника, № 1, 1966.
- Шатский Н. С. О прогибах донецкого типа. Избр. труды, т. II, Изд-во «Наука», 1964.
- Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. Тектоника СССР, т. 3, Изд-во АН СССР, 1951.
- Du Toit A. L. The Geology of South Africa. Edinburg — London, 1939.
- Eskola P. Petrographische Charakteristik der Kristallische Gestein Finnlands. «Fortschritten der Mineralogie». B. 2, 1927.
- Sederholm S. S. Om berggrunden i söden Finland. Fennia, 8, N 3, 1893.
- Geikie A. The ancient Volcanoes of Great Britain, v. 1, London, 1897.
- Väyrynen H. Notes on the geology of Karelia and the Onega region in the summer of 1937. Commun. geol. Finlande, № 123, 1938.
- Wegmann E. C. Über die Tektonik der jüngeren Faltung in Ostrifinnland. Fennia, 50, N 16, 1928.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
23 июня 1966 г.

A. S. NOVIKOVA, V. G. CHAKHMAKHCHEV

### ON THE ORIGIN OF THE LAKE ONEZHSKOYE — SEG OZERO DISLOCATION SYSTEM

A study of the tectonics and history of the Middle Proterozoic sedimentary and volcanic formations in the area of the Kumsa River, Seg Ozero and Elm Ozero has proved that the deformations developed in this area are of a magmatic origin, while the geosynclinal-type Late Karelian folded forms are absent.

Correlation of the Lake Onezhskoye — Seg Ozero system with the Donetsk aulacogene has shown that these tectonic forms are of the same nature, having originated above permeable zones.

Structures of an aulacogene type are among major tectonic forms of ancient platforms which genesis and evolution are invariably affected by magmatic activity.

Geological Institute  
Academy of Sciences of the USSR

УДК 551.243.12(470.41)

С. С. ЭЛЛЕРН, Б. С. СИТДИКОВ

**К ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЛЕКЕССКОЙ ВПАДИНЫ**

Одним из крупных структурных элементов на востоке Русской платформы является Мелекесская впадина. Н. С. Шатский (1948), касаясь геотектонического положения Мелекесской впадины (мульды, по его терминологии) в системе структурных элементов востока Русской платформы, отмечал, что она является поперечным прогибом в пределах Волго-Уральского свода и имеет древнее заложение. Он указывал, что «поперечный прогиб выражен не только в современной структуре Мелекесской мульды; есть данные по мощностям, что прогиб несколько юго-западнее Мелекесской мульды существовал еще в средне- и верхнедевонское время и в нижнем карбоне».

Позднее, в сводной работе по тектонике Волго-Уральской области было уточнено, что Мелекесская впадина, являясь отрицательной структурой, равнозначна по своей значимости положительным элементам первого порядка — сводам, между которыми она располагается: Татарскому, Токмовскому и Жигулевско-Пугачевскому, составляющим части единого Волго-Уральского свода (Наливкин и др., 1956). Тем самым было подтверждено представление Н. С. Шатского о структурном положении впадины. Вместе с тем было отмечено, что «Мелекесская впадина является отрицательной структурой, образованной тектоническими движениями, место максимального проявления которых менялось. Последнее привело к тому, что отдельные участки впадины имеют собственную историю формирования».

За последние годы, в связи с проводившимся здесь бурением, стали известны многие новые черты глубинного строения Мелекесской впадины, частично изложенные в литературе (Егоров, 1960; Мельников, Войтович, 1960, 1962; Ситдилов, 1963; Солонцов, Троепольский, Эллерн, 1960; Троепольский, Эллерн, 1958, 1959, 1964 и др.). Эти сведения позволяют глубже познать историю формирования впадины.

В пределах Мелекесской впадины наиболее сложной историей формирования отличался ее северо-западный склон, располагающийся в западной части Татарской АССР и прилегающей к ней части Ульяновского Заволжья. Именно этот участок, по мнению Н. С. Шатского, развивался наиболее устойчиво, имея тенденцию к прогибанию в девонское и каменноугольное время. Новые материалы показывают, что здесь были развиты также и более древние, рифейские прогибы.

Известно, что в ряде случаев на Русской платформе установлены черты унаследованного развития между рифейскими прогибами и более молодыми структурными формами. Особенно четко это было показано Н. С. Шатским (1955) на примере Пачелмского прогиба, где на фоне рифейского желоба в девонское время образовалась широкая синеклиза.

Изучение Мелекесской впадины в этом плане показывает, однако, иное направление ее развития по сравнению с Пачелмским прогибом —

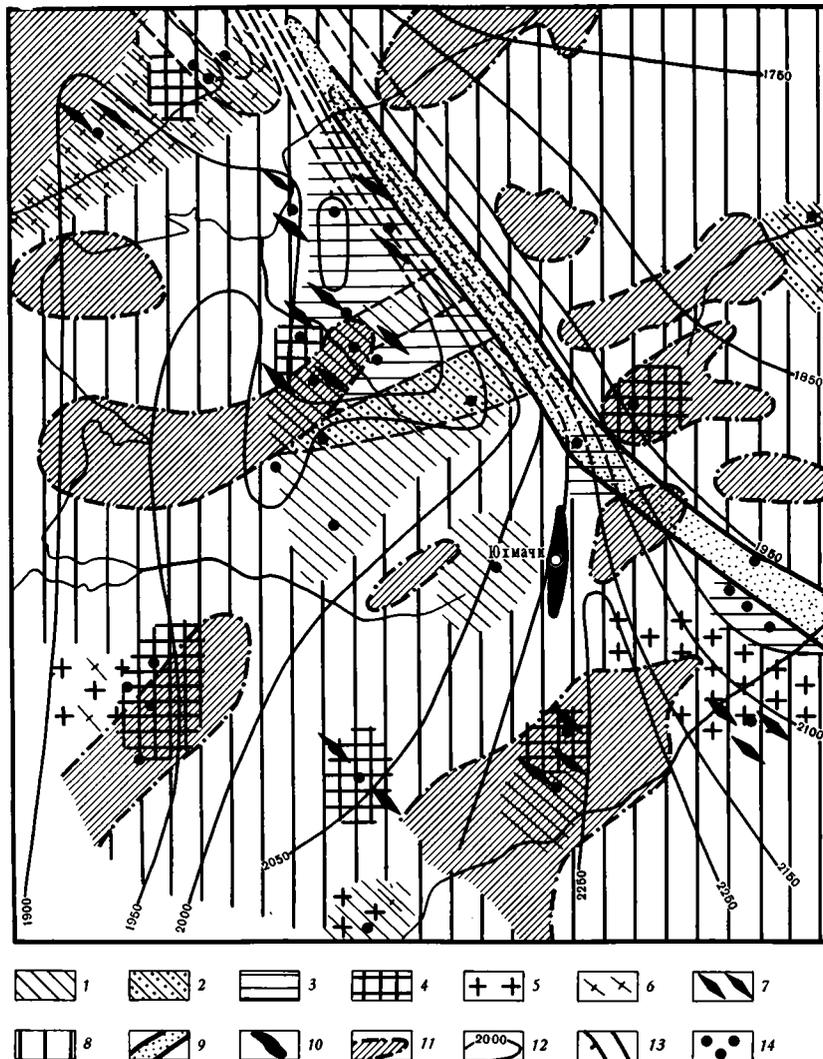


Рис. 1. Схематическая геолого-петрографическая карта кристаллического фундамента западной части Мелекесской впадины. Составил Б. С. Ситдиков

Архейские комплексы пород: 1 — биотитовые плагногнейсы; 2 — гранато-биотитовые гнейсы; 3 — роговообманково-биотитовые гнейсы; 4 — гиперстеносодержащие породы чарнокитовой серии; 5 — плагнограниты, гранодиориты; 6 — кремниво-калийевый метасоматоз, наложенный на архейские породы (гранитизация); 7 — blastsмилониты и blastsкатаклазиты, возникшие по архейским породам; 8 — нерасчлененный архей; породы рифейской группы; 9 — аналоги боровской свиты; 10 — габбро-диабазы; 11 — участки с относительно повышенной магнитностью (по данным В. П. Боронина); 12 — изогипсы поверхности фундамента (по П. И. Лангуеву, 1962 г.); 13 — разломы; 14 — глубокие скважины

здесь проявились многократные процессы и унаследованности, и наложенности структурных форм. Сложность и многофазность формирования Мелекесской впадины запечатлена в структурно-фациальных особенностях осадочного чехла.

Кристаллический фундамент Мелекесской впадины складывается, как показывают материалы бурения, дорифейским комплексом и прорывающими его массивами кислых и основных магматических пород, а также гиперстено-биотитовыми породами чарнокитовой серии (рис. 1). Последние совместно с интрузиями основных пород или с магнитоактивными

разновидностями других гнейсов обуславливают магнитные аномалии различной интенсивности (Ситдигов, Боронин, 1963).

В составе суперкрупного комплекса преобладают биотитовые (местами графитоносные) и роговообманково-биотитовые плагиогнейсы, порою обогащенные магнетитом (Бугровка, скв. 21). Сравнительно меньшим количеством скважин вскрыты гранато-кордиерито-биотитовые гнейсы, принадлежащие к той же фации. Указанные разновидности гнейсов повсеместно подверглись интенсивной гранитизации, что чаще всего проявилось в возникновении «метасоматических» мигматитов, кварцево-полевошпатовых лейкократовых и крупнокристаллических прожилков или гнезд в гнейсах, а также в интергранулярном и почти равномерном распределении вновь образовавшихся минералов (кварца, микроклина, кислого плагиоклаза и некоторых других). Наиболее интенсивные проявления отмеченного кремниво-щелочного метасоматоза имели место в среднепротерозойское время (Варданянц, 1960; Половинкина, 1960; Ситдигов, 1963), что подтверждается определениями абсолютного возраста микроклина из подобных образований ( $1700 \pm 100$  млн. лет). Однако в ряде случаев такие данные не согласуются с геологическими (Лапинская, 1962 и др.). Кроме того, в некоторых пунктах наблюдаются также и проявления более позднего метасоматоза, главным образом гидротермального характера, наложенного на предварительно гранитизированные породы гнейсового комплекса. Так в Бугровке в скв. 9 «гранитизированные» гранато-биотитовые гнейсы секутся кварцевыми прожилками с выделениями галенита и других сульфидов.

Породы гнейсового комплекса, судя по вытнутости аномалий магнитного поля, имеют северо-восточное простирание (Ситдигов, Боронин, 1963), составляя часть крупной Камско-Вятской складчатой зоны (Гафаров, 1963).

Юго-восточнее с. Юхмачи среди пород гнейсового комплекса выявлены роговообманково-биотитовые плагиограниты, вскрытые в районе деревень Турнаясы и Максимино. Микроклинизированные плагиограниты были описаны также А. И. Педашенко в Мелекесской скв. 1, расположенной южнее Турнаяского массива. Аналогичные породы (Ситдигов, 1963; Лапинская, 1962) вскрыты и в районе дер. Новиковка. Гранитоиды из указанных районов заметно огнейсованы и в разной степени микроклинизированы и окварцованы. По возрасту они являются, по-видимому, раннепротерозойскими и относятся к наиболее древним гранитоидам фундамента востока Русской платформы (Варданянц, 1960; Лапинская, 1962; Эллерн, Ситдигов, 1962).

Локально или спорадически развиты среди образований гнейсового комплекса гиперстено-роговообманково-кварцевые породы чарнокитовой серии, которые часто обладают гнейсовидной, реже — массивной текстурой. Они вскрыты скважинами в целом ряде пунктов — у Алпарова, Бугровки, Камского Устья, Новиковки, Тиинска, Усть-Черемшана и др. За пределами рассматриваемого района породы чарнокитовой серии встречены во многих пунктах (Ситдигов, 1963), а в районе Нурлат они образуют габбро-норит-чарнокитовый массив (Лапинская, 1962; Эллерн, Ситдигов, 1962), занимающий более  $350 \text{ км}^2$ . Подобные же породы габбро-норит-метадиорит-чарнокитового ряда довольно широко развиты не только в фундаменте юго-западной части Татарского свода (Эллерн, Ситдигов, 1962; Ситдигов, 1963 и др.), но и в северной части Жигулевско-Пугачевского свода (Лапинская, 1962; Егорова, 1964), а также на восточном склоне Токмовской системы сводовых поднятий (Урмары, Марпосад). Все вместе они составляют на востоке Русской платформы крупную провинцию, которая была выделена Л. А. Варданянцем (1960) под названием «средневожской нориточарнокитовой провинции». Породы чарнокитовой серии формировались путем метасоматической переработки гиперстеновых гнейсов и связанных с ними норитов и габбро-но-

ритов (представителей древнейшей офиолитовой формации). Об этом свидетельствуют резко изменчивые химические и минералогические составы чарнокитовых пород, структурные взаимоотношения слагающих их минералов и наличие постепенных переходов от чарнокитов к почти неизменным породам (Ситдилов, 1963 и др.). Возраст чарнокитовой серии определяется синхронным возрастом гранитизации, развитой здесь в региональном масштабе (абсолютный возраст около  $1700 \pm 100$  млн. лет).

В платформенный период история развития района, где находится северо-западный склон современной Мелекесской впадины, может быть прослежена с наибольшей полнотой с рифейского времени, когда здесь возник и развивался грабенообразный прогиб северо-западного простирания, получивший наименование Алькеевского грабена. Мощность терригенных рифейских отложений здесь составляет более 300 м. Выполняющая Алькеевский прогиб рифейская толща, очевидно, является аналогом боровской свиты, развитой в другом более крупном Серноводско-Абдулинском грабенообразном прогибе (Солонцов, Тропольский, Эллерн, 1960), расположенном южнее. На этом основании мы полагаем, что Алькеевский прогиб имел непосредственную связь в рифейское время с Серноводско-Абдулинским, хотя некоторыми исследователями ее существование оспаривается (Наливкин, 1963). Алькеевский прогиб, как и другие рифейские прогибы, приурочен к зоне древнего разлома (приразломный грабен по терминологии В. Д. Наливкина) (1963). Об этом свидетельствует в первую очередь то, что рифейские отложения расположены в теле фундамента в виде узкой, но довольно глубокой зоны северо-западного простирания и отчетливо секущей простирающиеся в северо-восточном направлении породы архейского гнейсового комплекса (Ситдилов, 1963; Ситдилов, Боронин, 1963).

Нетрудно видеть, что отмеченные выше магматические породы различного дорифейского возраста располагаются в зоне, совпадающей в основном с простиранием Алькеевского грабена и несомненно связанной с древними разломами, как это четко установлено в районе Самарской Луки. Кроме того, на наличие дизъюнктивных нарушений в теле фундамента указывает также установленная вдоль юго-западного борта прогиба (с. Юхмачи) интрузия габбро-диабазов, представляющая собой петрографический аналог пород рифейской диабазовой формации, широко известной в других районах Татарии и на западе Башкирии (Ситдилов, 1963). Связь последних с разломами несомненна (Дымкин, Эллерн, 1956; Ситдилов, 1960; Тимергазин, 1959; Лапинская, 1962 и др.).

Иной структурный план характеризовал современную Мелекесскую впадину в средне- и верхнедевонское время. В центральной ее части от районов Чистополя и Билярска к Юхмачам и Тиньску протягивалась приподнятая зона пород кристаллического фундамента, которая, по нашим представлениям (Эллерн, Валеев, 1962), прослеживается и далее в юго-западном направлении в сторону Сызрани и является связующим звеном в системе поднятий Татарского свода и Покровского поднятия. Она была названа Юхмачинско-Билярской приподнятой зоной (Мельников, Войтович, 1962). Под резким, почти прямым углом, она сочтает Алькеевский грабен и, несомненно, что часть грабена вошла в состав Юхмачинско-Билярской приподнятой зоны. Об этом свидетельствует тот факт, что в Алькеевской скв. 22 и в ряде других скважин терригенная толща девона резко сокращена и налегает непосредственно на отложения рифея (боровской свиты). Юхмачинско-Билярская приподнятая зона была сформирована в результате глыбовых движений фундамента, связанных с образованием своеобразного приразломного горста. Особенно резкими глыбовые движения были вдоль западной окраины, где приподнятая зона ограничивается Тетюшской впадиной, представляющей часть более крупного грабенообразного прогиба, прослеженного на

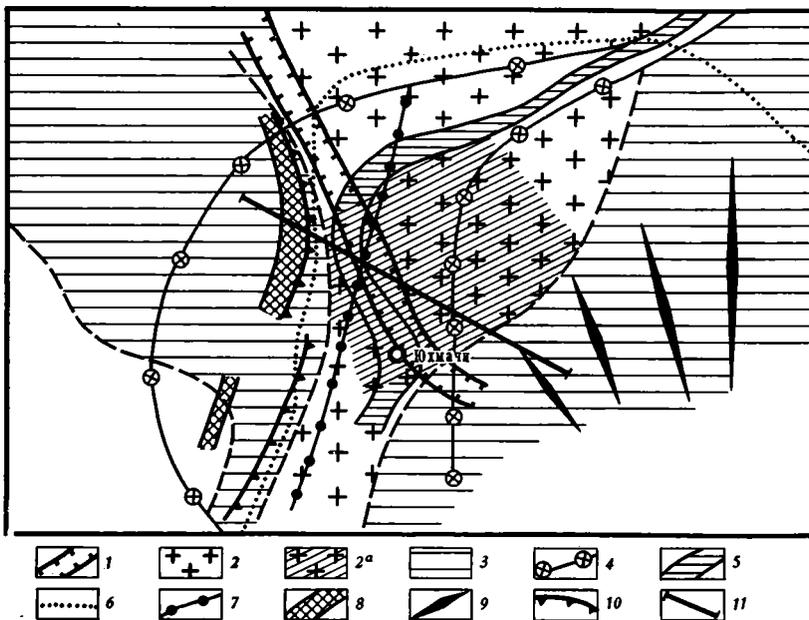


Рис. 2. Схема основных тектонических структур западной части Мелекесской впадины. Составил С. С. Эллерн

1 — Алькеевский грабен; 2 — Юмачинско-Биллярский выступ; 2а — Зона Юмачинско-Биллярского выступа, наиболее приподнятая в предкыновское время; 3 — Девонские прогибы: А — Тетюшский, Б — Закамский. 4 — Усть-Черемшанский прогиб Камско-Кинельской системы; 5 — Ложбина Палеокамы; 6 — современные границы Мелекесской впадины; 7 — осевая зона Мелекесской впадины; 8 — Бугровский вал; 9 — структурные ступени восточного склона впадины; 10 — флексурные изгибы пермских отложений по западному борту впадины; 11 — линия профиля

большой территории востока Русской платформы и названного Главным девонским рвом (Эллерн, Валеев, 1962). Участки наибольшего погружения этого рва приурочены к глубинным разрывам, с которыми связаны крупные вулканические излияния (Казаклар, Сырьяны и др.). В рассматриваемом районе глубина погружения рва была сравнительно небольшой. Однако существование разломов вдоль его восточной границы, сопредельной с Юмачинско-Биллярской приподнятой зоной, доказывается: 1) наличием в терригенной толще девона Тетюшского прогиба обломков пород фундамента и красноцветов, возникших за счет разрушения обнаженных пород фундамента Юмачинско-Биллярской приподнятой зоны и вошедших в ее состав рифейских отложений Алькеевского грабена (рис. 2; 2), увеличенными примерно в три раза мощностями кыновского горизонта в скв. 9 Бугровской площади, по сравнению со скважинами 8 и 22, при расстоянии между ними в 10—12 км (рис. 3); обращает на себя внимание, что сам характер кыновских отложений в скв. 9 резко отличается от синхронных отложений в ближайших разрезах и вместе с тем имеет сходство с установленными в последнее время аналогичными образованиями Алтунино-Шунакского (Акташского) грабенообразного прогиба. По-видимому, как в разрезе Бугровки, так и в Алтунино-Шунакском прогибе развита специфичная депрессионная фация кыновских отложений, связанная с формированием грабеннообразных прогибов еще в докыновское время; 3) проявлениями гидротермальных процессов, обусловивших появление кальцитгаленитовых прожилков в породах фундамента (Бугровка, скв. 9); к сожалению, точное время образования этих прожилков не известно, но можно предполагать наиболее вероятным их формирование одновременно с образованием кыновского грабенообразного прогиба. Восточный склон

Юхмачинско-Биллярской зоны испытывал постепенное погружение в формировавшуюся в это время Закамскую впадину.

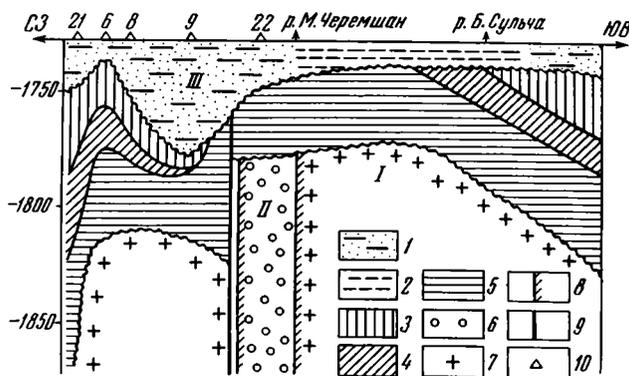


Рис. 3. Схема залегания фундамента в Мелекесской депрессии в конце кыновского времени (по А. М. Мельникову, 1960, с дополнениями авторов)

1 — Юхмачинско-Биллярский выступ; II — Алькеевский грабен; III — Базарно-Матакский прогиб; 1 — песчано-алеврито-глинистая и 2 — глинисто-карбонатная фации кыновского горизонта; 3 — пашийский горизонт; 4 — мулинский горизонт; 5 — воробьевский и староскольский горизонты; 6 — бавлинская свита; 7 — кристаллический фундамент; предполагаемые сбросы; 8 — добавлинские, 9 — ранневернефранский (Кыновский); 10 — глубокие скважины Бугровской площади

В позднекыновское время Тетюшский прогиб, как и вся зона Главного девонского рва, постепенно стал перерастать в более спокойную синклиналичную форму, которая погребла под собою и Юхмачинско-Биллярский выступ.

Таким образом на месте Алькеевского рифейского прогиба возникли более молодые структурные элементы, простираение и размеры которых явно не соответствовали Алькеевскому прогибу. Такими более молодыми структурами явились Тетюшский прогиб и сопряженная с ними Юхмачинско-Биллярская приподнятая зона, которые пересекают направление Алькеевского грабена. Несомненно, что зона этого пересечения должна была представлять собою в дальнейшем весьма мобильный участок.

Структура рассматриваемого района в среднефранское время остается недостаточно изученной. Однако, начиная с верхнефранского времени, в ее строении намечаются совершенно очевидные и резкие преобразования. В это время на востоке Русской платформы началось формирование системы прогибов, известных под именем Камско-Кинельской впадины. Один из таких прогибов — Усть-Черемшанский, как его называют некоторые исследователи (Мирчинк и др., 1962), совпадает с территорией современной Мелекесской впадины. Указанные авторы полагают, что в данном случае Камско-Кинельский прогиб унаследовал структуру Мелекесской впадины. Однако, как показывает изложенное выше, последняя к этому времени еще не существовала.

Усть-Черемшанский прогиб, фиксируемый ныне как погребенный, простирается своей осевой частью от Чистополя к району сел Алькеево, Алпарово, Юхмачи, к устью р. Малый Черемшан и далее, поворачивая на юго-восток, уходит в сторону Горького оврага. Если сопоставить это простираение с более древними структурами, то отчетливо видно, что и в данном случае нет соответствия; простираение Усть-Черемшанского прогиба не совпадает ни с древним Алькеевским прогибом (как, впрочем, и Серноводско-Абдулинским), ни с южными и северными частями Юхмачинско-Биллярского поднятия. При этом Усть-Черемшанским

прогибом захватываются и краевые части девонского Тетюшского прогиба и Закамской впадины. Лишь центральная часть Юхмачинско-Биярского поднятия (часть древней приподнятой зоны, а не опущенной), совпадает с простиранием Усть-Черемшанского прогиба. Таким образом, и в позднедевонское время произошло заложение нового структурного плана. Мы полагаем, что образование Усть-Черемшанского прогиба в системе Камско-Кинельских прогибов было связано с блоковыми подвижками фундамента и возникновением в его теле разломов. Усть-Черемшанский прогиб существовал в течение фаменского, турнейского и ранневизейского веков. К тульскому времени он был почти нацело выполнен мощной толщей осадков (до 350—400 м) и погребен. Возможно, что некоторое отражение этот прогиб имел еще в поздневизейское и башкирское время. В течение всего остального среднекаменноугольного времени и в верхнем карбоне он уже не прослеживался. Анализ мощностей этих отложений показывает, что, начиная с середины среднего карбона, заложилась совершенно иного вида структура, приближающаяся по своим очертаниям к Мелекесской впадине, и развивающаяся в течение последующего времени. Большое значение в окончательном формировании контуров впадины сыграло образование, по-видимому, в верхнепермское время, крутой флексуры, совпадающей с восточным краем упомянутого выше девонского Тетюшского прогиба, в зоне сочленения последнего с приразломным Юхмачинско-Биярским горстовидным поднятием. В связи с этой флексурой, как показали палеоструктурные построения В. И. Троепольского (1964), на борту Тетюшского прогиба возник и развился молодой Бугровский вал. Этот вал, видимо, подобен другим таким же структурным элементам, которые сформировались в зоне Главного девонского рва, состоящего из цепочки прогибов (Эллерн, Валеев, 1962), но он меньше их по амплитуде и размерам, так же, как сам Тетюшский прогиб меньше, чем другие отдельные прогибы рва. Образование и развитие молодых валов типа Бугровского было несомненно связано с возобновлением резких тектонических движений по древней зоне разломов, которые возникли еще в момент становления Юхмачинско-Биярского поднятия и Тетюшского прогиба. Эти структурные элементы, как было показано выше, возникли лишь в средне- и ранневерхнедевонское время, но по своим масштабам они оказались значительно более крупными, чем рифейский Алькеевский прогиб. Этим, очевидно, и следует объяснить, что именно зона Главного девонского рва и Тетюшского прогиба как его составной части оказала более решающее влияние на формирование и наследование простираания Бугровского вала, чем рифейский Алькеевский прогиб. В этом отличие Алькеевского прогиба от более крупных и синхронно с ним возникших Пачелмского, Серноводско-Абдулинского и других прогибов, на месте которых в девонское время возникли крупные синеклизы и впоследствии развились линейные системы валов (Наливкин и др., 1956; Наливкин, 1963).

В послепермское время история Мелекесской впадины устанавливается более схематично, из-за отсутствия на большей части ее территории отложений более молодых, чем пермские. Большую роль в ее оформлении сыграли, очевидно, тектонические движения триасово-юрского времени, которые проявились, как полагают многие, образованием сети дизъюнктивных нарушений. Именно с триасом и началом юры было связано оформление восточного бортового ее склона и не исключено, что в это время наиболее ярко оформились структурные ступени (террасы), установленные здесь рядом исследователей (Троепольский, Эллерн, 1959; Мельников, Войтович, 1960). Можно допустить, что указанные структурные ступени являются также в какой-то мере унаследованными в своем формировании: первоначально в их возникновении имели значение зоны разломов, зародившиеся одновременно с рифейским Алькеевским грабеном; эта сеть разломов время от времени расширялась и неоднократно

активизировалась. К такому выводу в последнее время пришли Л. Н. Розанов, Р. И. Сейфуль-Мулюков и др. в своей работе по тектонике восточных районов Русской платформы.

Окончательное оформление Мелекесская впадина получила в кайнозойское время, когда она испытала региональное глыбовое оседание (Тихвинская, 1939). Наиболее резким оно оказалось опять-таки в западной части впадины, что фиксируется накоплением там наибольшей мощности кинельских отложений, представляющих собой образования Палеокамы (Каштанов, 1956).

Таким образом изложенные выше факты свидетельствуют о том, что на месте современной Мелекесской впадины в начале формирования осадочного чехла Русской платформы были развиты, с одной стороны, древние и не совпадающие друг с другом в плане рифейский и девонский грабенообразные прогибы, а с другой — относительно пологие синеклизы типа Закамской впадины. Вместе с тем уже в это время здесь возникли поднятия типа Юхмачинско-Биллярского приазломного горста. В месте сочленения этих различных структурных элементов и возник сложный тектонический участок. Более молодые тектонические формы, образованные в каменноугольное, пермское и послепермское время (Усть-Черемшанский прогиб, Бугровский вал, ложбина Палеокамы), как бы наложившись на этот наиболее мобильный участок, значительно усложнив его, и, в конечном счете, способствовали тому, что в современном плане Мелекесской впадины резко выражена ее асимметричность: западная часть ее погружается более круто, чем северо-восточная; осевая часть впадины смещена к западному борту, ограниченному резкой флексурой по пермским отложениям. Повышенная мобильность западной части Мелекесской впадины в течение многих геологических веков запечатлена не только в структуре осадочного чехла, но и в структурных особенностях пород кристаллического фундамента и в покрывающих его образованиях коры выветривания.

Породы кристаллического фундамента подверглись интенсивному катаклазу и, иногда, последующему бластезу (Ситдииков, 1963). При этом, как правило, образуются очковые бластокатаклазиты — неравномернозернистые породы с отчетливой очковой текстурой и мелкозернистой, обтекающей «очки» основной массой. Подобные бластокатаклазиты (очковые гнейсы) довольно широко развиты также на восточном склоне северного купола Татарского свода (Ситдииков, 1960). Петрографическими исследованиями отчетливо устанавливается, что бластокатаклазиты образуются путем катаклазирования различных пород фундамента в тектонически мобильных участках. Так, интенсивное катаклазирование наблюдается и в архейско-протерозойских гнейсах (на Бугровской, Алькеевской, Сюкеевской, Усть-Черемшанской площадях) и в плагиогранитах (Максимкинская площадь, скв. 29), а в породах чарнокитовой серии (Усть-Черемшанская площадь, скв. 2). Образование бластокатаклазитов происходило уже после гранитизации кристаллических пород фундамента и нередко сопровождалось проявлениями гидротермальных процессов. Интенсивному дроблению подверглись также и рифейские габбро-диабазы, встреченные в районе с. Юхмачи, в результате чего они местами обнаруживают сильную трещиноватость и милонитизацию.

Особо следует подчеркнуть обилие нарушений в породах коры выветривания: смятие, многочисленные следы скольжения, сдавливания. Возраст коры выветривания здесь, безусловно, пострифейский (рифейские габбро-диабазы также несут кору выветривания значительной мощности). Поэтому надо полагать, что тектонические нарушения пород фундамента и его коры выветривания происходили как в дорифейское, так и в пострифейское — палеозойское время. Часть нанесена на схему строения фундамента (рис. 1).

Анализ материалов, приведенных выше, позволяет сделать ряд выводов:

1. Современное строение Мелекесской впадины обязано длительному развитию, образованию на месте ее прогибов, имевших различное простираие и погребенных на различных уровнях стратиграфического разреза.

2. Важнейшее значение в развитии структур осадочного чехла имели глыбовые движения фундамента, что нашло отражение в интенсивно развитых процессах катаклазирования и милонитизации пород фундамента, внедрении даек габбро-диабазов, в смятии пород коры выветривания, появлении обломков пород фундамента в осадочной толще и т. п.

3. Складчатая структура архейского фундамента в структуре осадочного чехла не отражена, поэтому унаследованности структурных форм фундамента и осадочного чехла, как это наблюдается на многих молодых платформах (Гарецкий, 1962; Шатский, 1951; Яншин, 1951), здесь нет. Здесь проявляется лишь частичная унаследованность в простираии некоторых линейных форм, связанных с системой разломов. Так, с системой Алькеевского грабена, очевидно, связана унаследованность структурных ступеней восточного склона Мелекесской впадины, а с системой Главного девонского рва — унаследованность Бугровского вала и крутые флексуры по восточному склону последнего.

4. Изучение Мелекесской впадины показывает, что грабенообразные прогибы могли возникать в разные отрезки геологического времени. Интервал времени развития грабенообразных прогибов может быть весьма длительным, и лишь впоследствии может развиться наложенная структура типа мульды или синеклизы (Богданов, 1961).

В данном случае в пределах древней платформы прослеживается процесс образования во взаимодействии унаследованных и наложенных структур, который был впервые показан Н. С. Шатским (1938) на примере складчатой области Казахстана.

#### Литература

- Богданов А. А. О некоторых проблемах тектоники Европы. Вестн. МГУ, Сер. геол., вып. 5, 1961.
- Варданянц Л. А. Докембрийский кристаллический фундамент Русской платформы. Сб. «Стратиграфия и корреляция докембрия. Изд-во АН СССР, 1960.
- Гарецкий Р. Г. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар. Тр. ГИН АН СССР, вып. 60, 1962.
- Гафаров Р. А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1963.
- Дымкин А. М., Эллерн С. С. Диабазы из Граховского района Удмуртии. Уч. зап. КГУ, т. 116, кн. 5, 1956.
- Егоров С. П. Новая тектоническая схема Татар. АССР и сопредельных частей Кировской обл. и Удм. АССР. Геология нефти и газа, № 12, 1960.
- Егорова Л. З. Строение и состав кристаллического фундамента и бавлинских отложений Куйбышевской и Оренбургской областей. Тр. КуйбышевНИИ НП, вып. 24, 1964.
- Каштанов С. Г. Новые данные к истории развития Палеокамы. Докл. АН СССР, т. 106, № 4, 1956.
- Лапинская Т. А. Главнейшие типы кристаллических пород фундамента Волго-Уральской нефтеносной области и их распространенность. Тр. МИНХ и ГП, вып. 38, 1962.
- Мельников А. М. Древние поднятия на территории Поволжья. Геология нефти и газа, № 1, 1957.
- Мельников А. М., Войтович Е. Д. К вопросу поисков погребенных структур на восточном борту Мелекесской депрессии. Геология нефти и газа, № 5, 1960.
- Мельников А. М., Войтович Е. Д. О нефтеносности терригенного девона зап. части Мелекесской депрессии. Геология нефти и газа, № 4, 1952.
- Мирчинк М. Ф. и др. Тектоника и происхождение Камско-Кинельской системы прогибов. Сб. «Вопросы тектоники нефтеносных областей». Изд-во АН СССР, 1962.
- Наливкин В. Д. и др. Волго-Уральская область. Тектоника. Тр. ВНИГРИ, вып. 100, 1956.
- Наливкин В. Д. Грабенообразные прогибы востока Русской платформы. Советская геология, № 1, 1963.

- Пейве А. В. Принцип унаследованности в тектонике. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1956.
- Половинкина Ю. И. История развития Украинского кристаллического щита. Сб. «Стратиграфия и корреляция докембрия». Изд-во АН СССР, 1960.
- Ситдигов Б. С. Габбро-диабазы из Бондюжского района Татарии. Уч. зап. КГУ, т. 120, кн. 4, 1960.
- Ситдигов Б. С. К геологическому строению западной части Татарской АССР. Итоги научн. конфер. Казанск. гос. ун-та за 1962 г. Изд. Казанск. ГУ, 1963.
- Ситдигов Б. С., Боронин В. П. Новые данные к геологическому строению фундамента и интерпретация геофизических аномалий западной части Татарской АССР. Докл. АН СССР, т. 153, № 1, 1963.
- Солонцов Л. Ф., Троепольский В. И., Эллерн С. С. О стратиграфическом положении боровской свиты. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 120, кн. 4, 1960.
- Тимергазин К. Р. Девонские отложения Западной Башкирии. Изд. Башкир. филиала АН СССР, 1959.
- Тихвинская Е. И. Тектоника Татарской АССР и прилегающей территории в пределах 109 листа. Часть 2, ГОНТИ, 1939.
- Троепольский В. И., Эллерн С. С. Некоторые черты геологической истории и перспектив нефтеносности Аксубаево-Мелекесской депрессии. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 119, кн. 2, 1959.
- Троепольский В. И., Эллерн С. С. О перспективах нефтеносности северной части Аксубаево-Мелекесской депрессии. Сб. «Перспективы нефтеносности северо-восточных районов Урало-Волжской области». Гостоптехиздат, 1958.
- Троепольский В. И., Эллерн С. С. Геологическое строение и нефтеносность Мелекесской впадины. Изд. Казанск. ГУ, 1964.
- Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5—6, 1938.
- Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1948.
- Шатский Н. С. Мезокайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности. Сб. памяти акад. А. Д. Архангельского. Изд-во АН СССР, 1951.
- Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., вып. 5, 1955.
- Эллерн С. С., Валеев Р. Н. Главный девонский ров Восточно-Европейской (Русской платформы). Докл. АН СССР, т. 146, № 5, 1962.
- Эллерн С. С., Ситдигов Б. С. Об условиях залегания и возрасте габбро-норитоз Татарии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9, 1962.
- Яншин А. Л. Взгляды Архангельского А. Д. на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы. Сб. памяти акад. А. Д. Архангельского. Изд-во АН СССР, 1951.

Казанский государственный  
университет  
им. В. И. Ульянова-Ленина

Статья поступила  
24 декабря 1964 г.

S. S. ELLERN, B. S. SITDIKOV

### ON THE HISTORY OF THE MELEKESS TROUGH

The recent Melekess trough is the result of a very long development. Graben-like structures have played an important role in its history. These have definitely existed since Riphean, though the conditions for their formation had been installed even earlier. Contrary to other areas of the platform, the Riphean structural setting was not inherited in the discussed area during further Palaeozoic evolution of the trough. New structural features emerged at each major tectonic phase. These features were partly inherited and partly superimposed. This has resulted in recent clear asymmetry of the Melekess trough.

Kazan State University named after V. I. Ulyanov-Lenin.

УДК 551.24+551.251

Г. М. ЗАРИДЗЕ

**К ПРОБЛЕМЕ СВЯЗИ МАГМАТИЗМА, МЕТАМОРФИЗМА  
И ТЕКТониКИ<sup>1</sup>**

Тесная связь магматизма и метаморфизма с тектоникой не подлежит сомнению. Представление о том, что региональный метаморфизм протекает обычно в геосинклинальных системах, получило общее признание. Однако в учении о метаморфизме имеется немало дискуссионных вопросов, к числу которых относятся, в частности, вопросы о месте метаморфических процессов в развитии геосинклинального цикла и причинах метаморфизма. Эти вопросы на материалах Кавказа нами рассмотрены в ряде статей (Заридзе и др., 1962<sup>1</sup>, 2; Заридзе, 1964<sup>1</sup>, 2; Заридзе, Татришвили, 1947).

**О СТАДИЯХ РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СИСТЕМ И О ЭНДОГЕННОМ  
ПОРОДОБРАЗОВАНИИ**

Развитие геосинклинальных систем носит стадийный характер, что было показано в свое время классиками учения о геосинклиналях.

По нашему убеждению, метаморфизм, так же как и вулканизм, развиваются не во всех частных геосинклиналях (интрагеосинклиналях), составляющих геосинклинальную систему, а главным образом в их типах, хорошо проницаемых для глубинного вещества. Это те внутренние прогибы, которые получили от Г. Штилле название эвгеосинклиналей, т. е. типичных или настоящих геосинклиналей. Внешние прогибы, заложенные на древней консолидированной коре и характеризующиеся отсутствием или слабым проявлением подводной вулканической деятельности, метаморфизма не испытывают либо подвержены ему в незначительной степени, что, по-видимому, зависит от масштаба предшествующего метаморфическому процессу вулканизма. В них не обнаруживаются или проявляются в относительно слабой степени гидротермальные процессы и рудообразование (Заридзе, 1963).

Эти прогибы, в противоположность первым, как известно, называются миогеосинклиналями. К ним относятся флишевые, известняковые и глинисто-сланцевые (аспидные) и другие интрагеосинклинали. Последние, т. е. сланцевые интрагеосинклинали, почти всегда характеризуются небольшим начальным вулканизмом, слабым проявлением метаморфизма в фации аспидных сланцев и интрузиями гранитоидов.

Нам представляется, что миогеосинклинали могут претерпеть метаморфизм в том случае, если они после консолидации и денудации подвергнутся повторному погружению уже в качестве субстрата для более молодых вулканогенных геосинклинальных или, опять-таки, вулканогенных, но негеосинклинальных морских образований с последующей полной инверсией (Заридзе, 1963).

Одни из первых схем стадийного развития магматических процессов в геосинклинальных и негеосинклинальных областях были разработаны тбилисскими петрологами (Заридзе, 1944<sup>1</sup>, 2, 3, 4; Заридзе, Татришвили,

<sup>1</sup> Доклад, прочитанный на Международном коллоквиуме по тектонике Альпийской складчатой области, состоявшемся в сентябре — октябре 1965 года в г. Тбилиси.

1947; Татришвили, 1948; Дзоценидзе, 1948). Впоследствии эти схемы подверглись уточнению (Заридзе, Татришвили, 1959; Заридзе, 1961).

В частности, для среднеюрской вулканогенной геосинклинали (эвгеосинклинали) Южного склона Большого Кавказа (Гагринско-Джавская тектоническая зона) были установлены следующие последовательные стадии развития магматических процессов (Заридзе, 1944<sub>1</sub>; Заридзе, Татришвили, 1959).

1. Порфириты, диабазы и габбро (дайки — корни эффузивов); байос. Вулканогенно-осадочная порфиритовая свита и интрузивно-осадочные покровы (силлы) порфиритов и диабазов; байос.

2. Кварцево-порфиритовые покровы; верхний байос.

3. Кварцевые габбро-монцитовые породы (ранняя стадия интрузивной фазы); бат.

4. Гранитоиды (последующая стадия интрузивной фазы); бат.

5. Аплиты, пегматиты и богатые кремнекислотой рудоносные жильные породы; верхний бат.

Ультраосновные породы в среднеюрском магматическом цикле Грузии не встречаются. В данном эвгеосинклиналином тектоно-магматическом цикле отражены пять стадий развития магматизма, соответствующие позднее выделенным наименованиям: начальной, ранней, средней, поздней и конечной стадиям.

Схема деления тектоно-магматического цикла на пять либо на четыре этапа (начальный, ранний, средний, поздний и конечный) была предложена, как известно, Ю. А. Билибиным в первом варианте в 1948 г. в работе «Вопросы металлогенической эволюции геосинклиналильных зон», затем в статье «Общие принципы регионального металлогенического анализа», написанной в 1949 г. Последний вариант этой схемы приводится в статье «Металлогенические провинции и металлогенические эпохи», написанной в 1951 г. и опубликованной посмертно в 1955 г.

Однако эта схема не отвечает сложному развитию большинства геосинклиналильных систем, в чем нетрудно убедиться при рассмотрении фактического материала. То же можно сказать и о других вариантах деления тектоно-магматического цикла на стадии: ранние, средние и поздние; доскладчатые, соскладчатые и послескладчатые; преобладания погружения (собственно геосинклиналильная) и преобладания поднятия (орогенная).

Многие исследователи Большого Кавказа к геосинклиналильной стадии развития относят мезозойский этап его развития, что противоречит фактическим материалам. К послескладчатой или послеорогенной стадии относят плиоцен — квартал, тогда как складчатые движения в этом горном сооружении нельзя считать законченными.

На южном склоне упомянутого горного сооружения уже в батском веке байосская интрагеосинклиналиль испытала полное обращение с образованием геоантиклинали, которая, начиная с верхней юры, подверглась размыву. Интенсивный размыв этой структуры и образованных в бате многочисленных гранитоидных интрузий, кстати сказать самых крупных для геосинклиналильной системы Большого Кавказа, наблюдался в раннем меле, хотя флишевая интрагеосинклиналиль находилась в стадии погружения, продолжавшегося до палеогена включительно.

Байосская геоантиклиналиль причленилась к Закавказскому срединному массиву, расширившему за счет нее свои границы.

Дальнейшее геологическое развитие этого массива ничего общего не имеет с собственно геосинклиналильными свойствами, что особенно хорошо видно по проявлению основного вулканизма повышенной щелочности в поздней юре, отвечающего финальному для рассматриваемой структуры.

Нам представляется, что при выделении той или иной стадии в тектоно-магматическом цикле развития геосинклиналильной системы целесо-

образно рассматривать развитие не только всей системы в целом, как это практикуется в настоящее время, но и каждой из ее составляющих в отдельности.

Здесь имеется в виду зарождение геосинклинальной системы, проявление частных инверсий, образование интрагеосинклиналей и интрагеоантиклиналей, дальнейшее их преобразование в синклиналии и антиклиналии, в совокупности составляющих мегантиклиналии. В частности,

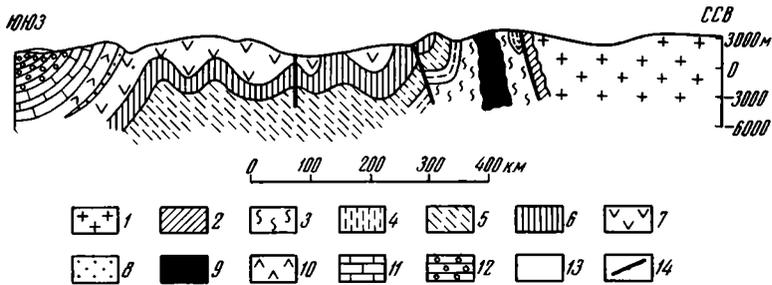


Рис. 1. Северная половина геологического разреза, проходящая в районе с. Ханши и далее до палеозойского кристаллического субстрата Главного хребта Большого Кавказа (Геологическая карта Грузинской ССР, масштаб 1 : 600 000, 1961 г.). Разрез изображает возникшую в батском веке эвгеоантиклиналь, осложненную последующей тектоникой в альпийском цикле

1 — преимущественно гранитоидный кристаллический субстрат (палеозой); 2 — кристаллические сланцы (палеозой); 3 — метаморфические сланцы дизъюнктивной свиты (палеозой — триас); 4 — аспидные сланцы (нижний лейас); 5 — глинистые сланцы, песчаники (средний лейас); 6 — песчаники, глинистые сланцы (верхний лейас); 7 — вулканогенно-осадочная свита — вулканиты основного состава, их туфы, глинистые сланцы, песчаники и др. (байос); 8 — песчаники, глины, листоватые сланцы (бат); 9 — гранитоиды (юра); 10 — пестроцветные гипсоносные глины, песчаники, конгломераты, местами базальтовые покровы (верхняя юра); 11 — известняки (мел); 12 — гипсоносные глины и песчаники — майкопская серия (олигоцен и нижний миоцен); 13 — четвертичные отложения; 14 — разломы

развитие первичных геосинклинальных систем, которые не осложнены унаследованными структурами предыдущего цикла, например такие, как восточная половина Большого Кавказа, оказывается может проходить до пяти естественных стадий. В других случаях количество стадий может быть больше пяти. Таким образом, здесь догматический подход с позиций трехстадийного развития геосинклиналей является совершенно недопустимым (Заридзе, 1966).

Доскладчатую стадию геосинклинальной системы естественнее начинать от зарождения и постепенного расширения единого бассейна, в котором осаждаются либо вулканогенные образования, либо глинистые породы будущей аспидно-сланцевой толщи, местами сопровождающиеся накоплением продуктов вулканизма. Затем во внутренней части обширной геосинклинали фиксируется более прогнутая часть — эвгеосинклиналь, в которой проявляется интенсивный подводный вулканизм основной магмы, связанный, с разломами глубокого заложения.

Эвгеосинклинальные образования байосского возраста типично представлены на Южном склоне Большого Кавказа на территории Грузии (рис. 1).

Хотя формирование исходных пород аспидно-сланцевой толщи во времени может несколько опережать образование эвгеосинклинального прогиба, сложенного вулканогенно-осадочной толщей, как, например, это наблюдается на Южном склоне Большого Кавказа, но в последующем они могут развиваться синхронно и в пространстве замещать друг друга. Имеются случаи и обратного пространственного расположения вулканогенного и аспидно-сланцевого бассейнов, как, например, в лейасе Северного Кавказа в бассейне р. Ардон и в девоне и нижнем карбоне Рудного Алтая.

Следующая, вторая стадия соответствует эпохе складчатости эвгеосинклинали. В эту стадию происходит инверсия наиболее глубокого эвгеосинклинального прогиба (прогибов) и возникновение эвгеоантиклинали (эвгеоантиклиналей). Она сопровождается возникновением складчатых гранитоидных массивов пестрого состава. Гранитоиды данной стадии, датируемые батом, типично представлены на Южном склоне Большого Кавказа в пределах зоны развития вулканогенно-осадочной толщи байоса. Аналогичные гранитоиды известны также и на Малом Кавказе: поладаурские, бардадзорские и др.

Некоторые исследователи (Хаин, 1964 и др.), хотя и констатируют отмеченную нами вторую стадию, но не выделяют ее как самостоятельную; они рассматривают ее как завершающую первую стадию — стадию начального погружения, что кажется нам неправильным.

Рубеж смены одной стадии другой стадией здесь более чем очевиден: конседиментационная складчатость, с образованием регрессивных батских угленосных отложений на территории Грузии и возникновение эвгеоантиклинали. В отношении магматических процессов эта стадия характеризуется полным прекращением подводной вулканической активности и формированием гранитоидов. Далее наблюдается интенсивный размыв и отложение трансгрессивной толщи.

Таким образом происходит существенное изменение тектонического плана и палеогеографической обстановки.

В третью стадию на консолидированных участках второго цикла, захватывая и средние массивы, развиваются неглубокие мелководные прогибы, характеризующиеся достаточно активным вулканизмом. Этот вулканизм для данной площади геосинклинальной системы является завершающим; по составу магмы он порой отвечает платформенному вулканизму. Вулканизм указанного типа наблюдается в поздней юре на территории Грузии, в пределах причлененной к палеозойскому субстрату (срединному массиву) интенсивно дислоцированной байосской эвгеосинклинали.

В эту же стадию происходит отложение флиша в продолжающих существовать, или, возможно, вновь возникших прогибах, в узких и менее глубоких, чем эвгеосинклинали, например, в пределах срединных массивов, как это имело место в Паннонском срединном массиве.

В период флишеотложения подводная вулканическая активность, а в дальнейшем метаморфизм и формирование гранитоидов, обычно не происходит.

Таким образом, в эту стадию наблюдается оформление эвгеоантиклинальной структуры и дальнейшее развитие миогеосинклинального трога.

Четвертая стадия характеризуется складкообразованием в миогеосинклинали и, следовательно, инверсией геосинклинальной системы в целом.

С этой стадией связывают формирование крупных гранитоидных массивов и процессы метаморфизма, что на примере Большого и Малого Кавказа не подтверждается.

На Большом Кавказе в альпийском цикле формирование гранитоидов приурочено к развитию байосской эвгеосинклинали, что же касается гипабиссальных тел небольшого размера (каробских, цанских, теплинских, эльджуртинских и др.), то их положение в развитии Большекавказской геосинклинальной системы нельзя считать выясненным; не исключена возможность, что они представляют собой субвулканические тела неогенового наземного вулканизма, подвергшиеся впоследствии метасоматическому преобразованию.

Следует отметить, что на Малом Кавказе кислые, умеренно кислые и щелочные интрузии безусловно образованы в связи с развитием вулканогенных геосинклиналей, видимо, на границе среднего и верхнего эоце-

на в Аджаро-Триалетском хребте и в верхнем эоцене в Севано-Акеринской тектонической зоне. В последней области гранитоидным интрузиям предшествовало внедрение ультрабазитов и связанных с ними базитов эоценовых и верхнемеловых. Число разновозрастных гранитоидных массивов может возрасти в зависимости от количества вулканогенных геосинклинальных трогов, входящих в геосинклинальную систему.

Пятая стадия (орогенная) характеризуется продолжающейся общей инверсией геосинклинальной системы и завершением формирования складчатого сооружения. С паузами в тектонических движениях связаны и излияния магмы центрального типа. Состав ее весьма изменчив. Пути ее выхода на поверхность служат ожившие либо вновь возникшие продольные и поперечные разломы. Вулканы располагаются вдоль этих разломов цепочками и нередко в местах их пересечения.

Вулканические породы представлены: базальтами, андезито-базальтами, андезитами, дацитами, липаритами и трахитами, а также кислыми туфами, туфолавами, туфобрекчиями и т. д.

Последовательность излияния лав различная: то от основных к кислым, то обратно. Все они обнаруживают в той или иной степени послевулканический наложенный гидротермальный метаморфизм: амфиболизацию, хлоритизацию, цеолитизацию, серицитизацию, окварцевание и др. Под воздействием наложенных процессов исходные вулканиты преобразуются в кварцевые порфиры, кварцевые порфиры, дациты и т. д.

Подводящие каналы, заполненные магматическими породами и образующие субвулканические интрузии (дайки, лакколиты, бисмалиты и др.), называемые малыми интрузиями, нередко также в значительной степени преобразованы.

В случае, когда вулканизм заканчивается излияниями базальтовой магмы, как это наблюдается на Кавказе, в Карпатах и Северо-Американских Кордильерах, он уподобляется вулканизму на платформах, т. е. трапповому, что отвечает финальному вулканизму.

#### **О ВРЕМЕНИ ПРОЯВЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОМ ЦИКЛЕ**

Вопрос о времени проявления метаморфизма в тектоно-магматическом цикле уже затрагивался в предыдущем разделе. Ниже он приводится несколько более подробно.

Установление этапа развития геосинклинальных систем, в течение которого совершаются метаморфические процессы и формируются гранитоиды, является весьма важным. В этом вопросе среди петрологов, геологов и геофизиков нет единодушия. Его решение может пролить свет на многие аспекты науки о Земле. Без правильной трактовки этого вопроса немислимо и моделирование метаморфических процессов.

В геологии, как известно, с давних пор распространено мнение о связи процессов метаморфизма и гранитизации (ультраметаморфизма) с погружением геосинклиналей. Оно различными авторами модернизируется и преподносится в различном виде. Однако сущность его остается прежней. Из современных геологов этого мнения, в частности, придерживается Ф. Кинг (King, 1959). Он отмечает, что магматические массы, проникшие из глубин в верхние уровни земной коры в период заключительных фаз орогении и давшие гранитные серии в Западных Кордильерах, возникли на больших глубинах в трогге эвгеосинклинали в ранние фазы орогении. В приведенном представлении, по-видимому, не учитываются следующие два обстоятельства. Во-первых, породы, слагающие эвгеосинклиналь, не отвечают гранитному составу, а во-вторых, известно, что в стадии нисходящих движений эвгеосинклинали происходит подводный вулканизм базальтовой магмы, который прекращается лишь после начала восходящих движений, вследствие чего трудно допустить образование таким путем кислого расплава.

Вызывает недоумение двойственное высказывание по этому вопросу известных американских петрологов Дж. Ферхугена и Ф. Тернера. По мнению первого из них (1961, стр. 17), региональный метаморфизм, наблюдаемый в деформированных геосинклиналях, протекает в результате постепенного их погружения и под воздействием повышающегося при этом тепла, соответственно геотермическому градиенту. Тепло приносит также пары ювенильной воды.

В совместной работе Ф. Тернер и Дж. Ферхуген (1961, стр. 396—397) отмечают, что переменные параметры метаморфизма — температура и давление нагрузки — при региональном метаморфизме возрастают в связи с погружением пород, слагающих геосинклиналь.

В другом месте той же работы авторы отмечают, что «... региональный метаморфизм обычно совпадает во времени и пространстве с интенсивными деформациями, ведущими к образованию сладчатых горных хребтов» (стр. 576).

Нечетким кажется нам следующее положение этих же авторов: «Вполне вероятно, хотя сейчас мы можем сделать только общие выводы о характере процесса, что внедрение и излияние как гранитовой (риолитовой), так и базальтовой магм обычно должно быть связано с крупномасштабной складчатостью» (стр. 376). Известно, что базальты в геосинклиналях не связаны со складчатостью; они здесь являются доскладчатыми породами. Что касается базальтовых излияний на континентах, то и в данном случае мнение авторов кажется несправедливым. Формирование гранитов в период складчатости сомнений не вызывает, но вряд ли это относится и к риолитам.

Исследования в свекофеннидах Финляндии и каледонидах Гренландии и Скандинавии позволили К. Е. Вегману (Wegmann, 1935) представить схему развития тектонических процессов в связи с мигматизацией и гранитизацией (рис. 2). По его мнению, эти процессы начинаются в расположенном выше активизированного основания (нижний структурный ярус) кристаллическом субстрате (верхний структурный ярус), перекрывающемся геосинклинальными образованиями (осадочный чехол). В результате размягчения субстрата верхнего структурного яруса поверхность его становится постепенно волнистой, вызывая в перекрывающих отложениях образование складок, подвергающихся в нижних своих частях мигматизации.

Привнос и вынос вещества при метасоматозе, по К. Е. Вегману, осуществляется в молекулярной либо атомной формах. Причиной появления продвигающегося мигматитового фронта (фронта метасоматической гранитизации) и геозотермических поверхностей объясняется повышением температуры в глубинных зонах геосинклинальных систем, что связывается с интрузиями основной магмы, которая в начальную стадию тектонического цикла проникает в кору кислого состава, образуя систему даек, прогревающих кору и в местах густого их расположения вызывающих повышение геозотерм и процессы гранитизации (Wegmann, 1938).

В схеме К. Е. Вегмана рациональным представляется нам то, что в ней различные формы тектоники и образование эндогенных пород рассматриваются во взаимной связи. Эндогенные процессы в различных структурных ярусах проявляются различным образом. Эта идея автором была развита и в более поздних его работах (Wegmann, 1956).

Однако следует отметить, что приведенная схема развития эндогенных процессов неприложима к геосинклинальным поясам с океанической корой, где мигматизация и гранитизация наблюдаются в больших масштабах, не говоря уже о том, что значительное прогревание сиалической коры в результате проникновения в нее основной магмы нереально. Трудно назвать хотя бы один пример проявления этого процесса в корнях глубокоэродированных древних горных сооружений.

Далее следует отметить, что если бы процессы регионального метаморфизма были обусловлены активизацией субстрата нижнего структурного яруса, то радиометрический возраст образований всех структурных ярусов должен был иметь одинаковые значения, что в альпийских горных сооружениях не наблюдается.

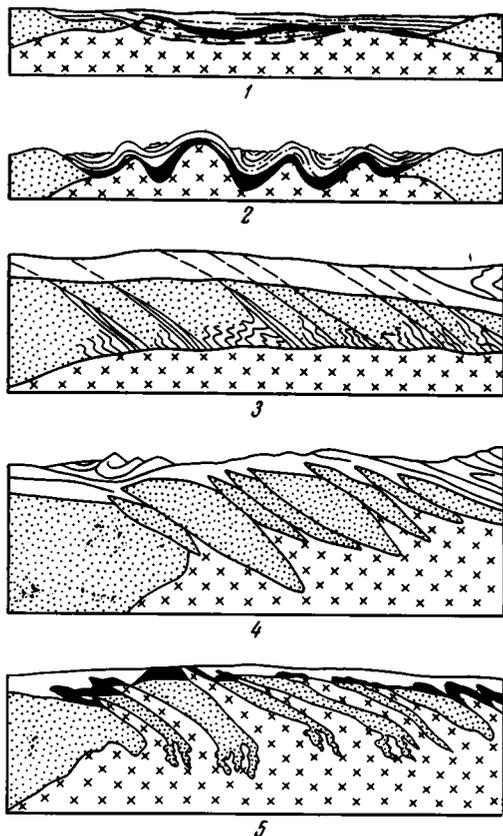


Рис. 2. Связь метаморфизма, мигматизации и гранитизации с развитием геосинклиналей по К. С. Вегманну

1 — поперечный разрез выполненного осадками геосинклинального бассейна, расположенного на кристаллическом фундаменте верхнего структурного яруса (обозначен точками), переходящего в нижний структурный ярус (обозначен крестиками). Вещество фундамента активизируется и начинает частично проникать в нижние горизонты геосинклинальных осадков и метаморфизует их (закрашено в черный цвет); 2 — поперечный разрез через ту же геосинклиналь после умеренной складчатости, воспроизведенный исходя из примеров геосинклиналей восточной Гренландии и Скандинавии. Видны продвинутое кверху участки активизированного фундамента; 3 и 4 — последовательные стадии разламывания фундамента верхнего структурного яруса и образование в геосинклинальных осадках покровных складок с развитием в их нижних частях процессов мигматизации и гранитизации; 5 — разрез, показывающий стадию далеко продвинувшегося орогенеза. В данном случае вдоль разломов допускается интенсивное проникновение материала активизированного фундамента нижнего структурного яруса, вызывающего метаморфизацию и гранитизацию геосинклинальных осадков (показано без штриховки)

Материалы по хорошо изученным в геологическом отношении районам дают основание говорить о связи метаморфизма и гранитообразования, а также формирования многих глубинных щелочных пород со стадией складчатости эвгеосинклиналей.

Известно, что в Северной Америке как на востоке (Аппалачи), так и на западе (Кордильеры) существовали сложные геосинклинальные системы, состоящие из эв- и миогеосинклинальных прогибов.

В северных Аппалачах эвгеосинклинальные условия закончились в среднем ордовике, а в Кордильерах — в поздней юре — раннем меле.

В период складчатости (деформации) эвгеосинклиналей обеих систем образовались сначала наиболее древние глубинные породы — серпентиниты, залегающие в виде линз и небольших массивов, а позднее, после возникновения эвгеоантиклиналей, развились метаморфические процессы и сформировались батолитовые тела гранитоидов: кварцевые монзониты, гранодиориты и граниты равномернозернистые и порфиробластические.

Деформация и образование plutонических пород в Кордильерах начались в западной части эвгеосинклинали, переместившись впоследствии в восточную ее часть.

Таким образом, в результате складчатости и метаморфизма, а также формирования plutонических пород эвгеосинклинали Аппалачей и Кордильер превратились в консолидированные кристаллические зоны (King, 1959), в то время как обращенные к континенту миогеосинклинальные осадки тех же геосинклинальных систем мощностью около 12 км, сло-

женные известняками, песчаниками, кварцитами, конгломератами, ар-гиллитами и весьма в подчиненном количестве вулканическими породами, совершенно не подверглись метаморфизму и в связи с их развитием не образовались ни ультрабазиты, ни гранитоидные батолиты.

О развитии метаморфических процессов в период складчатости говорят и регионально-метаморфизованные докембрийские образования Мамского района Северо-Байкальского нагорья Восточной Сибири. Здесь повышение степени метаморфизма направлено не вкрест простирания разнофациальной метаморфической толщи, а вдоль нее (Судовиков, 1964).

Известно также, что в мезозойских метаморфитах и породах герцинского основания Пеннинской зоны Альп метаморфические зоны (изограды) занимают секущее положение к главным геологическим структурам. Установлено, что метаморфизм герцинского основания и мезозойских образований проявился в альпийском цикле тектогенеза, после образования шарьяжей. В некоторых районах, в частности в долине Верзаска, развилась интенсивная гранитизация.

То же можно сказать о сланцах о. Тимор в Индонезии, метаморфизованных в фациях от зеленых сланцев до амфиболитовой. Породы проявляют метаморфическую зональность; зоны здесь также секут геологические структуры (Waard, 1957).

Хорошим доказательством рассматриваемого вопроса могут служить палеозойские метаморфиты Северного Кавказа (Заридзе и др., 1962, 2). В результате структурно-петрологических и петротектонических исследований палеозойских кристаллических пород — кристаллических сланцев, мигматитов, гнейсов и гранитов — бассейнов рек Баксан и Черек-Безенгийского были выявлены унаследованные от материнских вулканогенно-осадочных толщ залеченные складчатые и разрывные структуры. Первые из них имеют общекавказское простирание.

Нам удалось установить, что ориентированное расположение минералов в породах обусловлено циркулировавшими вдоль плоскостей сланцеватости исходных пород растворами, вызывавшими последовательно процессы метаморфизма и метасоматической гранитизации.

### **О ФАКТОРАХ МЕТАМОРФИЗМА И УСЛОВИЯХ ИХ ВОЗНИКНОВЕНИЯ**

Исходя из сказанного о развитии метаморфических процессов и формировании гранитоидов в стадию возникновения эвгеоантиклиналей, нам представляется, что давление нагрузки при метаморфизме не должно играть заметной роли. При складчатой деформации эвгеосинклинали, когда происходит исключительно восходящее движение толщи горных пород, развивается, по-видимому, давление противоположного знака.

Интрагеоантиклиналь представляет собой сложную сводовую конструкцию — складчатую структуру с серией антиклиналей и синклиналей с развитием, в отдельных местах разрывных нарушений взбросово-надвигового характера. В этой структуре распределение сил не будет иметь ничего общего с давлением нагрузки. Давление в различных частях складчатой структуры будет различным, вследствие чего на одной и той же глубине в изотермических условиях могут образоваться различные метаморфиты. Интересно исследование Т. Ямагучи (Jamaguchi), который в 1954 г. на примере серии Ренсен (Иончхон, Корея) показал, что при неравномерном давлении в изотермических условиях метасоматическим путем образуются различные минеральные ассоциации и даже метаморфические фации. Подобные случаи нами наблюдались при изучении палеозойских метаморфитов Северного Кавказа.

Следующим важным фактором метаморфизма является температура, ускоряющая при наличии растворов химические реакции.

Об источнике жидкой фазы существуют различные мнения. Одним из наиболее распространенных следует считать представление о ее возникновении в результате погружения геосинклиналей, приводящего к дегидратации осадков. Выделившаяся вода в нагретом виде приобретает восходящее движение, путем диффузии или инфильтрации, растворяя, перенося и отлагая различные вещества в тех местах, где имеются необходимые для этого условия. Эту гипотезу подробно разработал Н. Г. Судовилов (1964).

Мы считаем, что влияние воды, возникшей указанным способом, ограничивается в основном рамками диагенеза.

Если бы источником водных растворов при метаморфизме служили погружающиеся в геосинклинальных трогах осадки, то мы должны были бы наблюдать интенсивный метаморфизм терригенных геосинклинальных отложений, что, как уже отмечалось, имеет место лишь в ограниченных масштабах.

Нам представляется, что существенная часть поступающего из глубин вещества, как в виде магмы, так и в виде растворов, является ювенильной. Источником его служит верхняя мантия Земли, что в настоящее время, по-видимому, признается большинством геологов. Однако способ возникновения этого вещества еще не разгадан. Интересной в этом отношении является гипотеза В. В. Кесарева (1967).

Растворы, поступающие в верхние структурные этажи — в складчатые сооружения, вызывают метаморфические преобразования исходных пород. Метаморфические реакции имеют обычно метасоматический характер. Новообразованные минеральные ассоциации и фации зависят от состава раствора и минералов «хозяев» и, кроме того, от температуры и давления, существующих на участке подвергающейся метаморфизму геологической структуры.

## ВЫВОДЫ

1. Время проявления метаморфических процессов в цикле развития геосинклинальной системы следует увязывать со стадиями ее развития. К таким системам относятся, например, Большой Кавказ, Горный Крым, Малый Кавказ, Альпы, Карпаты и другие складчатые системы, в которых равнозначные стадии обычно смещены во времени (Муратов, 1962).

Рассмотрение геосинклинальных поясов, таких, как Альпийско-Гималайский, Тибето-Малайский, Индонезийский и др., может дать обобщенную картину, интересную для общих геотектонических построений (Архипов, Муратов, Постельников, 1964), но недостаточно полную для суждения о конкретных процессах эндогенного пороодо- и рудообразования.

Геосинклинальные системы следует подразделять на такое количество стадий, которые естественно вытекают из сложности их строения. В частности, для Большого Кавказа в альпийском цикле естественных стадий развития будет пять: 1) доскладчатая; 2) соскладчатая для эвгеосинклинали; 3) послескладчатая для эвгеосинклинали и доскладчатая для миогеосинклинали; 4) соскладчатая для миогеосинклинали и 5) орогенная или инверсионная для геосинклинальной системы в целом.

Для геосинклинальных систем с большим количеством интрагеосинклиналей, характеризующихся противоположными знаками движений, число стадий будет большим.

2. Развитию геосинклинального цикла низшего порядка соответствует тектоно-магматический цикл того же порядка, в котором метаморфические процессы, образование массивов гранитоидов, многих щелочных пород и др. совершаются в стадию складчатости вулканогенных геосинклиналей. В стадию первой складчатости частично вулканогенных терригенных геосинклиналей и образования аспидно-сланцевой интрагео-

синклинали, в местах расположения доскладчатых габбро-диабаз-порфировых даек и небольших массивов формируются гранитоиды, нередко гибридного либо метасоматического характера.

Широкое развитие процессов метаморфизма и гранитообразования в вулканогенных геосинклиналях является давно установленным фактом. Известно, что Л. Кобер в схеме, предложенной им для структурных зон, вулканогенные геосинклинали выделил под названием метаморфид; однако это положение в современных обобщающих тектонических и металлогенических схемах потеряло свою четкость, что объясняется, видимо, недостаточной полнотой части фактического материала и утрачиванием при обобщениях некоторых, на первый взгляд мелких, особенностей геосинклиналей. Например, в интересной работе И. В. Архипова, М. В. Муратова и Е. С. Постельникова (1964) называются ряд флишегенных прогибов, среди которых, наряду с чисто терригенными прогибами, перечисляются также частично вулканогенные и офиолитовые прогибы и делается заключение, что «в развитии их во многих случаях по осадкам удастся наметить финальную стадию их существования и замыкания. С этой стадией связано внедрение многих гранитоидных интрузий и начало общего поднятия Альпийско-Гималайской системы» (стр. 12). Последнее положение, видимо, не является точным, по крайней мере для Большого и Малого Кавказа как для палеозойских, так и для мезо-кайнозойских геосинклиналей. В Приараксинской миегеосинклинальной зоне Малого Кавказа А. А. Габриеляном (1964) также отмечается отсутствие гранитоидов.

Наше основное положение по рассматриваемому вопросу заключается в том, что если геосинклинальный прогиб непроницаем для магматических масс, то он окажется непроницаемым и для восходящих растворов, проявляющих особую активность после полного прекращения вулканической деятельности, что находится в зависимом отношении от складчатости, т. е. с началом складкообразовательных движений вулканизм в геосинклинальных прогибах обычно прекращается.

Таким образом, интенсификация активности метаморфизирующих растворов и, следовательно, масштаб метаморфических процессов и гранитообразования находятся в прямой зависимости от масштаба вулканизма в геосинклинальной стадии.

3. Метаморфизм и гранитообразование не имеют места на стадии погружения геосинклинального бассейна. В период опускания даже континентальной коры иногда происходит ее преобразование в океаническую кору (глубокие котловины Черного моря, Южного Каспия, Мраморного, Эгейского и Ионического морей и восточной части Средиземного моря). Как известно, базификация континентальной коры во время опускания геосинклиналей объясняется Ван-Беммеленом как результат ионной диффузии основных элементов, вызывающих в коре активизацию химических процессов.

4. В связи с тем, что процессы метаморфизма и образования гранитоидов обычно протекают в стадию формирования эвгеосинклиналей, а иногда и частично вулканогенных миегеосинклиналей, то давление, существующее при метаморфизме, не может рассматриваться как давление нагрузки. Это давление возникает при складчатой деформации, и в соответствии с размером геосинклинального трога, а также масштаба деформаций оно может образовать обширные изобарические поверхности, занимающие текущее положение относительно складчатой структуры. Это при прочих равных условиях, независимо от глубины, может обусловить региональное развитие метаморфизма определенных фаций, а подчас и метаморфическую зональность, что подтверждается многочисленными фактическим материалом.

5. Что касается других факторов метаморфизма, в частности температуры, состава восходящих растворов и др., то их возникновение связа-

но, по всей вероятности, с внутренней активностью Земли — с ее мантией, сложенной из нераспавшегося первичного планетного вещества, находящегося термодинамически в неравновесном состоянии вследствие высокого его химического потенциала.

Растворы из глубины Земли привносят последовательно не только различные вещества, но и тепло и при поступлении в складчатую структуру вызывают метаморфические процессы, имеющие обычно метасоматический характер.

### Литература

- Архипов И. В., Муратов М. В., Постельников Е. С. Основные черты строения и истории развития Альпийской геосинклинальной области. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр., пробл. II. Изд-во АН СССР, 1964.
- Гамкрелидзе П. Д. Глубинные разломы в тектоническом строении Грузии. Докл. Советск. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр., пробл. II. Изд-во АН СССР, 1964.
- Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. Избр. труды, т. 2, Изд-во АН СССР, 1959.
- Билибин Ю. А. Общие принципы регионального металлогенического анализа. Избр. труды, т. 3, Изд-во АН СССР, 1961.
- Билибин Ю. А. Общие принципы регионального металлогенического анализа. Избр. труды, т. 3, Изд-во АН СССР, 1961.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Избр. труды, т. 3, Изд-во АН СССР, 1961.
- Габриелян А. А. Тектоническое строение Антикавказа (Малый Кавказ) и положение его в Средиземноморской орогенической зоне. Докл. Сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр., пробл. II. Изд-во АН СССР, 1964.
- Дзоцендзе Г. С. Домезозойский эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН ГрузССР, 1948.
- Заридзе Г. М. Среднеюрский магматический цикл Грузии. Сообщ. АН ГрузССР, т. 5, № 2, 1944.
- Заридзе Г. М. Два магматических цикла в палеогене Малого Кавказа. Сообщ. АН ГрузССР, т. 5, 1944.
- Заридзе Г. М. Магматический цикл верхнего миоцена — плиоцена в Грузии. Сообщ. АН ГрузССР, т. 5, № 9, 1944.
- Заридзе Г. М. Четвертичные магматические циклы в Грузии. Сообщ. АН ГрузССР, т. 5, № 9, 1944.
- Заридзе Г. М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.
- Заридзе Г. М. О генетической связи метаморфитов, гранитоидов и зон минерализации с вулканогенно-осадочными формациями. Тр. I-го Уральского петрографич. совещ., 1963.
- Заридзе Г. М. О типах метаморфизма. Вопросы геол. Грузии. Сб. трудов к XXII сес. Междунар. геол. конгр. Изд-во АН ГрузССР, 1964.
- Заридзе Г. М. Соображения о метаморфических фациях. Вопросы геол. Грузии. Сб. трудов к XXII сес. Междунар. геол. конгр. Изд-во АН ГрузССР, 1964.
- Заридзе Г. М. Типы эндогенных геологических формаций. Изд-во «Ганатлеба», Тбилиси, 1966.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Введение в магматическую геологию Грузии. Изд-во «Техника да шрома», Тбилиси, 1947.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Магматизм Грузии и связь с ним рудообразования. Госгеолтехиздат, 1959.
- Заридзе Г. М., Қазахишвили Т. Г., Кикнадзе И. И., Манвелидзе Р. М. Петро-тектонические особенности древних кристаллических пород верховьев р. Черек-Безенгийский (Северный Кавказ). Изв. вузов. Геология и разведка, № 4, 1962.
- Заридзе Г. М., Қазахишвили Т. Г., Кикнадзе И. И., Манвелидзе Р. М. Структурно-петрологические особенности древних кристаллических пород на Северном Кавказе. Сов. геология, № 2, 1962.
- Кесарев В. В. Движущие силы развития Земли и планет. Изд-во «Недра», Л., 1967.
- Муратов М. В. История тектонического развития Альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1962.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд. ЛГУ, 1964.
- Татришвили Н. Ф. Магматическая деятельность в Грузии в допалеозое и палеозое. Изд-во «Техника да шрома», Тбилиси, 1948.
- Ферхуген Дж. Распределение температуры и тепловой поток при региональном метаморфизме. Физ.-химич. проблемы формирования горных пород и руд, т. 1, Изд-во АН СССР, 1961.

- Х а и н В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Наука», 1964.  
К а у М. North American Geosynclines. The Geol. Seol. Soc. of Amer., Memoir 48, Baltimore, 1951.  
К и н г Р. В. The Evolution of North America. Princeton, New Jersey, Princeton University Press, 1959.  
Т у р н е р F. J., V e r h o o g e n J. Igneusand Metamorphic petrology. McGraw — Hill Book Company, DINK, New York. Toronto. London, 1960.  
V a n - B e m m e b e n R. W. The Geology of Indonesia. V. IA, Geveroment Printing Office, The Hague, 1949.  
W a a r d D. Zones of regional metamorphism in the Lalan ASU massif, Timor. Proc. Koninkl. nederl. akad. wet. B. 60, № 5, 1957.  
W e g m a n n C. E. Fur Deutung der Migmatite Geol. Bundschau, B. 26, H. 5, 1935.  
W e g m a n n C. E. Geological investigation in Southern Greenland. pt. I. Medd. Grønland, B. 113, № 2, 1938.  
W e g m a n n C. E. Stockwertektonik und Modell von Gesteinsdifferentiation, Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Sille, 1956.

Геологический институт  
АН ГрузССР

Статья поступила  
10 октября 1965 г.

G. M. ZARIDZE

---

### ON THE RELATIONSHIP OF MAGMATISM, METAMORPHISM AND TECTONICS

The idea that regional metamorphism usually takes place within geosyncline systems has been widely accepted. The doctrine about metamorphism has, however, quite a number of controversial aspects, particularly those of the importance of metamorphic processes in the geosynclinal cycle and of the causes of metamorphism.

Geosyncline volcanism exerts a direct influence upon the effectiveness of metamorphic solutions and, consequently, the intensity of metamorphic processes.

Being impermeable to magmatic masses, the geosynclinal trough is also impermeable, or slightly permeable, to ascending solutions which give rise to metamorphism and are most active after complete cessation of eruptive manifestations in connection with the starting of folding.

Owing to the fact that metamorphic processes and granitoid formation are generally confined to the eugeosyncline stage (sometimes to that of volcanogene miogeosynclines, also), the pressure during metamorphism cannot be regarded as that of a load. This pressure arises during folding and, in accordance with the size of the geosyncline trough and scale of deformations, may form vast isobar surfaces which cut the fold structure. Under otherwise equal conditions, this may give rise, whatever the depth, to regional metamorphism of certain facies and sometimes of metamorphic zones, as is confirmed by much evidence.

Regarding other factors of metamorphism, such as temperature, composition of ascending solutions, etc., their action appears to be the result of the activity of the Earth's mantle which is made up of undecayed primary planet substance in a thermodynamically non-equilibrium state, due to its high chemical potential.

Geological Institute  
Academy of Science of the Georgian SSR  
Tbilisi

---

УДК 551.24(571.65)

С. Г. КОТЛЯР

**К ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР  
ОХОТСКОГО ОСТАТОЧНОГО МАССИВА**

Охотский остаточный массив, по представлениям К. Я. Спрингиса (1958), Ю. М. Пушаровского (1960), С. И. Гаврикова (1965), Г. А. Гринберга (1965) и ряда других исследователей, представляет собой часть досинийской Сибирской (Восточно-Азиатской) платформы, отделенную от Алданского щита синийским, палеозойским и мезозойским прогибами. В современной структуре массив ограничен зонами Яно-Колымской складчатой системы: Южно-Верхоянской складчатой зоной на западе и Индигиро-Колымской на востоке. На южную часть массива, а также на его северную оконечность наложены структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (рис. 1).

Досинийский фундамент Охотского массива, выходящий на поверхность в его центральной части, по данным Г. А. Гринберга (1965), представлен метаморфической толщей мощностью до 6,5—7 км. Низы толщи сложены амфиболитами и амфиболовыми гнейсами с подчиненным количеством пироксен-амфиболовых ортосланцев (няннагинская свита), средняя часть — гранат-гиперстен-биотитовыми парагнейсами, иногда содержащими кордиерит (дальсичанская свита), а верхняя часть — пироксен-амфиболовыми ортосланцами с подчиненным количеством амфиболитов (нядбакинская свита). Породы метаморфизованы в гранулитовой фации, причем, если средняя свита имеет первично-осадочное происхождение, то нижняя и верхняя свиты представлены метаморфизованными интрузивными и вулканогенными породами основного состава.

Кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты собраны в сравнительно простые симметричные складки, шириной 1,5—2,5 км, осложненные более мелкими; общее простираение толщи субмеридианальное или северо-северо-восточное. Такое же простираение имеют зоны крупных разломов (Кухтуйская, Гусинская), бластомилонитов и диафоритов, для которых предполагается досинийский возраст.

Как указывает Г. А. Гринберг (1965), по составу пород, характеру метаморфизма и определениям возраста (преобладают цифры порядка 1880—1620 млн. лет) толщи фундамента Охотского массива обнаруживают значительное сходство с архейским комплексом южной окраины Алданского щита, который подвергся интенсивной переработке в раннем протерозое. Оба эти комплекса сформировались, по-видимому, в пределах одной, тектонически относительно более подвижной структурно-фациальной зоны архенд Восточно-Азиатской платформы, окаймлявшей более стабильное ядро.

Сохранность минеральных ассоциаций гранулитовой фации в породах фундамента Охотского массива и слабое проявление процессов диафореза позволили Г. А. Гринбергу (1965) предположить, что территория Охотского массива располагалась за пределами протерозойской подвижной зоны Становика-Джугджура и считать, что в протерозое этот участок земной коры был уже в значительной степени стабилизирован.

В этих спокойных условиях происходило формирование и более молодых геологических образований второго структурного этажа, залегающих на досинийском фундаменте.

Второй структурный этаж имеет сложное многоярусное строение, отчетливо подразделяясь на пять ярусов: 1) синийский, 2) среднепалео-

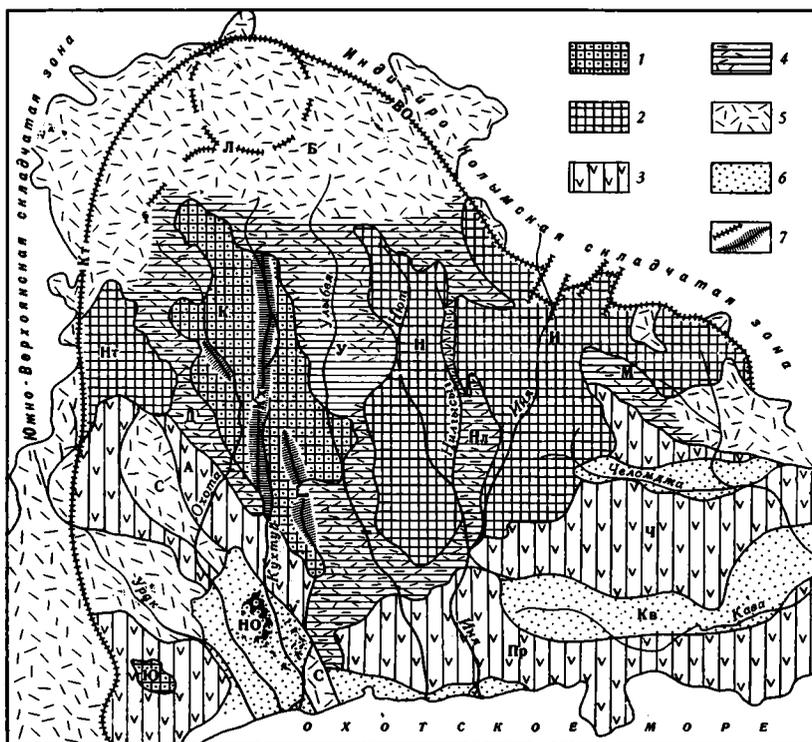


Рис. 1. Схема строения Охотского остаточного массива

1 — горст-антиклинории с обнаженными докембрийскими и палеозойскими образованиями (К — Кухтуйский, Ю — Юровский); 2 — горст-антиклинории с обнаженными верхнепалеозойскими образованиями (Нт — Нетерский, Н — Нютский, И — Инский); 3 — поднятия, сложенные продуктами апт-туронского магматизма (Ч — Челомджинское, Пр — Прибрежное, А — Ан-Майское); 4 — грабен-синклинории, выполненные мезозойскими осадочными и вулканогенными породами (Д — Делью-Охотский, У — Ульбейский, Нл — Нилгысский, М — Майманджинский); 5 — области развития сенон-датского магматизма (Б — Бурганское лавовое поле, С — Селемджинско-Маркканская зона); 6 — кайнозойские депрессии (Кв — Кавинская, НО — Нижне-Охотская); 7 — зоны долгоживущих разломов (Кт — Кетандинская, Кх — Кухтуйская, Г — Гусинская, ВО — Восточно-Охотская)

зойский, 3) позднепалеозойско-раннемезозойский, 4) позднемезозойский, 5) кайнозойский. Ярусы соответствуют определенным этапам геологической истории Охотского массива, причем характер геологических образований и слагаемых ими структурных форм указывает на постепенное увеличение тектонической активности от этапа к этапу (до начала кайнозоя), с вовлечением этого участка земной коры в развитие окружающих ее подвижных поясов. Если в ходе синийского этапа на Охотском массиве формировались отложения платформенного типа при отсутствии магматических проявлений, то среднепалеозойский этап характеризовался уже развитием магматизма умеренно-кислого состава, что указывает на некоторую активизацию структуры. В течение позднепалеозойско-раннемезозойского этапа фациальные особенности пород и характер слагаемых ими структур в значительной степени определялись развитием Яно-Колымской геосинклинальной системы. Наконец, для позднемезозойского этапа характерна полная переработка отдельных

участков массива с развитием наложенных вулкано-тектонических структур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Отложения синийского структурного яруса залегают резко несогласно на метаморфических породах и представлены кварцитами, песчаниками, алевролитами, известковистыми сланцами, среди которых Г. А. Гринберг (1965) выделяет три крупные ритма, характеризующиеся постепенной сменой терригенных пород известковистыми. Свиты, соответствующие ритмам седиментации, параллелизуются с учурской, майской и уйской сериями Учуро-Майского р-на, что подтверждается обнаружением в обоих районах аналогичных органических остатков (*Coprophyton lituus* Masl., *Collenia* (*Gymnosolen*) *ochotus* Nujn.). Однако сравнительно малая мощность синийских пород (до 1,0—1,6 км), их слабая дислоцированность (преобладает моноклинальное падение на северо-северо-запад под углами 20—25°), особенности состава и отсутствие магматических образований отличают их от разновозрастных образований Юдомо-Майского геосинклинального прогиба, отделяющего Охотский массив от Алданского щита. В этом прогибе синийские терригенные отложения мощностью до 10 км интенсивно дислоцированы и содержат интрузивные тела того же возраста.

Раннепалеозойские отложения в пределах Охотского массива достоверно не установлены, хотя некоторые исследователи приписывают ордовикский возраст маломощной прослойке известковистых сланцев с остатками *Lophospira* sp., *Pagodispira* sp., выходящей на поверхность в верховье р. Гадекчан. Несогласное залегание средне- и верхнепалеозойских отложений на сильноэродированных синийских или даже досинийских породах позволяет предполагать, что в раннем палеозое район Охотского массива испытывал поднятия и размыв.

На правобережье среднего течения р. Урак известен так называемый Юровский выступ (рис. 1), докембрийская и палеозойская история которого обнаруживает значительные отличия от истории Кухтуйского выступа. В метаморфической толще Юровского выступа преобладают очковые гнейсы и мраморы, синийские отложения, представленные в основном кварцитами, весьма маломощны, зато мощность насыщенных фаунистическими остатками верхнекембрийских отложений (отсутствующих в пределах Кухтуйского выступа) достигает двух и более километров. Эти различия наводят на мысль о существовании между обоими поднятиями резких, вероятно, тектонических границ, положение которых, возможно, фиксируется параллельными протяженными зонами интенсивных отрицательных магнитных аномалий северо-западного простирания, выявленных Е. Г. Херувимовой, которые могут быть названы Селмджинско-Мареканской и Аркинско-Уракской.

Среднепалеозойские отложения, относимые ко второму структурному ярусу, установлены Ф. Ф. Вельдяксовым на правобережье р. Ульбеи и представлены песчаниками и сланцами со значительной примесью пирокластического материала среднего и кислого состава. Отложения общей мощностью около 1 км охарактеризованы остатками фауны (*Atrypa* cf. *bifidaeformis*, *Stringocephalidae*, *Dalmanellaceae*, *Athyridae*), позволяющей отнести их к среднему и верхнему девону. Возможно, что к этому же времени относится формирование небольших интрузивных тел, приуроченных к зоне Гусинского разлома и сложенных крупнопорфировыми мясо-красными гранит-порфирами, галька которых встречена в средневерхнекарбонных базальных конгломератах. Среднепалеозойские отложения Охотского массива весьма близки к девонским вулканогенно-осадочным толщам умеренно-кислого состава, установленным на Омолонском остаточном массиве (кедонская серия) и в центральной части Колыmsкого срединного массива (в р-не Алазейского поднятия, по Б. В. Пепеляеву и М. И. Терехову, 1962). В то же время в палеозойских геосинклинальных прогибах, где накапливалась многокилометровая тол-

ща ниже- и среднепалеозойских известняковых пород (например, в Сетэ-Дабанском прогибе), девонский магматизм имеет значительно более основной характер (покровы базальтов в джелканской серии, по К. К. Левашову, 1964).

Таким образом, есть основания полагать, что в синийское и среднепалеозойское время описываемый район представлял собой относительно стабильный участок земной коры, игравший по отношению к геосинклинальным прогибам того времени роль срединного массива.

Третий структурный ярус, развитый значительно шире, чем более древние, распространен, подобно им, преимущественно в центральной части Охотского массива, представляющей собой в современном структурном плане ряд вытянутых в меридиональном направлении блоков (Нетерский, Кухтуйский, Нютский, Инский), разделенных грабенами (Делькю-Охотским, Ульбейским, Нилгысыгским). Формирование третьего структурного яруса началось во второй половине карбона одновременно с заложением геосинклинальных прогибов Яно-Колымской системы. Для позднепалеозойского времени на Охотском массиве можно выделить три фациальные зоны (с запада на восток).

1. Кухтуйская зона, в которой весь разрез представлен континентальными отложениями небольшой мощности (до 1,5—2 км), содержащими флористические остатки. По данным Е. Г. Пескова и Ф. Ф. Вельдяксова, в составе разреза выделяются: гадекчанская песчанико-конгломератовая свита среднего и верхнего карбона, кухтуйская сланцевая свита нижней перми и нюлкалинская песчанико-сланцевая свита верхней перми.

2. В пределах Нютской зоны разрез представлен фаунистически охарактеризованными морскими осадками значительной мощности (более 5 км) и, согласно Р. Б. Умитбаеву, делится на нижнепермскую нютскую свиту сланцев, песчаников, алевролитов и верхнепермские, эвричанскую и дусканьинскую, преимущественно песчаниковые свиты.

3. Инская зона, в которой разрез нижней перми представлен морскими фациями, разрез верхней перми — чередованием морских и континентальных отложений с резким преобладанием последних (с кордаитовой флорой), а общая мощность отложений составляет 4—4,5 км.

Значительные различия в мощности и фациальных особенностях осадков (рис. 2) при сравнительно резких границах между фациальными зонами наводят на мысль об их тектоническом характере. В пользу этого предположения говорит и то, что отложения перечисленных фациальных зон развиты в пределах одноименных блоков Охотского массива, в то время как к границам фациальных зон приурочены узкие грабены, простирания которых совпадают с простираниями Гусинского и Кухтуйского разломов.

Анализ фациальных особенностей позднепалеозойских отложений позволяет предполагать, что территория Кухтуйского блока, а с поздней перми и Инского блока, представляла собой, по-видимому, область умеренного прогибания. Возможно, что в пределах этой территории в то время существовали полуострова, отходящие от материка, располагавшиеся на месте современного Охотского моря (Центрально-Охотский массив, по Л. И. Красному, 1956) и являвшегося областью устойчивого поднятия в позднем палеозое — раннем мезозое. Позднепермский морской залив, разделявший эти полуострова и занимавший территорию современного Нютского блока, соответствовал зоне наибольшего прогибания. На севере эта зона переходила в обширный Верхне-Индибирский прогиб, входивший в состав Яно-Колымской геосинклинальной системы. К этой же системе принадлежали Кулу-Арманский прогиб (Резанов, Зарудный, 1962), ограничивавший территорию Инской фациальной зоны с востока, и Южно-Верхоянский, окаймлявший Охотский массив с запада (рис. 3).

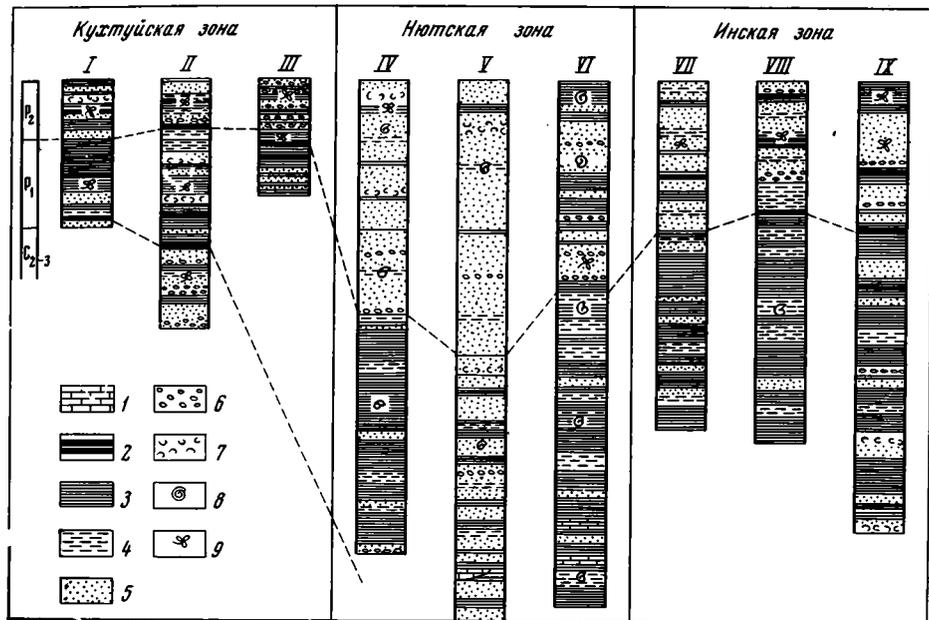


Рис. 2. Характерные разрезы верхнепалеозойских отложений Охотского остаточного массива. Масштаб 1 : 50 000

I — среднее течение р. Охота, по Ф. Ф. Вельдякову; II — среднее течение р. Кухтуй, по Е. Г. Пескову; III — правобережье среднего течения р. Ульбея, по М. Н. Захарову; IV — междуречье Ульбея-Нют, по Ф. Ф. Вельдякову; V — междуречье Нют-Нилгысыг, по Р. Б. Умитбаеву; VI — верховье р. Нют, по В. А. Серебрякову; VII — верхнее течение р. Ини, по З. Г. Караевой, А. И. Баркан и В. Д. Володину; VIII — верхнее течение р. Тас, по З. Г. Караевой; IX — верховье р. Тас, по Х. И. Калугину. 1 — известняки, 2 — углистые сланцы, 3 — глинистые и песчано-глинистые сланцы, 4 — алевролиты, 5 — песчаники, 6 — гравелиты и конгломераты, 7 — туфы кислого и среднего состава, 8 — остатки фауны, 9 — остатки флоры

В Кухтуйской зоне в позднепермских отложениях, по данным Ф. Ф. Вельдякова, отмечаются ассоциирующие с кремнистыми сланцами пластовые тела порфиров, реже — порфиров, и прослойки кислых туфов. Присутствие здесь, наряду с магматическими образованиями основного состава, следов кислого магматизма, отличает эту зону от геосинклинальной системы, в частности от территории Западно-Верхоянского антиклинория, где, согласно данным А. В. Вихерта и других исследователей, конец перми и, главным образом, начало триаса характеризовались формированием диабазовых потоков и силлов.

Тесная связь движений в пределах Охотского массива с движениями в геосинклинальной системе отмечается и для начала мезозоя, когда Охотский массив, по-видимому, оформился в своих современных границах. Выпадение из разреза отложений нижнего и среднего триаса на всей территории массива позволяет предполагать, что последний испытывал в это время поднятия, одновременные с первыми крупными поднятиями в некоторых структурно-фациальных зонах Яно-Колымской геосинклинальной системы (например, в пределах Западно-Верхоянского антиклинория — по А. В. Вихерту; в центральной части Аян-Уряхского антиклинория — Таяхтахской структуре на правобережье нижнего течения р. Кулу, по Н. И. Ларину). В то же время в геосинклинальных прогибах, непосредственно примыкавших к массиву, накапливались мощные (до 2—4 км) терригенные толщи с остатками аммонитов, что свидетельствует о значительных опусканиях. Резкая контрастность движений в массиве и в прогибах, по-видимому, обусловила зарождение зон разломов, ограничивающих массив: Кетандинской на западе и Восточно-Охотской на северо-востоке.

Нисходящие движения, сопровождаемые осадконакоплением, возобновились на Охотском массиве только в позднем триасе и продолжались, по-видимому, в ранней юре. Отложения этого времени, мощностью до 1—1,5 км, установлены только в пределах узких грабенов, однако характерные особенности верхнетриасовых осадков (присутствие глауконита, обилие остатков пелеципод, преобладание глинистого материала) свидетельствуют о формировании их в условиях обширного открытого морского бассейна. По-видимому, морские осадки верхнего триаса покрывали всю или большую часть территории Охотского массива и выпадение их из разреза в пределах поднятых блоков, где меловые эффузивы нередко ложатся на палеозойские или даже синийские образования, свидетельствует лишь о том, что верхнетриасовые породы были уничтожены эрозией в позднеюрскую эпоху. Сохранившиеся верхнетриасовые и местами нижнеюрские породы несогласно перекрыты континентальными отложениями поздней юры (гравелитами, песчаниками, конгломератами с флорой) мощностью до 200—300 м, которые представляют собой, по-видимому, отложения межгорных впадин.

Эти данные показывают, что интенсивнейшие тектонические движения позднеюрского времени, преобразовавшие Яно-Колымскую геосинклиналь в молодую складчатую систему, в сильно ослабленном виде проявились и в центральной части Охотского массива, где возникли крупные подвергавшиеся эрозии поднятия, разделенные узкими зонами прогибания (межгорными впадинами). Эти движения сопровождались складчатыми и разрывными деформациями, в результате чего в отдельных блоках массива возникли структурные формы, близкие к структурам окаймляющей массив Яно-Колымской складчатой системы; поднятия оформились как горсты, а впадины — как грабены.

Горстовые поднятия центральной части Охотского массива представляют собой линейно-вытянутые в субмеридиональном направлении (на 150—200 км) антиклинальные структуры сундучного типа, в широких (от 20 до 50 км) сводовых частях которых позднепалеозойские отложения залегают или моноклинално, с углами падения до 20—25°, или собраны в крупные пологие складки. В центральной части Кухтуйского горстового поднятия обнажены досинийские породы, выходы которых окаймлены полями развития синийских и среднепалеозойских отложений. Центральную часть Нютского горстового поднятия занимает Нют-Ульбейский гранитоидный батолит мелового возраста, в пределах которого установлены ксенолиты основных пород. Г. А. Гринберг (1965) склонен приписывать им протерозойский возраст, параллелизуя их с анортозитами Джугджурского массива. Северная часть Нютского горстового поднятия (Кенгдеченская антиклиналь, по Ф. Ф. Вельдякову) имеет асимметричное строение, с крутым западным крылом и пологим восточным.

На крыльях горстовых поднятий в зонах сочленения их с грабенообразными впадинами отмечаются крутые моноклиналные падения пород

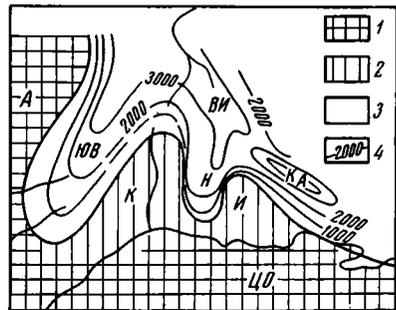


Рис. 3. Палеотектоническая схема Охотского массива и прилегающих районов для позднепермского времени, составленная по И. А. Резанову и Н. Н. Зарудному (1962) с дополнениями и изменениями автора

1 — области устойчивого поднятия и разрыва (А — Алданский щит, ЦО — гипотетический Центрально-Охотский массив); 2 — области небольшого прогибания и накопления континентальных осадков умеренной мощности (К — Кухтуйский, И — Инский полуострова); 3 — области геосинклинальных прогибов с морской седиментацией (ЮВ — Южно-Верхоянский, ВИ — Верхне-Индигирский, КА — Кулу-Арманский, Н — Нютский); 4 — изобанта верхнепермских отложений в метрах

под углами 60—70° и до 90°, а также крупные сбросы, сопровождаемые мелкими сложными складками. К ним относятся, например, описанные Ф. Ф. Вельдяковым Уютакский и Кенгдеченский сбросы, ограничивающие северную часть Ульбейского грабена. Амплитуды перемещения по сбросам колеблются от сотен метров до 1—1,5 км.

Грабенообразные впадины представляют собой узкие (от 0,5 до 1—3 км), иногда щелевидные, линейно-вытянутые структуры, в которых пермские отложения перекрыты верхнетриасовыми и нижнеюрскими морскими осадками, а также континентальными отложениями верхней юры. В ряде случаев они осложнены крупными наложенными прогибами, иногда изометричными, выполненными меловыми эффузивами. Установленное Е. Г. Песковым в бассейне р. Ульбей налегание недислоцированных нижнемеловых пород на собранные в брахискладки верхнеюрские отложения позволяет считать, что складчатые деформации в центральной части массива в основном закончились в конце юры — начале мела, то есть к моменту завершения формирования структур складчатой системы. Следует отметить, что и в пределах последней, на северном продолжении Охотского массива, выделяются Агаяканский и Эльгинский районы с развитием чередующихся обширных плоских антиклиналей и узких щелевидных синклиналей, которые получили название районов слабых дислокаций (Спрингис, 1958) или планориев (как их называют А. П. Васьковский и Л. И. Красный). Это обстоятельство указывает на очень постепенный переход в северном направлении от области стабильного массива к складчатой области.

Позднеюрские движения в Яно-Колымской геосинклинальной системе сопровождались интенсивным развитием магматизма — образованием серий малых интрузий, внедрением крупных гранитоидных тел, а местами (большей частью в краевых частях системы) вулканической деятельностью. На Охотском массиве, где характерные для геосинклинальной системы движения проявились в ослабленном виде, магматическая деятельность также выражена весьма слабо (отдельные пласты андезитов, андезито-дацитов и фельзитов в верхнеюрских отложениях, согласно Е. Г. Пескову).

Интенсивный магматизм, обусловивший формирование четвертого структурного яруса, проявился в районе Охотского массива несколько позднее, начиная со второй половины нижнего мела, будучи, по-видимому, связан с развитием другой структуры — Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, особенности развития которого охарактеризованы в ряде работ последнего времени (Устиев, 1959; Сперанская, 1962, 1963, 1964 и др.). По данным этих исследователей, в частности И. М. Сперанской (1964), приохотскую часть вулканогенного пояса слагают в основном андезит-гранодиоритовая группа формаций апт-туронского возраста и липарит-гранитовая группа, относимая к сенон-датскому ярусу.

В пределах Охотского массива магматические породы апт-туронского возраста наиболее распространены в его юго-восточной части, где они образуют единый сложный интрузивно-эффузивный комплекс. В междуречье нижних течений рек Ульбея и Иня, согласно данным И. М. Сперанской, апт-туронские вулканогенные породы (охотская серия) расчленяются на андезитовую мощностью 1240 м и андезито-дацитовую мощностью 1120 м толщи, которые разделены пластом конгломерата с галькой андезитов. С породами нижней толщи связаны небольшие тела габбро-диоритов и диоритов, с породами верхней толщи — метаморфизирующие их крупные тела гранодиоритового состава, сопровождаемые несколько более поздними интрузивами гранитов (охотский интрузивный комплекс). Крупные многофазные интрузивы этого района (Нижне-Ульбейский, Нижне-Инский и другие) расположены на самых западных флангах протяженных цепей интрузивов (Прибрежной и Челомджинской), описанных Л. А. Снятковым и Б. А. Снятковым (1958). Эти цели

протягиваются в субширотном направлении на 700—800 км вдоль всей прихотской части вулканогенного пояса. Вулканогенные толщи дислоцированы полого. Более интенсивные дислокации, согласно И. М. Сперанской, наблюдаются у контактов гранитоидных тел, где углы падения пластов достигают 60—80°, а простираения параллельны извилистым контактам интрузивов. Последние вместе с вмещающей их вулканогенной толщей мощностью более 2 км вскрыты эрозией на значительную глубину, что указывает на преобладающую тенденцию к воздыманию, свойственную в самом конце мезозоя и в кайнозое зонам апт-туронского магматизма. Эти зоны, выделяемые нами под названием Прибрежного и Челомджинского поднятий, разделены Кавинской депрессией, которая выполнена преимущественно неоген-четвертичными рыхлыми отложениями. По-видимому, к Прибрежному и Челомджинскому поднятиям близко по своему строению Ан-Майское поднятие северо-западного простираения, находящееся в юго-западной части Охотского массива.

Прибрежное и Челомджинское поднятия, по-видимому, определяют положение магмовыводящих каналов — субширотных зон разломов, возникших в начале мела в области сочленения воздымавшихся мезозойских складчатых сооружений и испытывавшей погружение Камчатско-Корякской геосинклинальной системы (включая Центрально-Охотский массив). К западу от Охотского массива эти разломы, по-видимому, наследовали простираение более древних структурных швов, отделявших в позднепалеозойско-мезозойское время прогибы Яно-Колымской геосинклинальной системы от воздымающегося Центрально-Охотского массива. По мнению И. М. Сперанской (1964), существование этих швов обусловило развитие подводного вулканизма и формирование, начиная по крайней мере с позднего триаса (более древние породы не обнажены) до поздней юры, своеобразной базальтово-плаггиолипаритовой вулканической формации. В районе Охотского массива, где в позднепалеозойско-раннемезозойское время переход к Яно-Колымской геосинклинали был менее контрастным, западные фланги обоих близширотных поднятий (Прибрежного и Челомджинского) накладываются почти под прямым углом на домеловые структуры субмеридионального простираения, целиком их перерабатывая. Субмеридиональные направления сохраняются в простираении лишь некоторых интрузивных тел.

Несколько иначе выражен апт-туронский магматизм в центральной части Охотского массива. Здесь вулканогенные образования охотской серии и крупные гранитоидные тела охотского интрузивного комплекса пространственно разобщены. Первые приурочены преимущественно к грабенообразным впадинам, вторые — к горстовым поднятиям. Так, большую часть Нютского горста антиклинария занимает крупнейший Нют-Ульбейский батолит (возраст 126—127 млн. лет); к восточной окраине Кухтуйского горста приурочена Нюлкалинская интрузия амфибол-биотитовых гранитов (возраст 129 млн. лет). Весьма вероятно, что в составе некоторых интрузивных тел принимают участие и более молодые гранитоиды (конца позднего мела).

Развитые в грабенообразных впадинах апт-туронские вулканогенные образования андезитового состава имеют значительно меньшую мощность, чем в пределах Прибрежного и Челомджинского поднятий и нередко сопровождаются нормальными осадочными породами. В южной части Ульбейского грабена, по Е. Г. Пескову, общая мощность толщи андезитов и их туфов не превышает 400—500 м. В Делькю-Охотском грабене, по Ф. Ф. Вельдякову, толща андезитов мощностью 300—350 м залегает на толще сланцев, песчаников, туфоконгломератов мощностью до 600 м.

Породы сенон-датского возраста в прихотской части вулканогенного пояса представлены эвенской серией липаритового состава со значительным участием туфового и игнимбритового материала и омсукчанским

комплексом субвулканических гранитоидных тел. Восточнее Охотского массива эвенская серия формировалась преимущественно в крупных вулcano-тектонических депрессиях, представляющих собой, по мысли Е. К. Устиева (1961) и И. М. Сперанской (1964), структуры, возникшие одновременно с процессом вулканизма в результате проседания кровли близповерхностного магматического очага. В пределах Охотского массива проявления сенон-датского кислого вулканизма отмечаются вдоль ограничивающих его разломов — Кетандинского и Восточно-Охотского,

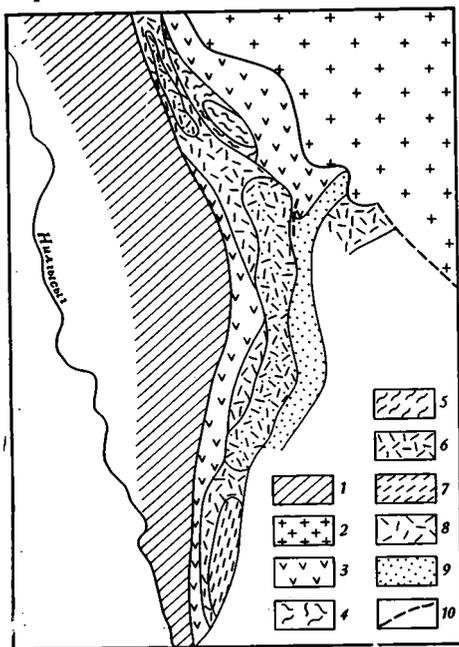


Рис. 4. Схема геологического строения северной части Нилгысыгского грабен-синклиория

1 — пермские отложения Нютского горст-антиклинория; 2 — позднемеловые щелочные граниты центрального продольного поднятия; 3 — меловые покровы андезитового состава; 4—5 — позднемеловой трахидиоритовый комплекс; 6 — покровы и потоки, 7 — зоны развития некков; 6—8 — позднемеловой липаритовый комплекс; 6 — покровы и потоки, 7 — зоны развития некков, 8 — зоны развития жерловых фаций; 9 — горизонт пирокластических пород с потоками фельзитов; 10 — разлом

а наиболее крупное и наименее изученное Бургочанское лавовое поле площадью до 20 тыс. км<sup>2</sup> расположено у северной оконечности массива, в зоне возможного сочленения этих разломов. У северной окраины Бургочанского поля находится описанная Н. И. Лариным Лабынкырская кольцевая структура диаметром более 50 км с опущенной центральной частью.

В юго-западной части массива наблюдается приуроченность позднемеловых вулканогенных образований к Селемджинско-Мареканской зоне магнитных аномалий, возможно отмечающей, как указывалось выше, разлом древнего заложения. Центральная часть этой зоны закрыта третичными и четвертичными отложениями Нижне-Кухтуйской депрессии, но на юго-восточном фланге зоны, в Мареканском районе, так же как и на ее северо-западном фланге, в Селемджинской впадине, судя по данным Ф. Ф. Вельдяксова, широко развиты позднемеловые кислые эффузивы и их субвулканические фации. Для первого из названных районов характерно присутствие раннепалеогеновых субщелочных кислых эффузивов — мареканитов (Рудич, Устиев, 1963).

В центральной части массива небольшие эффузивные поля контролируются Кухтуйским разломом, секущим одноименный горст. Однако наиболее значительные проявления сенон-датского магматизма приурочены к описанным выше грабенообразным впадинам, причем у границ этих структур (например, Ульбейской, Делькю-Охотской) широко развиты своеобразные лентоподобные интрузивы позднемеловых гранитов, а к осевым частям приурочены проявления вулканизма центрального типа.

Своеобразны формы проявления сенон-датского магматизма в северной части Нилгысыгского грабена; она, по данным исследований автора, проведенным в 1963 г., разделена центральным продольным поднятием на западную и восточную вулканогенные впадины. В центральном поднятии обнажены верхнепермские и верхнетриасовые породы, прорванные штоками гранодиоритов и более крупным интрузивным телом эгирин-арфведсонитовых гранитов. Западная впадина шириной 2—3 км обладает синклиналеподобным строением (рис. 4). В ее бортовых

частях обнажены покровы андезитов и андезито-базальтов, которые по направлению к осевой части перекрыты потоками и небольшими покровами липаритов, трахи-липаритов и кварцевых трахитов. К осевой части приурочены остатки небольших вулканических аппаратов центрального типа, образующих почти непрерывную цепочку северо-северо-западного простирания, вероятно, указывающую на протяженный разлом того же простирания, сыгравший решающую роль в формировании впадины. В пределах цепочки чередуются зоны развития некков (изометрические тела диаметром 200—250 м, сложенные липаритами и трахилипаритами с крутопадающей флюидалностью) и зоны развития пород жерловых фаций (агломератовых лав, туфолавобрекчий). Развитие щелочных пород с пантеллеритовой тенденцией, по мнению И. М. Сперанской (1964, 1962), отличает район Охотского массива от более восточных районов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Кайнозойский этап развития ознаменовался переходом к платформенному режиму складчатых сооружений, окружающих Охотский массив. Этап начался с излияния в палеогене лейкократовых базальтов толейитового ряда, образующих горизонтальные покровы мощностью от 100 до 600—700 м (базальтовые плато). В неогене и четвертичном периоде формировались толщи рыхлых отложений, выполняющих межгорные впадины.

Рассмотрение особенностей формирования структур Охотского массива позволяет сделать некоторые выводы:

1. Охотский массив, представлявший собой с протерозойского времени относительно стабильный участок земной коры, как уже отмечал Ю. М. Пущаровский (1960), по крайней мере с позднепалеозойского времени неизменно вовлекался в развитие окружающих его подвижных поясов, но характерные для них движения проявлялись на массиве в ослабленном виде. Это касается как режима вертикальных движений и связанных с ним особенностей осадконакопления, так и характера складчатых деформаций и интенсивности магматических проявлений.

2. При наблюдаемой одновременности магматических процессов на массиве и в окружающих его подвижных поясах отмечается, что развитие магматизма основного и среднего состава в геосинклинальных прогибах (например, в девонское и пермское время) соответствовал несколько более кислый магматизм в районе массива, а развитию кислого магматизма в складчатых сооружениях (в позднемеловое время) соответствовал более дифференцированный щелочной состав магматических образований на Охотском массиве.

3. Развитие структур центральной части Охотского массива — горстовых поднятий и грабенообразных впадин — обусловлено, по-видимому, существованием возникших еще в докембрии субмеридиональных тектонических швов (долгоживущих глубинных разломов), разделяющих отдельные блоки фундамента. В позднем палеозое эти разломы контролировали границы фациальных зон, в позднеюрское время — образование грабенов, геоморфологически выраженных межгорными впадинами, а в позднемеловое время — расположение зон наземного вулканизма.

#### Литература

- Вихерт А. В., Возин В. Ф., Ивенсен Ю. П., Каширцев А. С. Геологическое строение Западного Верхоянья. Изд-во АН СССР, 1961.
- Гавриков С. И. О фазах и циклах тектогенеза Яно-Колымской геосинклинали, проявившихся в бассейне верхнего течения р. Индигирки. «Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР», вып. 2, 1960.
- Гавриков С. И. К истории геологического развития Охотского массива. Сов. геология, № 2, 1965.
- Гринберг Г. А. Строение фундамента и некоторые вопросы истории развития Охотского массива. Автореф. диссерт., Якутск, 1965.

- Красный Л. И. Схема геолого-структурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений. Докл. АН СССР, т. 107, № 1, 1956.
- Ларин Н. И. Дуговые структуры хребта Сунтар-Хаята. «Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР», вып. 8, Магадан, 1954.
- Левашов К. К. Магматизм Восточного Верхоянья. В кн. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». Изд-во АН СССР, 1964.
- Пепеляев Б. В., Терехов М. И. Новые данные по стратиграфии Алазейского плоскогорья. Сов. геология, № 2, 1962.
- Пушаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозойды северо-востока Азии. «Тектоника СССР», т. 5, Изд-во АН СССР, 1960.
- Резанов И. А., Зарудный Н. Н. История колебательных тектонических движений северо-востока СССР. Изд-во АН СССР, 1962.
- Рудич К. Н., Устиев Е. К. Мареканиты Ланжинских гор (Охотское побережье). В кн. «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР». Изд-во АН СССР, 1963.
- Снятков Л. А., Снятков Б. А. Верхояно-Чукотская складчатая область. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3, Тектоника, Госгеолтехиздат, 1958.
- Сперанская И. М. О связи интрузивных образований с эффузивами на левобережье р. Нилгысы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1962.
- Сперанская И. М. К вопросу о стратиграфическом расчленении меловых вулканических формаций юго-западной части Охотско-Чаунского пояса. «Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР», вып. 16, Магадан, 1963.
- Сперанская И. М. Вулканические формации юго-западной части Охотско-Чаунского вулканического пояса. Автореферат диссерт., Магадан, 1964.
- Спрингис К. Я. Тектоника Верхояно-Колымской складчатой области. Изд-во АН ЛатвССР. Рига, 1958.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. Сов. геология, № 3, 1959.
- Устиев Е. К. Некоторые петрологические и геологические проблемы игнимбритов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1961.

Всесоюзный научно-исследовательский  
геологический институт, Ленинград

Статья поступила  
15 мая 1965 г.

---

S. G. KOTLYAR

### ON THE HISTORY OF THE OKHOTSK RESIDUAL MASSIF STRUCTURES

At the end of Paleozoic — beginning of Mesozoic the Okhotsk residual massif had been involved into the development of the Yano-Kolyma geosyncline, which resulted in the following almost north-south trending structures in its central part: vast horst uplifts and narrow graben-like troughs. In the Late Mesozoic time, superimposed almost east-west trending structures of the Okhotsk-Chukotsk volcanic belt had been formed in the south-eastern part of the massif, while less significant eruptive manifestations had been localized in graben-like troughs in the central part of the massif. These troughs appear to be controlled by long-lived fault systems.

All-Union Geological Research Institute  
Leningrad

---

УДК 551.24(571.62)

Г. Г. КОРОЛЕВ

О ЮЖНОЙ ГРАНИЦЕ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО  
ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

В последние годы работами В. Ф. Белого (1961), И. М. Сперанской (1963), В. Ф. Белого, А. А. Николаевского, С. М. Тильмана, Н. А. Шило (1964) установлено, что заложение Охотско-Чукотского вулканического пояса произошло в аптское время. По мнению этих исследователей, вулканический пояс на юге оканчивается Ульинским прогибом, юго-западная граница которого проходит несколько севернее поселка Аян. Проведенные нами работы и анализ геологического материала, собранного геологами различных организаций, позволяют уточнить эти представления и несколько по-другому наметить южную границу Охотско-Чукотского вулканического пояса.

В рассматриваемом районе Приохотья к югу от Ульинского прогиба расположены два крупных мезозойских прогиба — Удский и Предджугджурский, — разделенные Джугджурским поднятием (рисунок). Они имеют много общего с Ульинским прогибом как по составу слагающих их вулканогенных толщ, так и по возрасту и характеру складчатости, но отличаются по времени заложения и стратиграфическому объему слагающих их толщ. Ульинский прогиб выполнен верхнеюрскими — нижнемеловыми — палеогеновыми континентальными вулканогенными и терригенными толщами (Чертовских, 1964), Предджугджурский — нижнемеловыми — палеогеновыми вулканитами, а Удский — морскими терригенными отложениями верхнего

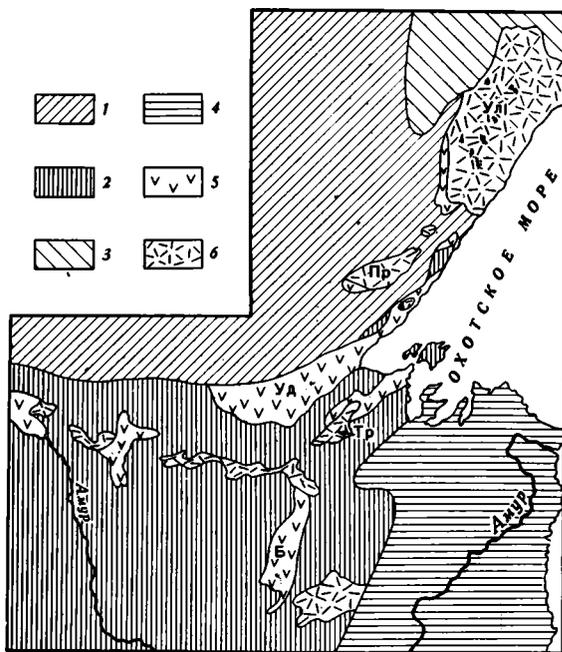


Схема положения мезозойских прогибов в восточной части Монголо-Охотского пояса

1 — Сибирская платформа; 2 — область палеозойской складчатости; 3 — Верхояно-Колымская область мезозойской складчатости; 4 — Сихотэ-Алиньская область верхнемеловой складчатости; 5 — прогибы, выполненные триасовыми, юрскими и верхнеюрскими-нижнемеловыми отложениями (монголо-охотский тип); 6 — прогибы, выполненные верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями. Крупнейшие прогибы: Ул — Ульинский, Пр — Предджугджурский, Уд — Удский, Тр — Торомский, Б — Бурейнский

триаса и верхней юры и континентальными вулканогенно-осадочными образованиями верхнеюрского-нижнемелового — верхнемелового возраста (Красный, 1960 и др.). Очевидно, что близкий вещественный состав и возраст вулканитов, развитых в Ульяновском прогибе, с одной стороны, и в Преддзугджурском и Удском — с другой, дает возможность предполагать, что вулканический пояс не оканчивается Ульяновским прогибом, а протягивается дальше на юго-запад. Этот вывод вытекает из сравнения основных особенностей строения прогибов.

В каждом из прогибов лежащие их толщи разделяются на два крупных структурных комплекса, граница между которыми приходится на вторую половину раннего мела. В Удском прогибе к нижнему комплексу относятся отложения верхнетриасового, верхнеюрского и верхнеюрско-нижнемелового возраста (джолонская свита), а к верхнему — мериконская свита, принадлежащая по возрасту к концу раннего мела (апт?), и магейская, возраст которой, по мнению В. И. Чернявского и Г. М. Левитана, верхнемеловой. В Преддзугджурском прогибе нижний комплекс представлен немуйканской свитой, которая по возрасту и составу сопоставляется с верхней подсвитой джолонской свиты Удского прогиба, а верхний комплекс образован магейской и более молодыми, вплоть до палеогеновых, свитами. В Ульяновском прогибе нижний комплекс сложен верхнеюрскими нижнемеловыми вулканитами нельбачанской и нетской свит, выделенных А. Л. Ставцевым и М. Я. Поповым, а верхний — вулканогенно-осадочными толщами аптского-палеогенового возраста.

Морфология структур каждого из прогибов достаточно проста. Здесь развиты простые складки с пологим падением крыльев, оси которых простираются в северо-восточном направлении. Наиболее сильно смяты породы нижнего структурного комплекса в Удском прогибе, где встречаются складки с углами падения на крыльях до 40°. Отложения верхнего комплекса во всех прогибах образуют более пологие структуры, углы падения крыльев которых редко превышают 10—12°.

Соотношения между этими двумя комплексами в различных структурах выражены по-разному. В Удском прогибе породы верхнего комплекса слагают мульды и грабены, ориентированные несогласно к простиранию структур, образованных толщами нижнего комплекса (Королев, 1964). В Преддзугджурском прогибе на юге, по данным В. Ф. Зубкова, между ними существует угловое несогласие, а на севере прогиба верхний комплекс залегает на нижнем без видимого несогласия. В Ульяновском прогибе соотношение между комплексами наблюдать не удалось; но, если учесть, что, по-видимому, на большей части прогиба верхний комплекс залегает на платформенных структурах и только на юге в верховьях р. Северный Уй он наложен на нижний комплекс, то, вероятно, можно предполагать, что и в этом прогибе между ними существует угловое несогласие.

Кроме морфологии структур рассматриваемые комплексы разделяются и по вещественному составу слагающих их вулканических толщ. Нижний комплекс во всех трех прогибах представлен андезитовыми и андезито-дацитовыми вулканитами, а верхний — широкой группой пород от липаритов до базальтов. Как правило, эффузивы, слагающие нижнюю часть разреза верхнего комплекса, имеют более кислый состав по сравнению с подстилающими их толщами. Так, например, в Удском прогибе верхний комплекс начинается с липаритов магейской свиты, в то время как более древние вулканогенные породы джолонской свиты, принадлежащие к нижнему структурному комплексу, сложены андезитами и андезито-дацитами. Такая преобладание в составе магматических продуктов, очевидно, является характерной особенностью развития магматических очагов рассматриваемых структур. Исключение составляет Ульяновский прогиб. Здесь подобные соотношения отмечаются лишь в южной части прогиба, в пределах которого развиты породы нижнего структур-

ного комплекса. Севернее, где образования верхнего структурного комплекса накладываются на платформенные структуры, разрез вулканогенных толщ начинается с андезитов, которые вверх по разрезу сменяются разностями более кислого состава. Если связывать изменение в составе вулканических толщ от пород основного состава к более кислым с постепенной миграцией глубинного магматического очага вверх в глыбу сиалической оболочки, как это предлагает Ю. А. Кузнецов (1964), то, по-видимому, можно прийти к выводу о существовании в одно и то же время в пределах единой структуры разноглубинных магматических очагов, давших различные по составу эффузии. Интересно отметить, что на севере Охотско-Чукотского вулканического пояса, как и в рассматриваемом районе, состав эффузивов находится в прямой зависимости от характера предшествующего магматизма. Так, например, позднеюрский — нижнемеловой базальтовый вулканизм Олойского прогиба и Яблоновского массива предопределил существенно андезито-базальтовый состав Средне-Анадырского района вулканического пояса (Белый и др., 1964). По-видимому, такая преемственность в составе магматических продуктов является характерной особенностью развития магматизма вулканического пояса.

Интрузивные образования, широко развитые в районе, разделяются на три комплекса: нижнемеловой Удский и два верхнемеловых. По составу комплексы отвечают близким к ним по возрасту эффузивам. Учитывая состав, возраст и тесную пространственную связь интрузивных и эффузивных образований, их можно рассматривать как комагматичные, что хорошо доказано для более северных районов работами Е. К. Устиева (1959), И. М. Сперанской (1963 и др.).

Комагматичность плутонических и вулканических образований не исключает, однако, различный структурный контроль эруптивных аппаратов и интрузивных массивов. Лучше всего это видно на примере северной части Удского прогиба. Характерной чертой морфологии этой структуры является четкая линейная ориентировка ее северо-западного борта. Происхождение последнего связано с разломом, в течение длительного времени контролировавшим распространение вулканогенно-осадочных толщ. Основная часть вулканических аппаратов и субвулканических тел, тесно связанных с покровами лав, приурочена именно к этому разлому или к системе оперяющих его нарушений, расположенных в пределах прогиба. В сопряженном с прогибом Джугджурском поднятии вулканические аппараты неизвестны. Интрузивные массивы, напротив, развиты почти исключительно в пределах Джугджурского антиклинального поднятия, где их положение контролируется или антиклинальными структурами, осложняющими поднятие, или приурочены к Джугджурскому глубинному разлому и сопровождающим его расколам. В последнем случае интрузивные тела имеют ясно выраженную линейную форму, вытянутую параллельно разломам.

К сожалению, выяснить достаточно подробно соотношение между отдельными частными структурами и магматическими проявлениями в Предджугджурском и Ульяновском прогибах в настоящее время достаточно сложно в связи с плохой их изученностью. Однако по имеющимся данным можно также предполагать, что и в этих прогибах положение эруптивных аппаратов контролируется системой разломов, а интрузивные массивы приурочены к отдельным поднятым участкам фундамента, расположенным по периферии прогибов. Таким образом, основные особенности строения верхнего структурного комплекса, его состав и возраст, а также характер магматизма в каждой из структур достаточно близки. Учитывая это, представляется возможным отнести к вулканическому поясу не только Ульяновский прогиб, как это сделано В. Ф. Белым и С. М. Тильманом (1966), но также и Предджугджурский прогиб, а часть молодых структур Удского прогиба причинно связывать с развитием вулканического пояса.

Очень важным является вопрос о мезозойских структурах, сложенных нижним доаптским комплексом и существовавших к моменту образования вулканического пояса. Единого мнения о природе этих структур и, в частности, Удского прогиба нет. Л. И. Красный (1958, 1960) рассматривает его в качестве краевого, а М. С. Нагибина (1963) относит его к прогибам монголо-охотского типа. Мне представляется, что точка зрения М. С. Нагибиной более последовательна и, по-видимому, к структурам этого типа надо относить доаптские Преддзугдурский и Ульинский прогибы. Если этот вывод справедлив, то можно предполагать, что впадины и прогибы монголо-охотского типа определяют в этом регионе размещение структур Охотско-Чукотского вулканического пояса. Попробуем сравнить юго-западную часть вулканического пояса с северо-восточной, где структуры монголо-охотского типа не известны.

Как говорилось выше, работами В. Ф. Белого, С. М. Тильмана и др. установлено, что заложение Охотско-Чукотского пояса произошло в аптское время и причинно связано с развитием Анадырско-Корякской системы. Начиная от п-ова Тайгонос и далее к югу, складчатые сооружения Анадырско-Корякской системы скрыты Охотским морем. М. С. Марков (Марков и др., 1967) по анализу геофизических данных считает, что они протягиваются в общем параллельно берегу Охотского моря, соединяясь с верхнемеловыми складчатыми структурами Сихотэ-Алиня. По мнению М. С. Маркова, Анадырско-Корякская и Сихотэ-Алиньская системы характеризуются сходной геологической историей и принадлежат к единой области верхнемеловой складчатости.

На Северо-Востоке СССР Охотско-Чукотский пояс и Анадырско-Корякская система сопряжены в пространстве и соотношения между ними устанавливаются вполне определенно. К югу от Охотского массива вулканический пояс, подходя к структурам Монголо-Охотского пояса, как бы распадается на отдельные прогибы, пространственно тяготеющие к впадинам монголо-охотского типа. Создается впечатление, что здесь мы наблюдаем зону выклинивания вулканического пояса, представляющую собой систему прогибов, рассеянных в восточной части Монголо-Охотского пояса. Тесная связь этих прогибов с прогибами монголо-охотского типа, выражающаяся как в близости структурных планов, так и в преемственности состава магматических продуктов, несомненно указывает, что последние определили положение апт-палеогеновых структур вулканического пояса.

Чтобы проверить справедливость этих выводов, обратимся к южной части Западного Приохотья, где известны верхнемеловые складчатые сооружения (Марков и др., 1967) и структуры монголо-охотского типа, подобные Удскому прогибу. Интересно выяснить, нет ли в этом районе аналогов вулканического пояса. Мне кажется, что именно такой структурой, совмещающей основные особенности строения прогибов монголо-охотского типа и вулканического пояса, является Торомский прогиб.

Торомский прогиб расположен в юго-восточной части Западного Приохотья. Несколько восточнее прогиба проходит Тугурский глубинный разлом (Салун, Бобылев, 1963), отделяющий структуры Монголо-Охотского пояса от складчатых сооружений Сихотэ-Алиня. Как и Удский, Торомский прогиб выполнен морскими песчано-глинистыми породами верхнего триаса, юры и начала раннего мела, содержащими толщу пресноводных континентальных образований верхнеюрского — нижнемелового возраста. Общая мощность отложений достигает 4—5 км. Это толщи слагают две широкие синклинали, разделенные поперечной антиклиналью. Более крупная юго-западная синклиналь, расположенная в верховьях рек Тором и Неми, имеет в длину более 100 км и в ширину 60 км. Северо-восточная синклиналь по размерам уступает юго-западной, а мощность слагающих ее отложений составляет всего лишь около 300 м. В обеих синклиналях развиты коробчатого типа складки с крутыми

углами падения на крыльях и пологими в центре. По возрасту и характеру складчатости обе синклинали напоминают структуры Удского прогиба, сложенные нижним комплексом.

В центральной части юго-западной синклинали резко несогласно на нижнемеловых отложениях залегает комплекс эффузивных образований, нижняя часть которого принадлежит по возрасту к верхнему мелу, а верхняя, возможно, к третичному времени. Комплекс представлен главным образом лавами и туфами кислого состава с подчиненными горизонтами андезитов и андезито-базальтов. Его общая мощность, по Л. И. Красному, составляет около 2,5 км. Вулканогенные отложения образуют пологую Ям-Алиньскую синклиналь северо-восточного простирания, протяженностью около 130 км при ширине около 35 км. М. С. Нагибина (1963) отмечает, что главная часть этой синклинали наследует форму центральной части юго-западной синклинали, приспособиваясь к ее структуре, а часть выходит за ее пределы, протягиваясь вдоль р. Селиткан, причем простирание ее в этом месте меняется до широтного, подчиняясь структурам палеозойского фундамента. Вулканогенные толщи Ям-Алиньской синклинали прорваны массивами гранитоидов.

Изложенные данные показывают, что развитие структур Торомского прогиба протекало в два этапа. Первый этап охватывает интервал от верхнего триаса до верхнего мела, а второй — верхний мел-палеоген. Недостаточные палеофитологические данные не позволяют определить точно начало второго этапа. Возможно, что излияние эффузивов началось не в верхнем мелу, а несколько ранее — в апт-альбское время, как и в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса. Мне представляется, что второй этап имеет самостоятельное значение в Монголо-Охотском поясе и образованные в это время прогибы не стоит относить к структурам монголо-охотского типа. На мой взгляд, совершенно справедливо Л. И. Красный выделяет прогибы этого возраста в самостоятельную группу и рассматривает их отдельно от более древних мезозойских структур.

Пример Торомского прогиба не является единственным. Структуры подобного типа сравнительно широко развиты в Западном Приохотье и в бассейне р. Амур. Они сложены главным образом вулканогенными толщами, мощностью от сотен метров до 1,5 км. По форме это узкие приразломные мульды или структуры изометричной формы, наложенные или на палеозойский и более древний фундамент, или на дислоцированные верхнеюрские-нижнемеловые отложения, выполняющие крупные прогибы. Наиболее протяженная полоса таких структур известна в области сочленения мезозойского Сихотэ-Алиня с палеозойскими и более древними сооружениями вдоль восточного края Хингано-Бурейнского срединного массива.

Основные особенности наложенных структур — возраст, состав выполняющих их отложений, положение относительно верхнемеловых сооружений Сихотэ-Алиня — очень близки к рассмотренному выше Охотско-Чукотскому вулканическому поясу. Если учесть, что структуры Сихотэ-Алиня развивались в общем так же, как и ларамиды Корякско-Анадырской зоны, то есть все основания предполагать, что наложенные вулканогенные структуры конца раннего мела — палеогена в Западном Приохотье и в бассейне р. Амура являются своеобразным аналогом Охотско-Чукотского пояса.

В связи с этим мне представляется возможным ограничить верхний возрастной предел прогибов монголо-охотского типа первой половиной раннего мела до момента образования наложенных вулканогенных структур. Такой подход к объему прогибов монголо-охотского типа позволяет по другому объяснить изменение их стратиграфической полноты по мере продвижения с запада на восток. М. С. Нагибина отмечает, что в этом направлении стратиграфическая полнота структур возрастает и

Очень важным является вопрос о мезозойских структурах, сложенных нижним доаптским комплексом и существовавших к моменту образования вулканического пояса. Единого мнения о природе этих структур и, в частности, Удского прогиба нет. Л. И. Красный (1958, 1960) рассматривает его в качестве краевого, а М. С. Нагибина (1963) относит его к прогибам монголо-охотского типа. Мне представляется, что точка зрения М. С. Нагибиной более последовательна и, по-видимому, к структурам этого типа надо относить доаптские Преддзугдзурский и Ульяновский прогибы. Если этот вывод справедлив, то можно предполагать, что впадины и прогибы монголо-охотского типа определяют в этом регионе размещение структур Охотско-Чукотского вулканического пояса. Попробуем сравнить юго-западную часть вулканического пояса с северо-восточной, где структуры монголо-охотского типа не известны.

Как говорилось выше, работами В. Ф. Белого, С. М. Тильмана и др. установлено, что заложение Охотско-Чукотского пояса произошло в аптское время и причинно связано с развитием Анадырско-Корякской системы. Начиная от п-ова Тайгонос и далее к югу, складчатые сооружения Анадырско-Корякской системы скрыты Охотским морем. М. С. Марков (Марков и др., 1967) по анализу геофизических данных считает, что они протягиваются в общем параллельно берегу Охотского моря, соединяясь с верхнемеловыми складчатыми структурами Сихотэ-Алиня. По мнению М. С. Маркова, Анадырско-Корякская и Сихотэ-Алиньская системы характеризуются сходной геологической историей и принадлежат к единой области верхнемеловой складчатости.

На Северо-Востоке СССР Охотско-Чукотский пояс и Анадырско-Корякская система сопряжены в пространстве и соотношения между ними устанавливаются вполне определенно. К югу от Охотского массива вулканический пояс, подходя к структурам Монголо-Охотского пояса, как бы распадается на отдельные прогибы, пространственно тяготеющие к впадинам монголо-охотского типа. Создается впечатление, что здесь мы наблюдаем зону выклинивания вулканического пояса, представляющую собой систему прогибов, рассеянных в восточной части Монголо-Охотского пояса. Тесная связь этих прогибов с прогибами монголо-охотского типа, выражающаяся как в близости структурных планов, так и в преемственности состава магматических продуктов, несомненно указывает, что последние определили положение апт-палеогеновых структур вулканического пояса.

Чтобы проверить справедливость этих выводов, обратимся к южной части Западного Приохотья, где известны верхнемеловые складчатые сооружения (Марков и др., 1967) и структуры монголо-охотского типа, подобные Удскому прогибу. Интересно выяснить, нет ли в этом районе аналогов вулканического пояса. Мне кажется, что именно такой структурой, совмещающей основные особенности строения прогибов монголо-охотского типа и вулканического пояса, является Торомский прогиб.

Торомский прогиб расположен в юго-восточной части Западного Приохотья. Несколько восточнее прогиба проходит Тугурский глубинный разлом (Салун, Бобылев, 1963), отделяющий структуры Монголо-Охотского пояса от складчатых сооружений Сихотэ-Алиня. Как и Удский, Торомский прогиб выполнен морскими песчано-глинистыми породами верхнего триаса, юры и начала раннего мела, содержащими толщу пресноводных континентальных образований верхнеюрского — нижнемелового возраста. Общая мощность отложений достигает 4—5 км. Это толщи слагают две широкие синклинали, разделенные поперечной антиклиналью. Более крупная юго-западная синклиналь, расположенная в верховьях рек Тором и Неми, имеет в длину более 100 км и в ширину 60 км. Северо-восточная синклиналь по размерам уступает юго-западной, а мощность слагающих ее отложений составляет всего лишь около 300 м. В обеих синклиналях развиты коробчатого типа складки с крутыми

углами падения на крыльях и пологими в центре. По возрасту и характеру складчатости обе синклинали напоминают структуры Удского прогиба, сложенные нижним комплексом.

В центральной части юго-западной синклинали резко несогласно на нижнемеловых отложениях залегает комплекс эффузивных образований, нижняя часть которого принадлежит по возрасту к верхнему мелу, а верхняя, возможно, к третичному времени. Комплекс представлен главным образом лавами и туфами кислого состава с подчиненными горизонтами андезитов и андезито-базальтов. Его общая мощность, по Л. И. Красному, составляет около 2,5 км. Вулканогенные отложения образуют пологую Ям-Алиньскую синклиналь северо-восточного простирания, протяженностью около 130 км при ширине около 35 км. М. С. Нагибина (1963) отмечает, что главная часть этой синклинали наследует форму центральной части юго-западной синклинали, приспособившаяся к ее структуре, а часть выходит за ее пределы, протягиваясь вдоль р. Селиткан, причем простирание ее в этом месте меняется до широтного, подчиняясь структурам палеозойского фундамента. Вулканогенные толщи Ям-Алиньской синклинали прорваны массивами гранитоидов.

Изложенные данные показывают, что развитие структур Торомского прогиба протекало в два этапа. Первый этап охватывает интервал от верхнего триаса до верхнего мела, а второй — верхний мел-палеоген. Недостаточные палеофитологические данные не позволяют определить точно начало второго этапа. Возможно, что излияние эффузивов началось не в верхнем мелу, а несколько ранее — в апт-альбское время, как и в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса. Мне представляется, что второй этап имеет самостоятельное значение в Монголо-Охотском поясе и образованные в это время прогибы не стоит относить к структурам монголо-охотского типа. На мой взгляд, совершенно справедливо Л. И. Красный выделяет прогибы этого возраста в самостоятельную группу и рассматривает их отдельно от более древних мезозойских структур.

Пример Торомского прогиба не является единственным. Структуры подобного типа сравнительно широко развиты в Западном Приохотье и в бассейне р. Амур. Они сложены главным образом вулканогенными толщами, мощностью от сотен метров до 1,5 км. По форме это узкие приразломные мульды или структуры изометричной формы, наложенные или на палеозойский и более древний фундамент, или на дислоцированные верхнеюрские-нижнемеловые отложения, выполняющие крупные прогибы. Наиболее протяженная полоса таких структур известна в области сочленения мезозойд Сихотэ-Алиня с палеозойскими и более древними сооружениями вдоль восточного края Хингано-Бурейнского срединного массива.

Основные особенности наложенных структур — возраст, состав выполняющих их отложений, положение относительно верхнемеловых сооружений Сихотэ-Алиня — очень близки к рассмотренному выше Охотско-Чукотскому вулканическому поясу. Если учесть, что структуры Сихотэ-Алиня развивались в общем так же, как и ларамиды Корякско-Анадырской зоны, то есть все основания предполагать, что наложенные вулканогенные структуры конца раннего мела — палеогена в Западном Приохотье и в бассейне р. Амура являются своеобразным аналогом Охотско-Чукотского пояса.

В связи с этим мне представляется возможным ограничить верхний возрастной предел прогибов монголо-охотского типа первой половиной раннего мела до момента образования наложенных вулканогенных структур. Такой подход к объему прогибов монголо-охотского типа позволяет по другому объяснить изменение их стратиграфической полноты по мере продвижения с запада на восток. М. С. Нагибина отмечает, что в этом направлении стратиграфическая полнота структур возрастает и

происходит «омолаживание» возраста их верхней границы. Я думаю, что проще это «омолаживание» объясняется тем, что вблизи верхнемеловых складчатых структур Сихотэ-Алиня появляется иной тип наложенных структур, образование которых обусловлено тектоническими процессами в области верхнемеловой складчатости, а положение их в пространстве может определяться прогибами монголо-охотского типа.

#### Литература

- Белый В. Ф. Стратиграфия и тектоника северной части Охотско-Чукотского вулканического пояса (Центральная Чукотка). Материалы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Востока СССР, вып. 15, Магадан, 1961.
- Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР (масштаб 1:2 500 000). В сб. Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР. Тр. СВКНИИ СО АН СССР, вып. 11, Магадан, 1964.
- Белый В. Ф., Тильман С. М. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса. Геотектоника, № 2, 1966.
- Королев Г. Г. Новые данные о стратиграфии и тектонике мезозоя Удского прогиба (Дальний Восток). Докл. АН СССР, т. 159, № 2, 1964.
- Красный Л. И. Монголо-Охотская складчатая область. В сб. «Геологическое строение СССР», т. 3, 1958.
- Красный Л. И. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. Госгеолтехиздат, 1960.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шuvaев А. С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. Тр. ГИН, вып. 167, Изд-во «Наука», 1967.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд-во АН СССР, 1963.
- Салун С. А., Бобылев В. В. К вопросу о положении и характере западной границы Сихотэ-Алиньской складчатой области. Изв. высших учебн. завед., Геология и разведка, № 5, 1963.
- Сперанская И. М. К вопросу о стратиграфическом расчленении меловых вулканических формаций юго-западной части Охотско-Чукотского пояса. Материалы по геол. и полезн. ископ. Сев.-востока СССР, вып. 16, Магадан, 1963.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. Сов. геология, № 3, 1959.
- Чертовских Г. Н. Ульинский наложенный прогиб. Материалы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Востока СССР, вып. 17, Магадан, 1964.

Московский геологоразведочный  
институт

Статья поступила  
12 октября 1966 г.

---

G. G. KOROLEV

#### ON THE SOUTHERN BOUNDARY OF THE OKHOTSK — CHUKOTSK VOLCANIC BELT

Two stages are distinguished in the evolution of the West Priokhotje tectonic troughs: pre-Aptian and post-paleogene. Structures of the first stage are related to the post-geosyncline development of the Mongolian-Okhotsk belt and those of the second stage to the formation of the Sikhote-Alin geosyncline system. The tectonic structures of the Aptian-Paleogene time can be regarded analogous to the Okhotsk, Chukotsk volcanic belt, as indicated by their localization, age and rock composition.

Moscow Geological Exploration  
Institute

---

УДК 551.240(479.22)

А. В. МАМЕДОВ, М. А. МУСЕИБОВ, Н. Ш. ШИРИНОВ

**ФОРМИРОВАНИЕ СОВРЕМЕННОГО СТРУКТУРНОГО ПЛАНА  
И РЕЛЬЕФА КУРИНСКОЙ ВПАДИНЫ**

Куринская межгорная впадина занимает центральное положение в складчатой системе Кавказа и как самостоятельно обособившийся структурный элемент возникла в начале третичного периода на месте ранее существовавшего срединного массива.

Структурное положение, специфичность тектоники, наличие грязевого вулканизма и, главным образом, развитие мощных нефтегазоносных отложений обуславливают тот большой интерес, который проявляется к изучению геологии, геоморфологии и новейшей тектоники Куринской впадины.

Одним из наиболее слабо изученных вопросов ее истории является вопрос о четвертичных тектонических движениях, сыгравших главную роль в формировании современного структурного плана и рельефа.

Некоторые сведения о четвертичных тектонических движениях Куринской впадины и отдельных ее зон имеются в работах В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова (1952), М. Г. Агабекова и Ф. С. Ахмедбейли (1956, 1958), М. Г. Агабекова и А. В. Мамедова (1960), М. Д. Гаврилова (1962), Ф. С. Ахмедбейли (1962), М. А. Мусеибова (1962, 1963), Н. В. Пашалы (1960), Н. И. Ширинова (1961, 1962) и др.

В основу настоящей статьи кроме фактических данных 10-летних исследований авторов легли опубликованные материалы, данные опорного разведочного и структурно-поискового бурения и геофизических исследований.

Куринская впадина представляет собой кайнозойский наложенный мегасинклиорий. Границы его секут различные структурные элементы Большого и Малого Кавказа, благодаря чему синклиорий по простиранию сопрягается с различными по возрасту и строению структурами.

Анализом геофизических данных установлено, что структурный план кайнозойского комплекса впадины не соответствует мезозойскому. Последний характеризуется относительно менее напряженной тектоникой и развитием крупных и пологих структур, тогда как кайнозойские отложения сильно дислоцированы и образуют сложный комплекс мелких, резко выраженных, в большинстве случаев разорванных и опрокинутых структур.

Несоответствие структурного стиля мезозойского и кайнозойского комплексов выражено не только в усложнении дислокаций в верхнем этаже, но местами и в резком несоответствии структурных элементов этих двух этажей. Например, в пределах Средне-Куринской части впадины, западной половине Чатминской зоны поднятия, резко выраженной в кайнозойских отложениях, на глубине в мезозойском комплексе отвечает синклинальный прогиб. В Мирзаанском синклиории наблюдается обратная картина.

Аналогичное явление известно в пределах Алазано-Агричайской долины, Аджиноурской и Нижне-Куринской областей.

Таким образом, многие крупные структурные элементы верхнего структурного этажа Куринской впадины по отношению к структурному плану нижнего мезозойского этажа являются обращенными. Следовательно, представление об унаследованном характере развития структур Куринской впадины в целом (Страхов, 1962) не соответствует действительности.

Основными структурными элементами Куринской впадины (мегасинклинория) являются Верхне-Куринский, Средне-Куринский и Нижне-Куринский синклинорий (Хаин, Шарданов, 1952). В виду того, что нашими исследованиями не был охвачен крайне западный структурный элемент впадины, мы его рассматривать не будем.

Средне-Куринский синклинорий охватывает центральную часть Куринского мегасинклинория и ограничивается с запада Тбилисско-Ахметским, а с востока Талышко-Вандамским древними поперечными поднятиями. Геологическое строение рассматриваемой структуры и ее отдельных частей подробно освещено в работах М. И. Варенцова (1950), В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова (1952), В. П. Маркевича (1954), М. Г. Агабекова и А. В. Мамедова (1960, 1961), Ф. С. Ахмедбейли (1956, 1961), Д. А. Булейшвили (1960), Ф. А. Ширинова и Ю. П. Баженова (1962) и др.

Складчатость, в отличие от Нижне-Куринского синклинория, сильно напряженная и меняется по простиранию и вкрест простирания. Наиболее сложно построенным и интенсивно складчатым участком является осевая (Чатминская) зона, отвечающая в то же время полосе наибольших мощностей олигоцен-миоценовых отложений. Здесь развиты сильно сжатые и осложненные надвигами и сбросами складки. Большинство их на поверхности представлено своими северо-восточными крыльями, южные крылья обнажены очень редко.

Наиболее крупными структурными элементами Средне-Куринского синклинория с севера на юг являются следующие: Алазано-Агричайская синклиналичная зона, Кахетино-Дашюзская антиклинальная зона, Мирзаано-Арешская синклиналичная зона, Чатмино-Геокчайская антиклинальная зона и Предмалокавказская или Джейрачельская синклиналичная зона.

Каждая из перечисленных структурных единиц характеризуется своими индивидуальными чертами строения, условиями формирования и распадается на отдельные синклинали и антиклинали<sup>1</sup> (Агабеков, Мамедов, 1960; Ахмедбейли, 1962; Маркевич, 1954; Ширинов, Баженов, 1962).

Нижне-Куринский синклинорий занимает крайне восточное положение в структуре Куринского мегасинклинория и ограничивается с запада Талыш-Вандамским погребенным поперечным поднятием, с севера — Ленгезиско-Алятской антиклинальной зоной, с юга — Талышской антиклинальной зоной, а на востоке сливается с Южно-Каспийской впадиной.

Наиболее интенсивная складчатость характерна для северо-восточной краевой зоны синклинория. В центральной осевой и крайне южной зонах интенсивность складчатости уменьшается. Если в северо-восточной части синклинория в слоях плиоцена и даже антропогена развиты резко выраженные и сильно осложненные разрывами складки, то в пределах его осевой и южной зон в тех же слоях мы имеем небольшие, часто нефиксируемые обычными геологическими методами пологие поднятия, которые выявлены бурением, геофизическими и структурно-геоморфологическими методами исследований (Ширинов, 1962; Ширинов, Троцюк, 1963).

---

<sup>1</sup> Исключение составляет лишь Алазано-Агричайская синклиналичная зона.

Такой резкий контраст в характере складчатости объясняется распределением мощностей, так как зона развития наибольших мощностей плиоцен-антропогенового комплекса также не совпадает с современной осевой зоной синклиория и несколько отодвинута к ее северо-восточному борту.

Другой характерной особенностью Нижне-Куринского синклиория является широкое развитие морских четвертичных отложений. Здесь также наблюдается резкое изменение направления и виргация складок.

Основными элементами дислокаций здесь являются сбросы и взбросы. Крупные надвиги, широко развитые в пределах Средне-Куринского синклиория, здесь отсутствуют, а грязевой вулканизм сильно развит.

В тектоническом отношении Нижне-Куринский синклиорий можно подразделить на три различающиеся по характеру складчатости и истории геологического развития части.

Учитывая, что они по особенностям геологического строения имеют много общего с соответствующими структурными элементами Средне-Куринского синклиория и являются непосредственным продолжением последних, мы называем их также соответственно антиклинальными и синклинальными зонами. Таким образом, в пределах Нижне-Куринского синклиория с севера на юг выделяются следующие структуры: Навагинская синклинальная зона, Харамино-Сальянская антиклинальная зона и собственно Нижне-Куринская зона. Этим структурным элементам на западе — в пределах Средне-Куринского синклиория — отвечают соответственно Мирзаано-Арешская синклинальная зона, Чатмино-Геокчайская антиклинальная зона и Предмалокавказская синклинальная зона. Следует отметить, что в промежутке между реками Гирдыманчай и Пирсаат не фиксируется продолжение первых двух структурных элементов, что, видимо, обусловлено влиянием Талыш-Вандамского поперечного поднятия.

Названные структурные элементы в свою очередь распадаются на крупные антиклинали и синклинали, которые подробно рассматриваются в работах А. К. Алиева (1960) и М. Г. Агабекова (1963).

Чтобы определить роль антропогеновых движений в формировании складчатой структуры и рельефа Куринской впадины, необходимо было восстановить предантропогеновый структурный план и рельеф рассматриваемой впадины.

Анализ фаций и мощностей акчагыльских отложений позволил нам установить, что в акчагыле рассматриваемая впадина в целом испытывала общее абсолютное опускание и только узкая северная полоса Средне-Куринской части впадины представляла собой низкую наклонную аллювиально-пролювиальную равнину. Судя по распределению мощностей, амплитуда прогибания не была однозначной по всей площади области опускания. Например, Средне-Куринская часть впадины по сравнению с Нижне-Куринской, характеризуется более высокой амплитудой прогибания. Если в Нижне-Куринской части впадины максимальная мощность акчагыла составляет 600 м, то в пределах Средне-Куринской она доходит до 1000—1200 м.

В апшеронском веке в целом сохраняется общая тектоническая обстановка, сложившаяся в акчагыле. Вся Куринская впадина почти в тех же контурах остается областью осадконакопления. Однако ареал морского бассейна сильно сокращается. Вся площадь Алазано-Агричайской долины, северная половина и западная часть степной Кахетии, западная и южная половина Караязы-Джейранчельской зоны и вся полоса предгорья Малого Кавказа выходят из-под уровня моря и превращаются в низкие аллювиально-аккумулятивные равнины, где накапливается толща галечников и суглинков.

Чатминская зона поднятий, приуроченная к осевой зоне Средне-Куринской впадины, на участке от Тбилиси до Эльдарской степи поднимается и становится источником сноса.

Морские условия осадконакопления в пределах западной части Куринской впадины сохранились лишь в юго-восточной части степной Кахетии и в северо-восточной и восточной частях междуречья Куры и Иори. Отступление моря с территории западной части Куринской впадины вызвано общим поднятием названной части впадины и прогибанием ее центральной и восточной частей. Если максимальная мощность акчагыльских отложений в пределах восточной части Куринской впадины составляет 600 м, то мощность апшеронских отложений по данным Дайкендской опорной скважины равна 1755 м. Таким образом, зона наибольшего прогибания постепенно перемещается с запада на восток. Если в акчагыльском веке она находилась на востоке Средне-Куринской части впадины, то в апшеронское время она располагалась в центре Нижне-Куринской части.

Изменение значения мощностей и характер контакта верхнеплиоценовых отложений с четвертичными отложениями показывают, что к началу четвертичного периода были оформлены лишь структуры Чатминской зоны поднятия. В своем большинстве структуры Куринской впадины (междуречье Куры и Иори, степной Кахетии, юго-восточной Ширвани) к началу антропогена находились еще в начальной стадии развития, а многие (структуры Прикуруинской полосы Западного Азербайджана, Аджиноурского предгорья и отдельные структуры Нижне-Куринской области) даже еще не возникли. Структуры предгорья Малого Кавказа, сформировавшиеся еще в средне- и верхнемиоценовое время, к верхнеплиоценовой эпохе оказались погребенными.

В четвертичном периоде общая направленность развития Куринской впадины в основных чертах сохраняется той же, что и в позднем плиоцене, т. е. последовательно сокращается ареал области абсолютного опускания с перемещением зоны наибольшего прогибания в юго-восточном направлении.

Основными палеогеографическими событиями четвертичного времени являются образование antecedentных долин в полосе Аджиноурского предгорья и формирование Алазано-Агричайской депрессии.

Возраст террас, сопровождающих antecedentные долины, и поверхностей выравнивания позволяет отнести время возникновения antecedentного участка долины р. Алазани к нижнехазарскому веку, а остальных долин — к верхнехазарскому. В верхнехазарское время возникла и Алазано-Агричайская долина как самостоятельно обособившийся структурный и геоморфологический элемент.

Четвертичный этап развития Куринской впадины знаменуется весьма интенсивным и дифференцированным проявлением тектонических движений.

Как это представлено на карте суммарных мощностей четвертичных отложений, мощность последних в пределах рассматриваемой впадины превышает 1000—1100 м. Указанные значения мощностей четвертичных отложений превышают мощности акчагыльских отложений и примерно равны мощностям апшеронских отложений рассматриваемой впадины. Если принять во внимание продолжительность четвертичного периода, которая почти в два с лишним раза меньше продолжительности акчагыльского и апшеронского веков в отдельности, то становится совершенно очевидным, насколько увеличались темп и амплитуда прогибания в четвертичном периоде в Куринской впадине (рис. 1).

На фоне такого интенсивного общего прогибания впадины отдельные ее участки испытывали относительное и даже абсолютное поднятие, что вызвало весьма неравномерное распределение мощностей.

Сопоставление карты изопахит четвертичных отложений со структурной картой (рис. 2), построенной по подошве этих же отложений, показывает, что зоны сокращенных мощностей, отвечающие участкам относительного поднятия, совпадают с современными положительными

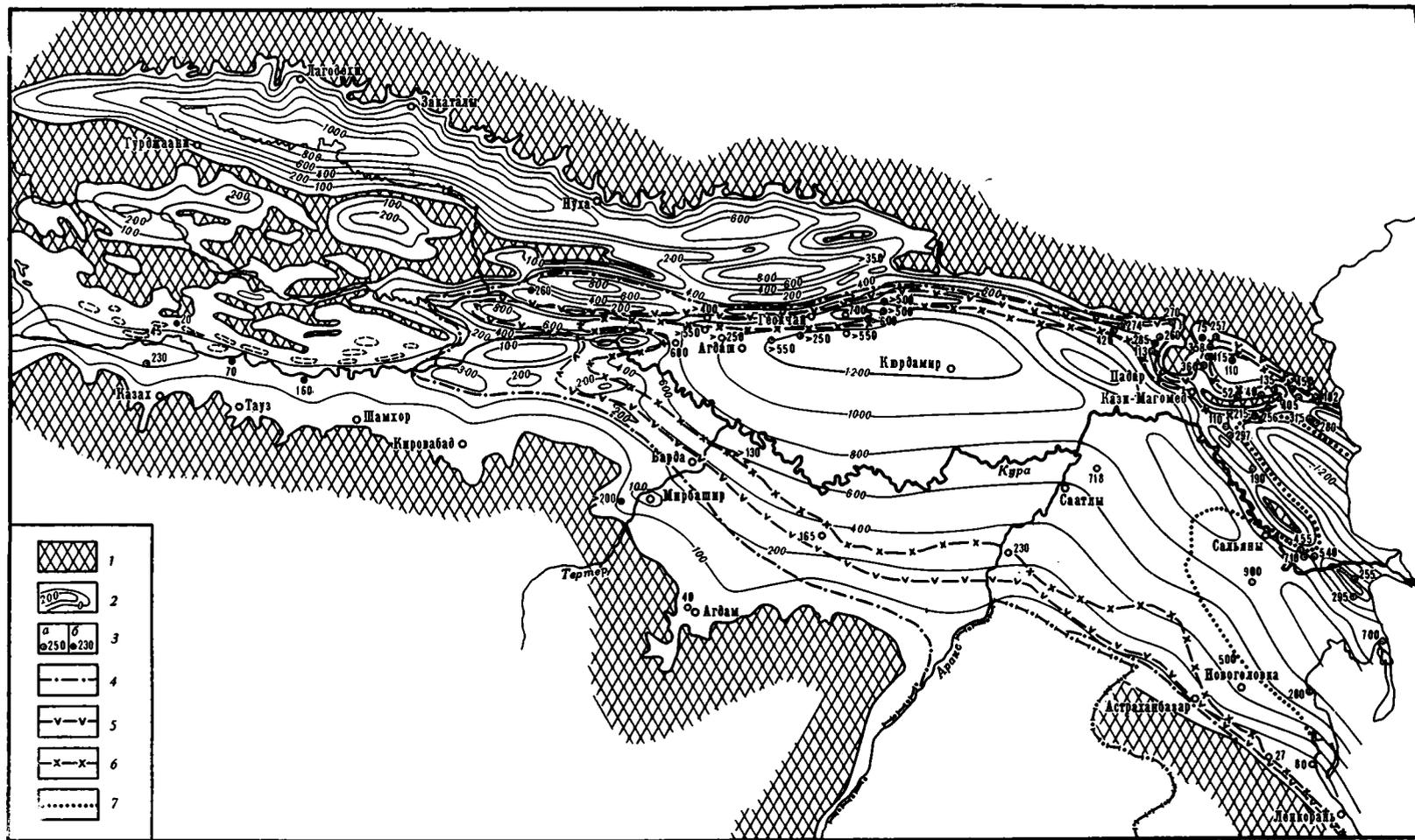


Рис. 1. Карта суммарных мощностей четвертичных отложений Куринской впадины

1 — области размыва; 2 — изопохиты; 3 — мощности: а — по скважинам, б — по обнажениям; 4 — граница распространения Бакинского моря; 5 — граница распространения Хазарского моря; 6 — граница распространения Хвалынского моря; 7 — граница распространения Новокаспийского моря

структурными элементами, а зоны повышенных мощностей совпадают с современными отрицательными структурными элементами Куринской впадины. Последнее объясняется тем, что формирование структур Куринской впадины шло одновременно с осадконакоплением.

Анализ фактического материала по отдельным ярусам четвертичного периода показывает, что процесс формирования складок имел непрерывно-прерывистый характер, т. е. этапы интенсивного складкообразования<sup>1</sup> чередовались с этапами относительно медленного роста складок.

При этом следует отметить, что этапы интенсивного и медленного проявления складчатости для разных участков Куринской впадины не совпадают во времени.

Например, если первый этап интенсивной складчатости в западной части Куринской впадины и северной зоне Аджиноура относится к раннебакинскому веку, то в пределах центральной и южной зон Аджиноура и Куринской долины он соответствует началу верхнехазарского времени.

Причем складкообразование в одной и той же области происходило не одинаково, а смещалось в определенном направлении. Например, в пределах западной части Куринской впадины процесс складкообразования начался в осевой зоне (Чатминская зона поднятия), а затем последовательно распространялся к периферии. Совершенно другая картина наблюдается в полосе Аджиноурских предгорий. Здесь раньше всего (в бакинском веке) процесс складкообразования охватывает северную Дашюз-Амирванскую зону, откуда постепенно распространяется на юг.

В восточной части Куринской впадины складчатость распространялась в основном с северо-востока на юго-запад. Кроме того, здесь отмечаются местные очаги распространения складчатости.

В этой области проявления грязевого вулканизма тесно связаны во времени с интенсивным ростом складок. Например, бакинское, верхнехазарское и новокаспийское время, характеризующиеся интенсивным ростом складок в Нижне-Куринской области, вместе с тем знаменуются усилением здесь грязевого вулканизма.

Для выяснения роли четвертичных тектонических движений в формировании современной структуры и рельефа Куринской впадины помимо качественной характеристики большой интерес представляет и количественная их оценка.

С целью определения общего размаха и амплитуды четвертичных движений был проанализирован большой фактический материал по поверхностям выравнивания, морским и речным террасам, глубинам залегания подошвы четвертичных отложений и величинам эрозийного вреза рек за четвертичный период.

Методика подхода к анализу этих данных, с целью количественной оценки четвертичных движений, заключается в следующем:

1. Глубина вреза в поверхности выравнивания и гипсометрическое положение речных террас условно были приняты равными амплитуде поднятия с момента образования данной поверхности выравнивания или речной террасы.

2. Уступы между отдельными уровнями поверхностей выравнивания и речных террас отвечают амплитуде поднятия с момента их образования до конца времени формирования более молодых поверхностей выравнивания или террас.

3. Высота террасы, морфологически переходящей в одновозрастную поверхность выравнивания, в то же время является амплитудой поднятия данной поверхности после ее формирования.

4. При определении исходного уровня аккумулятивной поверхности (до начала накопления осадков) из современной абсолютной отметки

---

<sup>1</sup> В данном случае под этапом складкообразования подразумевается сравнительно короткий отрезок геологического времени.

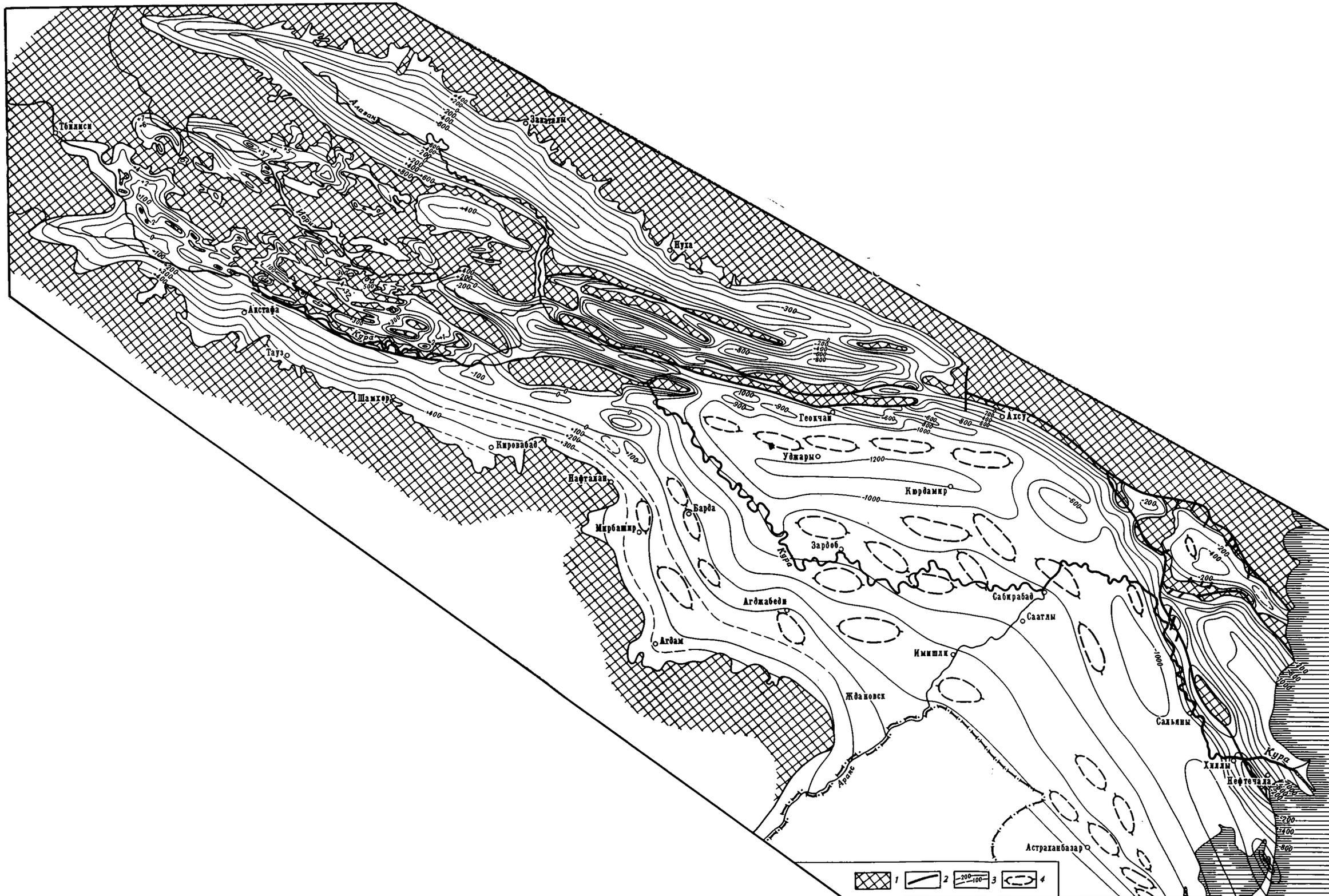


Рис. 2. Структурная карта Куринской впадины по подошве четвертичных отложений

1 — области отсутствия и размыва четвертичных отложений; 2 — линии нарушения; 3 — стратонизогипсы; 4 — локальные поднятия с амплитудой по четвертичным слоям менее 50 м

были вычтены величина глубины вреза (в случае, если врез охватывает и подстилающие отложения) и мощность осадочного покрова.

Чтобы определить максимальную амплитуду поднятия за четвертичный период по поверхностям выравнивая, мы попытались определить

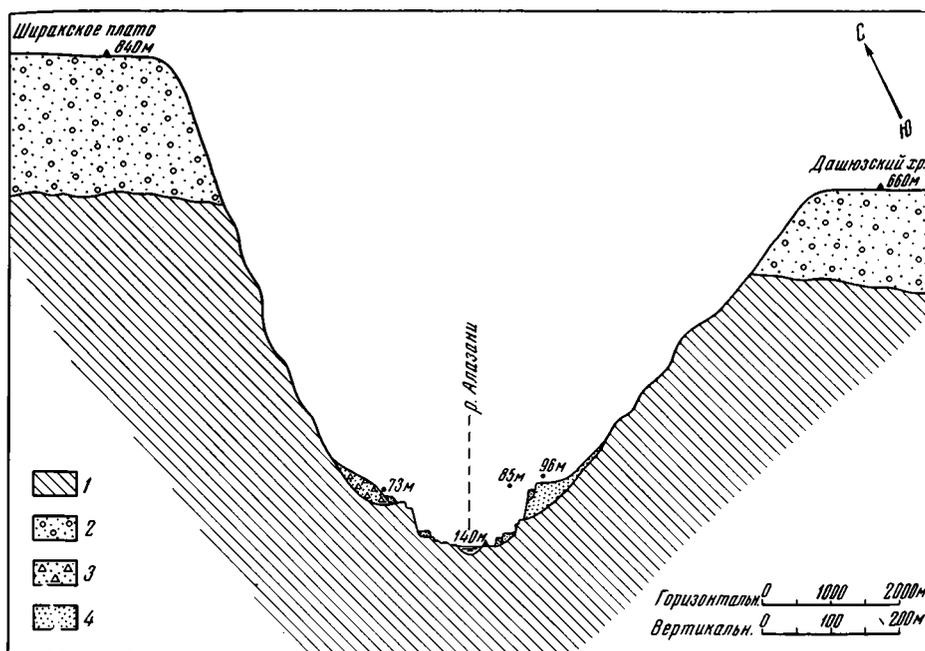


Рис. 3. Поперечный профиль долины р. Алазани на участке прорезания ею Кахетинно-Дашюзской зоны поднятия

1 — сильно дислоцированные верхнеплиоценовые слои; 2 — нижнечетвертичные (бакинские) аллювиально-пролювиальные галечники; 3 — среднечетвертичные (нижнехазарские) образования — галечники, суглинки, вулканические пеплы, слагающие конусы выноса древней речной системы; 4 — террасовые отложения — галечники и пески

исходное положение той поверхности, которая является наиболее древней (из четвертичных поверхностей выравнивания) и имеет наиболее высокую отметку.

К числу таких поверхностей относится Дашюз-Ширакская эрозионно-аккумулятивная поверхность выравнивания с абсолютной высотой 840 м. В центральной части она прорезается antecedentной долиной р. Алазани, глубина вреза которой составляет 700 м. Поскольку поверхность выравнивания срезает дислоцированные слои верхнего плиоцена и в нее врезана нижнехазарская (гюргянская) терраса р. Алазани, возраст поверхности определяется как бакинский. Следовательно, величина глубины вреза р. Алазани может быть принята за амплитуду поднятия данной поверхности выравнивания за период после ее формирования. В таком случае разница между современной отметкой поверхности выравнивания (840 м) и величиной послебакинского поднятия (700 м) должна быть принята за абсолютную отметку данной поверхности ко времени начала вреза (140 м). Таким образом, амплитуда поднятия данного участка за четвертичный период определяется в 700 м (рис. 3).

При определении величины общего максимального размаха четвертичных движений в Куринской впадине мы исходили из амплитуды максимального поднятия и максимального прогибания. Сумма значений этих параметров составляет величину общего размаха четвертичных движений в пределах рассматриваемой области. Как было отмечено

выше, максимальная амплитуда поднятия в пределах Куринской впадины по имеющимся данным фиксируется в районе Ширакской поверхности выравнивания, где она без учета размыва составляет 700 м. Величина амплитуды максимального прогибания определена по максимальному значению глубины залегания подошвы четвертичных отложений с внесением соответствующей поправки.

Как видно из прилагаемой структурной карты по подошве четвертичных отложений, максимальная глубина залегания подошвы четвертичных отложений отмечается в районе Каргалинского синклиналиного прогиба, где она составляет 1200 м (рис. 2).

Фациальные особенности нижнего горизонта четвертичных отложений (тюркянского горизонта) показывают, что глубина бассейна осадконакопления здесь не превышала 100 м. Следовательно, амплитуда максимального прогибания составляет 1100 м. При этих данных амплитуда общего размаха четвертичных движений в Куринской впадине оценивается в 1800 м (рис. 4). Почти такая же амплитуда получается при подсчете по кровле фаунистически охарактеризованных верхнеапшеронских отложений.

Судя по глубинам вреза в разновозрастные поверхности выравнивания и по гипсометрическому положению разновозрастных речных террас, а также по глубинам залегания подошвы четвертичных отложений, образовавшихся почти на одном и том же уровне, темп и амплитуда четвертичных движений как во времени, так и по пространству не оставались постоянными.

Например, судя по глубине вреза, бакинская поверхность выравнивания с конца бакинского века в районе юго-западного борта впадины поднялась на 150—180 м, тогда как в Средне-Куринской части впадины и ее северо-восточном борту она увеличивалась соответственно до 600 и 550 м.

Аналогичная картина наблюдается по данным изучения нижнехазарской (гюргянской) поверхности. На юго-западном борту впадины она за последнее время поднялась на 160—180 м, а в Средне-Куринской части впадины в районе Палантекян и на северо-восточном борту (на хребтах Дашбулак, Чайкенд и др.) она поднялась соответственно на 300—330 и 250—450 м.

Изменение амплитуды новейших вертикальных движений по площади еще более четко выражено по гипсометрическим отметкам речных террас.

Так например, в одной и той же области — в восточных предгорьях Малого Кавказа бакинская терраса по р. Каркарчай имеет отметку 180—200 м, а на Араксе, Кенделенчае и Куручае — соответственно 80—100, 52—56 и 25—58 м.

Верхнехазарская терраса на р. Куре в районе ст. Салоглы имеет максимальную отметку 150 м, на Алазани (в районе Дашюзского хребта) 165 м, на Иори (у сел. Салахлы и Пойлы) 150 м, на р. Кюракчай (у с. Дозулар) 70—80 м, на Инджачае (на Нафталанском увале) 110 м, на р. Тертер (ниже пос. Мадагиз) 57 м и на р. Алиджанчае (на Чайкендском хребте) 200 м.

Судя по фактическому материалу, зоны активного проявления новейших движений соответствуют зонам максимальных мощностей молодых отложений, унаследованной складчатости и молодых разрывных нарушений. В зонах, где маломощный четвертичный покров подстилается консолидированными древними складчатыми комплексами, амплитуда и темп проявления новейших движений убывают. К первой категории зон относятся северо-восточный борт и внутренняя часть Куринской впадины, а ко второй категории — юго-западный борт впадины и районы погребенных древних поднятий.

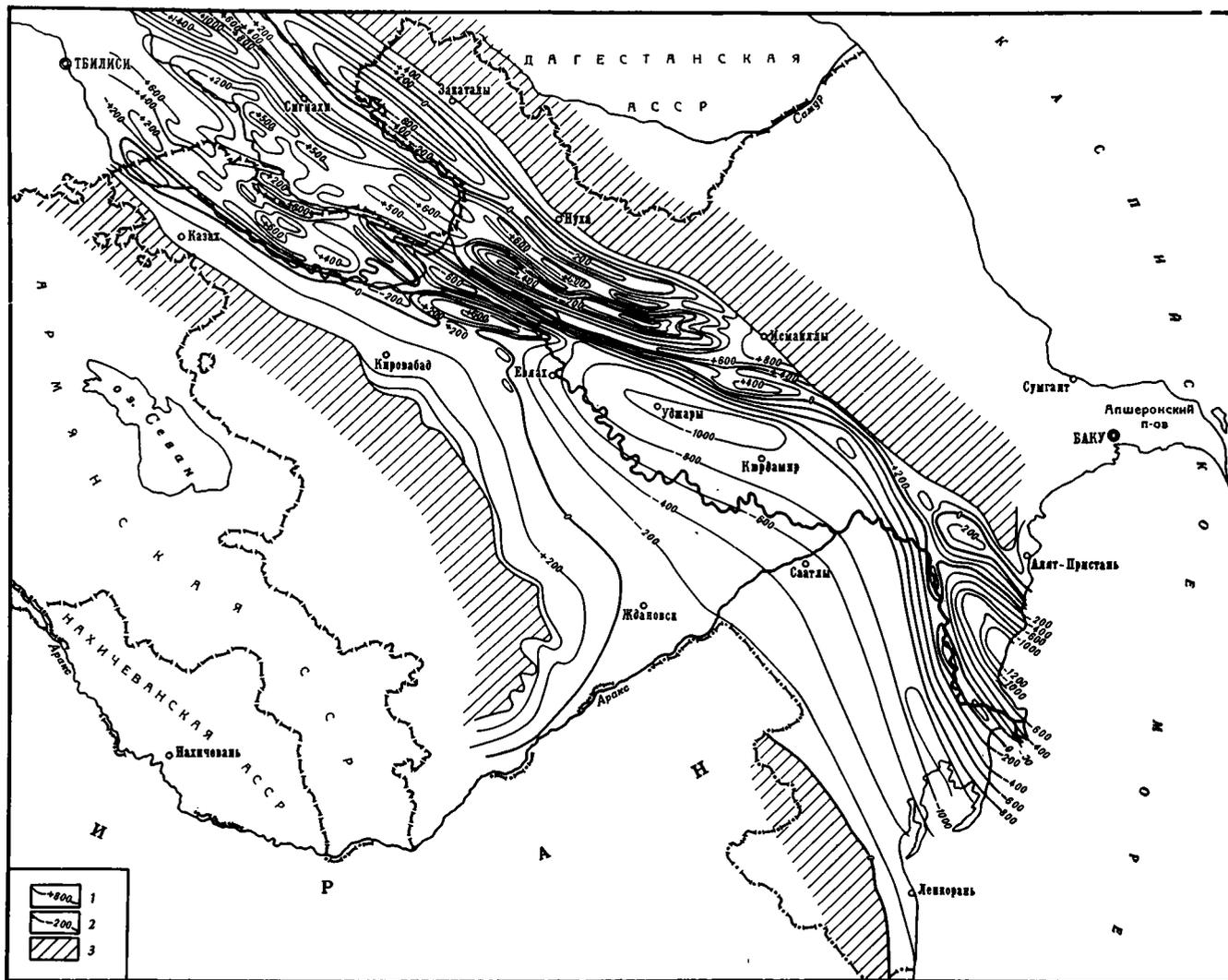


Рис. 4. Карта четвертичных тектонических движений Куринской впадины

1 — изокатабазы; 2 — изоаннабазы; 3 — горные обрамления Куринской впадины

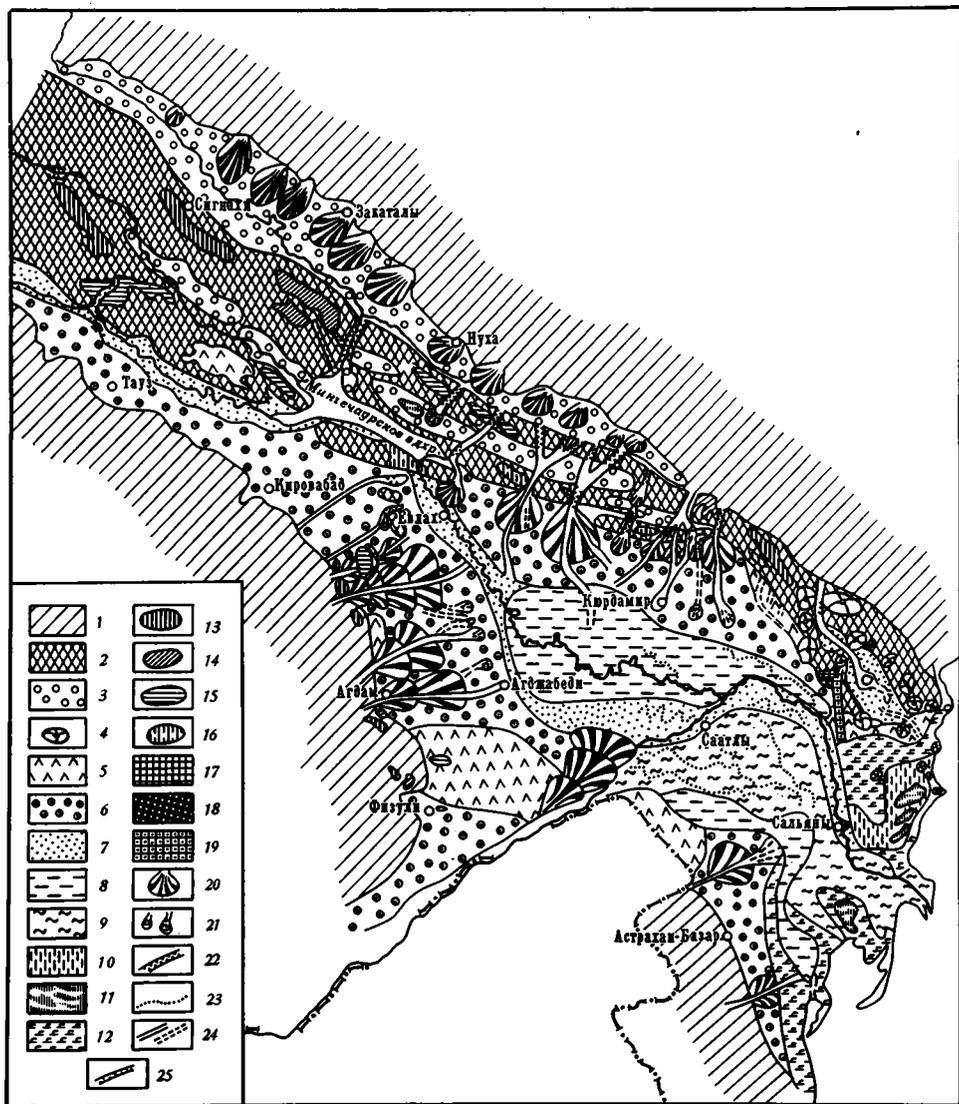


Рис. 5. Схематическая геоморфологическая карта Куринской впадины

1 — горные обрамления Куринской впадины; 2 — антиклинальные и моноклинальные хребты и увалы; 3 — синклиналильные межхребтовые долины; 4 — грязевые вулканы; 5 — пролювиально-делювиальные равнины; 6 — аллювиально-пролювиальные равнины; 7 — аллювиальные равнины; 8 — аллювиально-озерно-старичные равнины; 9 — аллювиально-дельтовые равнины; 10 — солончковые равнины на месте древних лагун; 11 — современные контуры солончаков; 12 — морские равнины. Поверхности выравнивания: 13 — апшерон-бакинского возраста; 14 — бакинского возраста; 15 — нижнехазарского возраста; 16 — верхнехазарского возраста. Морские террасы: 17 — бакинские; 18 — хазарские; 19 — хвалынские. Прочие элементы рельефа: 20 — субарральные дельты ранних генераций; 21 — плоские конусы выноса; 22 — antecedentные долины; 23 — древние протоки с прирусловым аккумулятивным комплексом; 24 — ящикообразные долины; 25 — крупные овраги

Однако надо отметить, что в обеих зонах новейшие движения проявляются весьма дифференцированно. Характерным примером этого могут служить данные по antecedentным долинам Аджиноурского предгорья (рис. 5). Здесь одну и ту же зону поднятия секут несколько antecedentных долин. Однако глубина вреза по этим долинам различная. Судя по глубинам вреза рек, за четвертичный период наибольшее поднятие в пределах впадины испытывала Аджиноур-Ширакская зона.

Куринская впадина характеризуется большим размахом и горизонтальных движений. Элементы проявления горизонтальных движений в

Куринской впадине впервые были зафиксированы М. Г. Агабековым и А. В. Мамедовым (1961) на участке Ахтахтатапе. Согласно данным названных исследователей, амплитуда горизонтальных движений здесь за четвертичный период составляет 2500 м. В других районах Куринской впадины амплитуда горизонтальных перемещений за четвертичный период пока не установлена.

Безусловно, горизонтальное перемещение имеет место во многих структурных зонах Куринской впадины, находящихся в аналогичных геолого-геоморфологических условиях (район Чобандага, Алачыг, Малхазовки, Какабети и зоны Орхевского надвига, где наблюдаются крупные пологие надвиги).

#### Литература

- Агабеков М. Г. Геологическое строение нефтяных месторождений Азербайджана и их формирование. Азербайджан, 1963.
- Агабеков М. Г., Мамедов А. В. Геология и нефтегазоносность Западного Азербайджана. Азербайджан, 1960.
- Агабеков М. Г., Мамедов А. В. Новые данные о современных тектонических движениях Западного Азербайджана и Восточной Грузии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1961.
- Агабеков М. Г., Ахмедбейли Ф. С. К вопросу изучения неотектоники в Азербайджане. Изв. АН АзербССР, № 7, 1956.
- Агабеков М. Г., Ахмедбейли Ф. С. Основные задачи в области исследований неотектонических процессов на территории Азербайджана. Изв. АН АзербССР. Сер. геол.-геогр., № 4, 1958.
- Алиев А. К. Геология и нефтегазоносность Кура-Араксинской области. Азербайджан, 1960.
- Ахмедбейли Ф. С. Неотектоника Аджиноурской зоны (на азерб. яз.). Уч. зап. АГУ. Сер. геол.-геогр. наук, № 2, 1956.
- Ахмедбейли Ф. С. Неотектонические движения и формирование грубообломочных толщ южного склона Большого Кавказа (в пределах Азербайджана). Уч. зап. АГУ, Сер. геол.-геогр. наук, № 4, 1961.
- Ахмедбейли Ф. С. Неотектонические движения и их отражение в структуре предгорий Большого Кавказа. Баку, 1962.
- Булешвили Д. А. Геология и нефтегазоносность межгорной впадины Восточной Грузии. Гостоптехиздат, 1960.
- Варенцов М. И. Геологическое строение западной части Куринской депрессии. Изд. Ин-та нефти АН СССР, М., 1950.
- Гаврилов М. Д. Основные черты рельефа и четвертичной тектоники Куринской впадины (в пределах Азербайджанской ССР). Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии. Гостоптехиздат, 1962.
- Маркевич В. П. Геологическое строение Восточной Грузии. Изд-во АН СССР, 1954.
- Муσειбов М. А. Новейшая тектоника и рельеф Западного Азербайджана и Юго-Восточной Кахетии. Уч. зап. АГУ. Сер. геол.-геогр. наук, № 5, 1962.
- Муσειбов М. А. Тектонические движения четвертичного периода средней части Куринской впадины. Уч. зап. АГУ. Сер. геол.-геогр. наук, № 1, 1963.
- Пашалы Н. В. Литология и условия образования четвертичных отложений нефтеносных областей Азербайджана. Автореф. докторск. дисс., Баку, 1960.
- Страхов В. А. Тектоническое развитие Куринской депрессии в палеогене и миоцене (автореферат доклада). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 1, 1962.
- Хайн В. Е., Шарданов А. Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. Изд-во АН Азерб. ССР, 1952.
- Ширинов Н. Ш. Геоморфология конусов выноса Куринской межгорной впадины и их связь с новейшими тектоническими движениями. Изв. АН Азерб. ССР. Сер. геол.-геогр. наук, № 3, 1961.
- Ширинов Н. Ш. К вопросу о выявлении погребенных нефтеносных структур методом геоморфологического анализа рельефа (на примере южного борта Куринской впадины). Изв. АН Азерб. ССР. Сер. геол.-геогр. наук, № 1, 1962.
- Ширинов Н. Ш., Троцюк В. Я. Геоморфологические методы выявления погребенных поднятий в депрессионных областях на примере Куринской впадины. Тезисы докл. Всес. совещ. по палеогеогр. и геоморф. Кавказа, Тбилиси, 1963.
- Ширинов Ф. А., Баженов Ю. П. Геологическое строение предгорий южного склона Большого Кавказа. Азербайджан, Баку, 1962.

Институт геологии  
АН АзербССР

Статья поступила  
25 мая 1965 г.

**RECENT STRUCTURAL SETTING REVEALED IN THE RELIEF  
OF THE KURINSKAYA DEPRESSION**

Geological and geomorphological investigations have been conducted in the Kurinskaya depression to estimate qualitatively and quantitatively Quaternary Tectonic movements. These were found to be the major factors in the recent tectonic and relief picture of the depression. The total range of Quaternary vertical movements is estimated to be 1800 m. During the Quaternary time the movements within the Kurinskaya depression had been more intensified and differentiated than those during the Upper Pliocene. The zone of active recent movements coincides with a belt within which younger sediments are the thickest.

Geological Institute  
Academy of Sciences of the Azerbaijan SSR .

---

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24 (234.421.3)

О. С. ВЯЛОВ

## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ КАРПАТ

В этой статье мы попытаемся рассмотреть материалы, позволяющие судить о времени возникновения Карпатской части северной ветви Средиземноморской геосинклинали и о начале в Карпатском бассейне флишевого режима.

Коснемся прежде всего близко с этим связанного вопроса о фундаменте Предкарпатского прогиба и о древнейших его образованиях. Хорошо известно, что в составе миоценовых конгломератов — слободских и других — в огромном количестве распространена галька зеленых и красных филлитов. Она произошла от разрушения древней Сандомирско-Добруджинской гряды, находившейся вблизи северного берега Ворытщенского бассейна. Возраст филлитов считался силурийским по аналогии с зелеными филлитами Добруджи.

В настоящее время всеми принимается заключение, сделанное рядом авторов (Вялов, Линецкая, 1955; Линецкая, 1958; Линецка, Утробин, 1961, 1963; Федущак, 1959, 1962 и др.) о более древнем, рифейском возрасте этих филлитов. Оно основано на сравнении с аналогичными породами, установленными на южном склоне Свентокшижских гор, где эти породы подстилают кембрий. Автор имел случай видеть их в Польше и привез с собой образцы для непосредственного сравнения. К этому же выводу привел и спорный анализ. Толща рифейских филлитов, очевидно слагающая и часть древнего фундамента Предкарпатского прогиба, была названа автором санской серией (Вялов, 1959). Она слагает и ядро Свентокшижского антиклинория и далее по простиранию — ядро Сандомирско-Добруджинской гряды. Сюда же относятся и зеленые сланцы Добруджи. Санская серия была также распространена в пределах Карпатской геосинклинали. Она выступала в отдельных кордильерах, поставлявших материал для конгломератовых горизонтов в флишевой толще. Таким образом, санская серия и ее аналоги весьма широко распространены. Она, очевидно, повсюду очень сильно дислоцирована и отделена от кембрия несогласием. Может быть намечена рифейская геосинклинальная и рифейская складчатая зона, которая протягивалась во всяком случае от Келецко-Сандомирских гор до Добруджи. Она занимала также значительную часть Карпат, а с севера примыкала к Русской платформе. Мы можем сказать, что мезозойский геосинклинальный Карпатский прогиб возник на рифейском складчатом фундаменте.

Естественно, сразу возникает вопрос о времени возникновения Карпатской геосинклинали. Сколько-нибудь определенных данных о палеозойской истории у нас нет. В самих Карпатах (вне Мармароша) палеозойские отложения не известны. Предположения о палеозойском возрасте некоторых толщ Раховского (Мармарошского) массива еще не получили палеонтологического подтверждения. Наоборот, в одной из толщ, считавшихся древней, А. К. Бойко были найдены юрские кораллы.

Морской триас развит в Мармарошской зоне, где он входит в состав первого этажа чехла кристаллического ядра. Гальки триасовых известняков и доломитов отмечаются в конгломератах черногорской серии в истоках р. Прута (Hanzlikowa, Roth, 1964). Основываясь на изучении галек слободских конгломератов, М. Ю. Федущак (1959, 1962) составил схематическую стратиграфическую колонку отложений, слагающих погребенную Сандомирско-Добруджинскую гряду. К триасу в этой схеме отнесены обнаруженные в виде галек в конгломератах серые и желтые доломиты, красные известняки и сланцы, конгломераты типа веррукано. Если это действительно триас, что вполне возможно, то все же он относится к внешней — платформенной полосе триасового бассейна, протягивавшегося через окрестности Измаила в Добруджу.

Несомненно, триасовый морской бассейн существовал в пределах Утесовой зоны на всем ее протяжении и в области центральных ядер Западных Карпат (Татро-Гемелы). Этот бассейн захватывал и Мармарошскую зону. Между Утесовой зоной и полосой триаса германского типа (с южной ее границей южнее Кракова и Перемышля)

Д. Н. Андрусов (Andrusov, 1959) рисует полосу суши — Винделийско-Бескидский вал. Как далеко продолжался этот вал и распространялся ли он на наши Прикарпаты, судить очень трудно. Делать определенные построения, основываясь только на находках галек, предположительно триасовых, известняков и доломитов в конгломератах Черногорской зоны, слишком опасно.

В отношении юры мы можем сказать уже гораздо больше. Юрский морекой бассейн, начиная с лейаса, непрерывно существовал в области Татро-Гемерид и в Утесовой зоне. Юрские отложения распространены и в Мармарошской зоне. Здесь они обнажаются на поверхности в области Раховской (Мармарошского) массива и появляются в виде глыб верхнеюрских известняков — утесов вдоль края Мармарошского надвига. На территории Советских Карпат утесы титонских известняков с кальпионеллами имеются на г. Петрош и в верхнем бассейне р. Черемоша (Черногорская зона). Небольшая цепочка скорее всего юрских глыб обнаружена совсем недавно В. В. Данышем, И. П. Мочалиным и Л. П. Некрасовой в бассейне р. Ужа (по притокам р. Лютой) у фронта надвига Дусинской зоны. Кроме того, гальки юрских известняков указываются в конгломератах разного возраста во всех тектонических зонах флишевых Карпат. Наконец, юра известна во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба в виде огромных Краснопугненских утесов (Вялов, 1955), а также галек в третичных конгломератах сколо Косова. Интересно отметить, что здесь в известняках были установлены кальпионеллы. Во Внешней зоне верхнеюрские известняки большой мощности (до 850 м) вскрыты Стрыйской опорной и другими скважинами. Эти известняки, постепенно и сильно уменьшаясь в мощности, распространяются также и в пределы окраины платформы. В северо-западной части прогиба и в Львовской мульде известны и более древние члены разреза — терригенные образования, частью среднеюрские.

Если обратиться к Западным Карпатам, то здесь (помимо описаний юры Татро-Гемерид и Утесовой зоны) мы найдем следующие указания. В Чехословакии в фронтальной части Магурского надвига, в Моравско-Силезских Бескидах (от Коричан до Яблунковского перевала) имеется ряд тектонических утесов (Цетеховицы, Куровицы, Коричаны, Стрельницы, Барани и др.) (Andrusov, 1959). В их состав входит средний лейас (известняки с богатой фауной домера), а также догер, выраженный в фации послонидневных слоев, широко распространенной в Альпийско-Карпатской области и, в частности, в Пьенинской зоне утесов. Это преимущественно темно-серые сланцы и слюдястые песчаники со множеством *Posidonia alpina* и с аммонитами. Далее в утесах представлена довольно полная серия верхней юры, причем титон иногда выражен в пелагической глубоководной фации — в виде слонстых кальпионелловых и радиолярных известняков (Andrusov, 1959). Это так называемая фация бианконе Италии. Нужно сказать, что эта же фация титона и неокома развита и у нас в Пьенинской утесовой зоне.

В северной части Силезской Кросненской зоны укажем такие известные выходы юры, как штрамберкские утесы, достигающие огромных размеров. Так, у Котоуча, около Штрамберка утес обрывается стеной и мощность известняков здесь достигает 250 м. Штрамберкские известняки содержат необыкновенно богатую фауну кораллов, губок, мшанок, брахиопод, пелеципод, гастропод и цефалопод. Д. Н. Андрусов (Andrusov, 1959) рассматривает их как биогермы. В некоторых разностях отмечаются и планктонные кальпионеллы. По возрасту штрамберкские известняки относятся к титону. Дальше на запад, в Кросненской зоне, титонские известняки в виде утесов известны также в Копживнице, Микулове и Павловских верхах (Andrusov, 1959).

В Польских Карпатах (Беда и др., 1963) описаны глыбы и блоки юрских пород, находящиеся у края надвига Силезской зоны (Андриховские утесы), а также седиментационные утесы, располагающиеся сравнительно недалеко от надвига Силезской зоны (Баховице, Ленче, Возники) и Скибовой зоны (Любень недалеко от Ржешова, Венгерка и Кругель Велький около Перемышля).

В Баховицах присутствуют песчаники, по-видимому ааленские, и разнообразные байосские песчаники с многочисленными остатками фауны моллюсков, а также черные сланцы. Батские породы отмечены в Баховицах, Любене и в Кругеле. Это очень сходные с батскими породами района Кракова песчаники с пластинчатожаберными и оолитовые известняки с моллюсками (Кругель). В Баховицах — песчаники и розовые мергели с сидеритовыми конкрециями, а также часть пестрых известняков с брахиоподами и редкими аммонитами. Не перечисляя дальше верхнеюрские элементы, укажем только, что в разных утесах и блоках представлены все ярусы мальма. Особенно широко распространены титонские породы, глыбы которых встречаются почти во всех флишевых сериях Карпат (Беда и др., 1963). Весьма развита рифовая штрамберкская фация известняков с очень богатой и разнообразной фауной моллюсков и брахиопод. Значительно реже встречаются титонские пелитовые известняки. В Ваховицах имеется две их литологические разности — светло-серые известняки с аммонитами и брахиоподами и белые или желтоватые кальпионелловые известняки с *Calpionella alpina* Log., *C. elliptica* Cadisch, аммонитами и брахиоподами. Блоки известняков с кальпионеллами указываются еще из Ленче (вблизи Кальварии), а обломки их обнаружены в отложениях, слагающих Магурский покров (Беда и др., 1963).

Особый интерес представляет флишевая фация титона — нижние тешинские сланцы, являющиеся нижним членом флишевой серии Силезских Карпат (Кросненской зоны). Это темные мергелистые сланцы с редкими прослойками известняков. Неполная мощ-

ность их (подошва толщи не известна) около 300 м. Из прослоев белых известняков нижней части толщи приводятся содержащиеся в большом количестве *Calpionella alpina* Log. и в заметно меньшем *C. elliptica* Cad. (Беда и др., 1963).

Обычно к берриасу относят лежащие выше тешинские известняки. Это толща мощностью иногда 100—150 м, равномерно чередующихся тонко- и среднеритмичных преимущественно темных известняков и сланцев. Здесь также были встречены кальпионеллы — *C. alpina* Log., *C. elliptica* Cad. и *Tintinopsella carpathica* (Filip. et Murg.).

Описывая первую находку кальпионелл в тешинских известняках в Чехословакии Е. Ганзликובה и З. Рот (Hanzliková, Roth, 1964), приводят из них *Calpionella alpina cadischi* Doben, *C. alpina grandis* Doben. По их мнению, возраст толщи определяется как самые верхи титона — средний берриас. Присутствие *Calpionella alpina* (и ее подвидов) действительно скорее говорит о том, что толща тешинских известняков включает какой-то элемент титона.

Впрочем здесь самое важное, что формирование флишевого трога, по крайней мере в Силезской (Кросненской зоне), началось еще в титоне. Юра в утесах и глыбах по окраине Силезской и Скибовой зон в Чехословакии и Польше имеет средневропейский характер, а некоторые разности близко напоминают юрские отложения Краковского района. Наличие этих глыб заставляет предполагать, что средневропейский средне- и верхнеюрский бассейн доходил, во всяком случае, до края Силезской (Кросненской) зоны. Лейасовые и среднеритмичные элементы в утесах Магурской зоны в Чехословакии имеют иной — уже средиземноморский характер. Очевидно, южный морской бассейн этого времени распространялся до края Магурской зоны, до кордильеры, ограничивавшей ее с севера. Может быть, Винделийско-Бескидский вал продолжал еще существовать и разделял оба бассейна. Северный бассейн заходил и в область Львовской мульды и теперешней Внешней зоны Предкарпатского прогиба. Вероятно, он соединялся с тем бассейном, который занимал пространство восточного Предкарпатского прогиба (в Молдавии и Румынии) и Предобруджинской впадины. Был ли южный «Внутривосточный» бассейн соединен в пределах Восточных Пракарпат с «Внешним Предкарпатским», мы говорить не беремся, но такое соединение кажется нам вполне вероятным. Не исключена возможность и значительного распространения доверхнеюрского бассейна в область Восточных Пракарпат.

Более определенная картина рисуется для самого конца юры. Вообще, очевидно, позднеюрская трансгрессия охватила обширные площади, что особенно отчетливо сказывается в титоне. Из приведенного выше перечисления утесов и глыб титонских известняков, а также включений их в конгломератах разного возраста, следует, что титонские известняки должны были быть развиты почти во всех структурно-фациальных зонах флишевых Карпат. Во Внутривосточной области бассейн охватывал и всю Пьенинскую зону, и татро-гемериды. Почти повсюду это известняки, местами выраженные в глубоководной пелагической фации бианконе (радиоляриево-кальпионелловой). Глубоководные известняки известны в Утесовой зоне и в элементах предмагурских Утесов. Сплошной титонский бассейн, может быть только с цепочками островов — зародышами будущих кордильер, покрывал Пракарпаты и непосредственно соединялся с северным (Средневропейским) бассейном. Об этом можно судить по повсеместному во всех зонах Карпат распространению утесов или галек титонских известняков и по проникновению типичных средиземноморских кальпионелл. Далеко на север они отмечаются в штрамбергских и баховицких утесах и в гальках известняков в третичных конгломератах Предкарпатского прогиба (в Косове и в с. Краснолутно) и Скибовой зоны (Вялов, 1960). В Силезской (Кросненской) зоне отлагалась флишевая (тешинская) толща. Очень интересные палеогеографические карточки для юрского времени, составленные М. Ксенжекевичем (Książkiewicz, 1960), требуют некоторого изменения, поскольку в них не были учтены новые данные о юрских отложениях, вскрытых скважинами во Внешней зоне Предкарпатского прогиба. То же самое можно сказать и о палеогеографической схеме Д. Н. Андрусова (Andrusov, 1953), на которой область нашего Предкарпатского прогиба показана как непокрытая титонским морем. Д. Н. Андрусов в Карпатской геосинклинальной области (в Западных Карпатах) выделяет в юре несколько единиц — частных геантиклиналей и геосинклиналей (или интрагеоантиклиналей и интрагеосинклиналей). Эти единицы следующие (с севера на юг):

1. Приподнятый Павловский (или Штрамбергский) пояс.
2. Геосинклинальный Цетеховицкий пояс.
3. Геосинклинальный Чорштынский (субпьенинский) пояс.
4. Геосинклинальный Пьенинский пояс.
5. Геосинклинальный Высокоатлантический пояс.
6. Геосинклинальный Вепоридный и Гемеридный пояс.

Цетеховицкая геосинклиналь отвечает Магурской зоне, а Штрамбергская или Павловская геосинклиналь — Кросненской зоне. Предполагается, что в последней верхняя юра лежит трансгрессивно и более низкие члены юрского разреза отсутствуют, Чорштынский и Пьенинский пояса являются подразделениями Утесовой зоны. В лейасе внешние зоны (т. е. область флишевых Карпат) еще не были дифференцированы. Здесь еще существовал возвышенный Винделийско-Бескидский вал, возникший в триасе. Только его юго-западная часть была покрыта морем. Эти внешние единицы появляются уже в средней юре (Andrusov, 1959). Выделение Штрамбергского геосинклинального пояса следует считать дискуссионным, так как именно в Силезской зоне в титоне отлагались настоящие геосинклинальные флишевые осадки (тешинская толща). По нашему мнению, скорее можно говорить о Штрамбергской или Силезской кордильере, ограничивавшей с севера Силезский интра-

геосинклинальный трог, и о Предмагурской кордильере, разделявшей Силезский, очевидно и Дукляно-Дусинский и Магурский трог.

Итак, возвращаясь к поставленному в самом начале вопросу о времени возникновения Карпатской геосинклинали, мы можем сказать следующее. Палеозойская история Карпатской области (во всяком случае, в пределах Советских Карпат) для нас все еще остается неясной. Морской триасовый бассейн захватывал по крайней мере ее краевые части (на юге — Утесовую и Мармарошскую зоны). В центральную часть, может быть, продолжался с запада Винделицийско-Бескидский вал. В ранне- и среднеюрское время морские осадки отлагались уже в Магурской зоне (судя по составу утесов вдоль магурского надвига в Чехословакии). В позднеюрское время вероятно, а уже в титоне несомненно вся Карпатская область была покрыта морем, среди которого, может быть, выступали гирлянды островов или кордильеры. Этот морской бассейн простирался на севере до окраины Русской платформы. В титоне преимущественное распространение имели неритовые известняковые фации, но в Силезской зоне уже начала формироваться флишевая толща. Отделявшие эту зону с обеих сторон кордильеры давали материал для терригенных компонентов тешинского флиша. К титону относятся и низы толщ синяй, развитой в зоне Чахлэу, примыкающей с востока к Мармарошскому кристаллическому массиву. Таким образом, геосинклинальное развитие всей Карпатской области началось уже во всяком случае в поздней юре. Возникновение флиша, но пока только в Силезской зоне (и в зоне Чахлэу в Румынии), относится к титону (впрочем, мы еще не знаем, чем подстилается тешинская толща). Во всех остальных структурно-фациальных зонах флишевые толщи начали формироваться в раннемеловое время (Вялов, 1960)<sup>1</sup>.

В настоящее время дебатруется вопрос о том, что же в тектоническом смысле представляет собой полоса развития юрских отложений, тянущаяся с севера вдоль Келецко-Сандомирских гор и дальше на юго-восток, между окраиной Русской платформы и погребенной сейчас Сандомирско-Добруджинской грядой. Иногда эту полосу юры рассматривают как предгорный юрский прогиб. Она была названа Предкелицко-Сандомирским прогибом. Характерной для предгорных прогибов является молассовая формация, к которой нельзя причислить толщу известняков верхней юры. Горной страной, перед которой мог возникнуть предгорный прогиб, в данном случае может быть только Келецко-Сандомирская гряда (и ее продолжение Сандомирско-Добруджинская гряда), т. е. незначительная по своей ширине герцинская структура. Эта гряда окаймляется с обеих сторон полосой юрских отложений, развитой в Люблинской и в Меховской мульдах, а на северо-западе, где обе полосы сливаются, она погружается под юрские образования. Поэтому Келецко-Сандомирская гряда может рассматриваться скорее как кордильера, разделяющая две впадины. В позднеюрское время вся гряда погрузилась под уровень моря, т. е. сама вошла в состав того прогиба, который назывался предгорным. Продолжение Келецко-Сандомирской гряды, опущенной, очевидно, по крупному разлому, вскрыто скважиной в Ходновицах, вошедшей в палеозой сразу под тортоном. Это продолжение известно под названием Светокшиско-Добруджинской, Сандомирско-Добруджинской, Станиславо-Добруджинской или Станиславской гряды. Она тянулась, то воздымаясь, то погружаясь, в пограничной части теперешних Внутренней и Внешней зон миоценового Предкарпатского прогиба далеко на восток, а затем и на юг — вдоль румынской части прогиба, о чем говорит состав миоценовых конгломератов Петрички, Бребу и других. Сандомирско-Добруджинская гряда в позднеюрское время также была почти целиком погружена ниже уровня моря. Многочисленные гальки верхнеюрских известняков в слободских и других миоценовых конгломератах несомненно происходят из юрских отложений, покрывавших снивелированную палеозойскую гряду, вновь приподнятую и дислоцированную в послеюрское время (Вялов, 1955). Правда, оставались еще приподнятые участки, сложенные санскими филлитами, о чем свидетельствуют, например, включения их обломков в юрских известняках (Красногутьненских утесах — олистолитах и конгломератах). Уже в меловое время гряда снова была отчетливо выражена и разделяла флишевый и платформенный бассейны. Только в миоцене, вероятно в тортоновое время, она была окончательно похоронена под молодыми осадками и вошла в состав погружавшейся Внешней зоны Предкарпатского прогиба.

### Литература

- Беда Ф., Герох С., Кошарски Л., Ксенжеквич М., Житко К. Стратиграфия Внешних Польских Карпат. Геологические исследования в Карпатах, т. X, Inst. Geologiczny, Biul. 181, str. 5—175, 28 gys., Warszawa, 1963.  
Вялов О. С. Час утворення флішевого трога Карпат і характер порід його фундаменту. Доп. АН УРСР, № 6, 1950.

<sup>1</sup> Отметим, что на палеогеографических карточках для лузитана и титона М. В. Муратов (1949) показал широкое распространение морского бассейна. Он писал, что в титонский век Пьенинская геосинклиналь, охватывавшая зону Утесов, а на юго-западе ограничивавшаяся геогантиклиналью Апушени, достигла наибольшей ширины. Территория самих Восточных Карпат составляла по отношению к ней краевую полосу, которая покрывалась неглубоким морем в эпохи трансгрессий

- В ялов О. С. К геологии фундамента Предкарпатского передового прогиба. Уч. зап. Львовск. гос. ун-та, т. XXXV, Сер. геол., вып. 8, Львов, 1955.
- В ялов О. С. Про вік зелених філітів у гальці моласових конгломератів Прикарпаття. Геол. ж., т. XIX, № 6, Київ, 1959.
- В ялов О. С. и Линецкая Л. В. Об ископаемых инфузориях из мезозоя Карпат. Докл. АН СССР, т. 131, № 6, 1 табл., М., 1960.
- В ялов О. С., Дабагян Н. В., Кульчицкий Я. О. О границе между мелом и палеогеном в Восточных Карпатах. Докл. сов. геол. на XXI сесс. Междунар. геол. конгр. Проблема 5. Граница меловых и третичных отложений. Изд-во АН СССР, 1960.
- В ялов О. С. Глубинные разломы и тектоника Карпат. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 9, 1965.
- В ялов О. С. Основные проблемы тектоники Карпат. Геология и геохимия горючих ископаемых. Сб. № 1. Изд-во АН УССР, 1965.
- В ялов О. С. Некоторые вопросы тектоники Карпат. Сб. «Тектоника Карпат». Изд-во АН УССР, 1965.
- Линецкая Л. В. Про склад гальки яменських конгломерат в північно-західній частині Скибової зони Радянських Карпат. Доп. АН УРСР, № 7, 1958.
- Линецкая Л. В. и Утробин В. Н. Рифейские отложения фундамента Предкарпатского прогиба. Докл. АН СССР, т. 140, № 5, 1961.
- Лінецька Л. В., Утробін В. М. Умови залягання і розповсюдження рифейських відкладів в Радянському Передкарпатті. Геол. ж., т. XXIII, вып. 6, 1963.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, т. II. Изд-во АН СССР, 1949.
- Федущак М. Ю. До питання про вік деяких уламків екзотичних конгломератів Передкарпаття. Геол. ж., т. XIX, вип. 6, 1959.
- Федущак М. Ю. Умови утворення екзотичних конгломератів воротищенської серії Передкарпаття. Вид. АН УРСР, 1962.
- Andrusov D. Geológia Československých Karpat. Zväzok II, 378 str., LXXXIV tab., 34 orb. Bratislava, 1959.
- Hanzlíková E., Roth Z. Nález druhu *Calpionella alpina* Lorenz v těšínských vápencích. Vest. Ústřed. Ústavu Geol., ročn. XXXIX, číslo 5, Praha, 1964.
- Książkiewicz M. Zagrys paleogeografii Polskich Karpat fliszowych. «Материалы Карпато-Балканской Ассоциации», № 3. Изд-во АН УССР, 1960.

Институт геологии и геохимии  
горючих ископаемых АН УССР

Статья поступила  
30 августа 1965 г.

УДК 550.380.7(571.62+574.54)

И. К. ТУЕЗОВ, М. Л. КРАСНЫЙ, Ю. А. ПАВЛОВ, О. Н. СОЛОВЬЕВ

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАГНИТОАКТИВНЫХ ТЕЛ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО СЕКТОРА ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОТ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА К ТИХОМУ ОКЕАНУ

При изучении глубинного строения огромных площадей зоны перехода от азиатского континента к Тихому океану, скрытых под водами окраинных морей и западной части Тихого океана, основными, а порой и единственными методами исследований являются геофизические. Немаловажная роль в комплексе геофизических методов принадлежит магнитным исследованиям, основные направления которых отражены в работах А. Г. Гайнанова и О. Н. Соловьева (1963, 1964), Л. А. Ривоша (1964) и др. Ими были рассмотрены такие важные вопросы глубинного строения зоны перехода, как взаимоотношение между морфологией аномального магнитного поля и основными структурами региона, геологическая природа магнитных аномалий, распределение магнитовозмущающих объектов в верхней части Земли, неоднородность верхней мантии и др.

Изучение вопроса о взаимоотношении магнитовозмущающих тел со слоями земной коры и верхней мантии продолжено авторами настоящей статьи. С этой целью выполнены расчеты до верхних и нижних кромок магнитовозмущающих тел в Приморском и южной части Хабаровского края по материалам площадных аэромагнитных съемок масштаба 1 : 200 000, а на остальной части территории — по отдельным аэромагнитным профилям масштаба 1 : 200 000, выполненным в период МГТ (О. Н. Соловьев). Расчеты проводились на электронно-вычислительной машине по программе, составленной Г. Ф. Кузнецовым (1965).

Нулевой уровень для выделения локальной аномалии из сложного магнитного поля в этой программе вычисляется путем аппроксимации его двумя парабололами второго порядка по значениям функции и ее производным на границах приапикальных частей аномалий<sup>1</sup>.

Расчеты глубин до верхних кромок магнитовозмущающего тела по локальной аномалии, найденной путем вычитания из заданной аномальной кривой значений относительного нулевого уровня, выполняются по формуле:

$$h = \frac{\ln \left[ \frac{|S_r(\omega)|_{\max}}{|kS_r(\omega)|} \cdot \frac{k}{2} \right]}{k} \cdot \frac{x_{п.п.} - x_{л.л.}}{2\pi} \quad (k = 1, 2, \dots, 14),$$

где  $kS_r(\omega)$  — коэффициент разложения Фурье;  $r(x)$  — значения выделенной локальной аномалии;  $x_{п.п.}$  — первая граница правой приапикальной части аномалии;  $x_{л.л.}$  — левая граница левой приапикальной части аномалии.

По нескольким аномалиям вручную выполнены контрольные расчеты до верхних кромок магнитовозмущающих тел по способу касательных с поправочными коэффициентами В. К. Пятницкого (1961). Расхождения вычисленных глубин не превышают 10—15%. Глубины до нижних кромок по выделенным электроннои машиной локальным аномалиям рассчитывались вручную по формуле Л. В. Булиной (1961).

В пределах описываемой территории выделяется, как известно (Фотиади, Каратаев, 1963; Косминская и др., 1964; Беляевский, Борисов, 1964) три типа земной коры: континентальный, океанический и переходный. Последний в свою очередь разделяется на два подтипа: субконтинентальный и субокеанический.

Наиболее развитым считается континентальный тип земной коры. Он развит в Приморском и Хабаровском краях, на Сахалине, в центральной и северной частях Охотского моря, на восточных склонах северных и южных Курильских островов. Океаническая кора присуща ложу Тихого океана, субокеаническая — Южно-Охотской котловине и среднему звену Курильских островов, субконтинентальная — южной части Курил. Районы развития коры субконтинентального подтипа, в отличие от остальных, оконтуриваются нечетко. В южной части Курильских островов они выделены по существу условно (рис. 1). Неясна обстановка в северной части Курильских островов. Мощности земной коры здесь составляет 20—25 км, и по этому признаку она должна относиться к континентальному типу, однако по соотношению слоев и по физическим свойствам пород напоминает кору субконтинентального типа.

В Приморском, Хабаровском краях и на Южном Сахалине верхние кромки магнитовозмущающих тел размещаются в основном вблизи дневной поверхности. Из проанализированных 1800 случаев, в 1400 их верхние кромки залегают на глубинах до 3 км и в 400 — от 3 до 15 км. Глубина залегания нижних кромок не превышает 20 км (рис. 2). Магнитовозмущающие тела размещаются в основном в верхней части земной коры, в пределах его «гранитного» слоя и, по всей видимости, не погружаются глубже кровли «базальтового».

При анализе распределения магнитовозмущающих тел в верхней части коры остальных районов следует иметь в виду, что в отличие от Приморского и Хабаровского краев детальность исходных данных здесь значительно ниже, так как высота полетов составляет 2000 м. Естественно, что большинство деталей магнитного поля при этом утрачено. На карте распределения магнитовозмущающих тел соответственно наблюдается уменьшение их общего количества за счет, в основном, сокращения числа тел в верхней части земной коры.

В районах к востоку от Южного Сахалина, где отмечается резкий градиент изменения мощности земной коры, глубина до верхних кромок магнитовозмущающих тел составляет в среднем 10—12 км, увеличиваясь в отдельных случаях до 15—20 км. При мощности земной коры более 25 км верхние части всех рассматриваемых тел располагаются в земной коре, а глубина залегания нижних кромок достигает иногда 35—40 км, вследствие чего некоторые магнитовозмущающие тела нижними своими частями проникают в верхнюю мантию.

В центральной части Охотского моря все магнитовозмущающие тела приурочены к земной коре (см. разрез Б — Б<sup>1</sup>). Глубина залегания их верхних кромок в среднем составляет 6—10 км.

В северной части Курильских островов глубины залегания верхних кромок магнитных тел варьируют в очень широких пределах: от 9—10 до 30—40 км. В широком диапазоне меняются также глубины до нижних границ рассматриваемых тел.

В районах с корой океанического типа (к востоку от северных и южных Курильских островов) появляются магнитовозмущающие тела с глубинами залегания верхних кромок 10—12 км, а нижних — 27—45 км, подавляющее большинство которых распола-

<sup>1</sup> По Г. Ф. Кузнецову (1965), участок аномальной кривой между двумя ближайшими точками перегиба, находящимися по обе стороны от максимумов, называется апиальной частью аномалии, а участки, непосредственно примыкающие к ней и распространяющиеся до ближайших прямолинейных участков или до ближайших точек перегиба соседних аномалий, называются приапикальными частями аномалий.

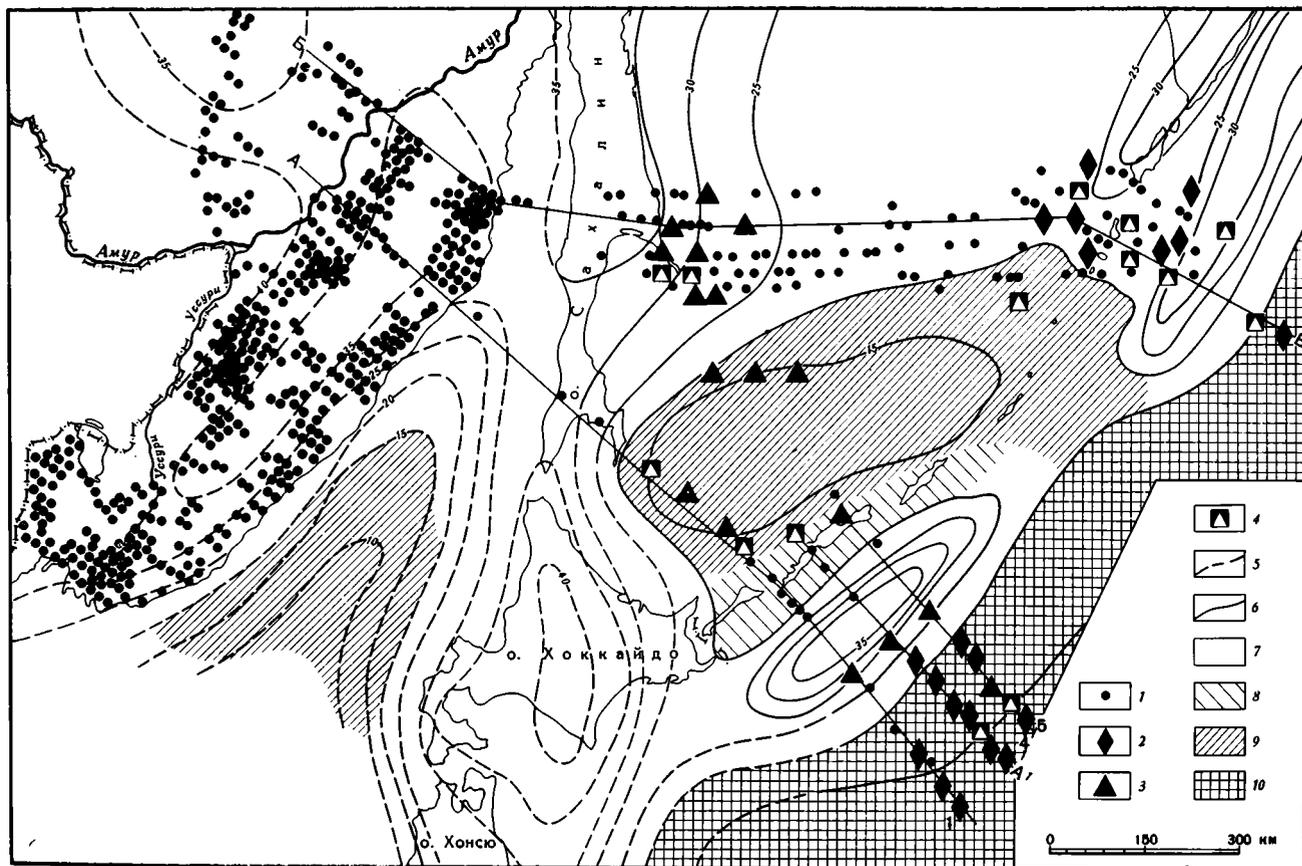


Рис. 1. Схема распределения магнитовозмущающих тел

1—4 — магнитовозмущающие тела, приуроченные: 1 — к земной коре (коровые); 2 — к верхней мантии (подкоровые); 3 — верхняя кромка которых располагается в земной коре, а нижняя — в верхней мантии (смешанного типа); 4 — отнесенные к смешанному типу предположительно; 5 — изолинии мощности земной коры по Н. А. Беляевскому и А. А. Борисову (1964); 6 — линии сводных разрезов; 7—10 — типы земной коры (7 — континентальный; 8 — субконтинентальный; 9 — субокеанический; 10 — океанический)

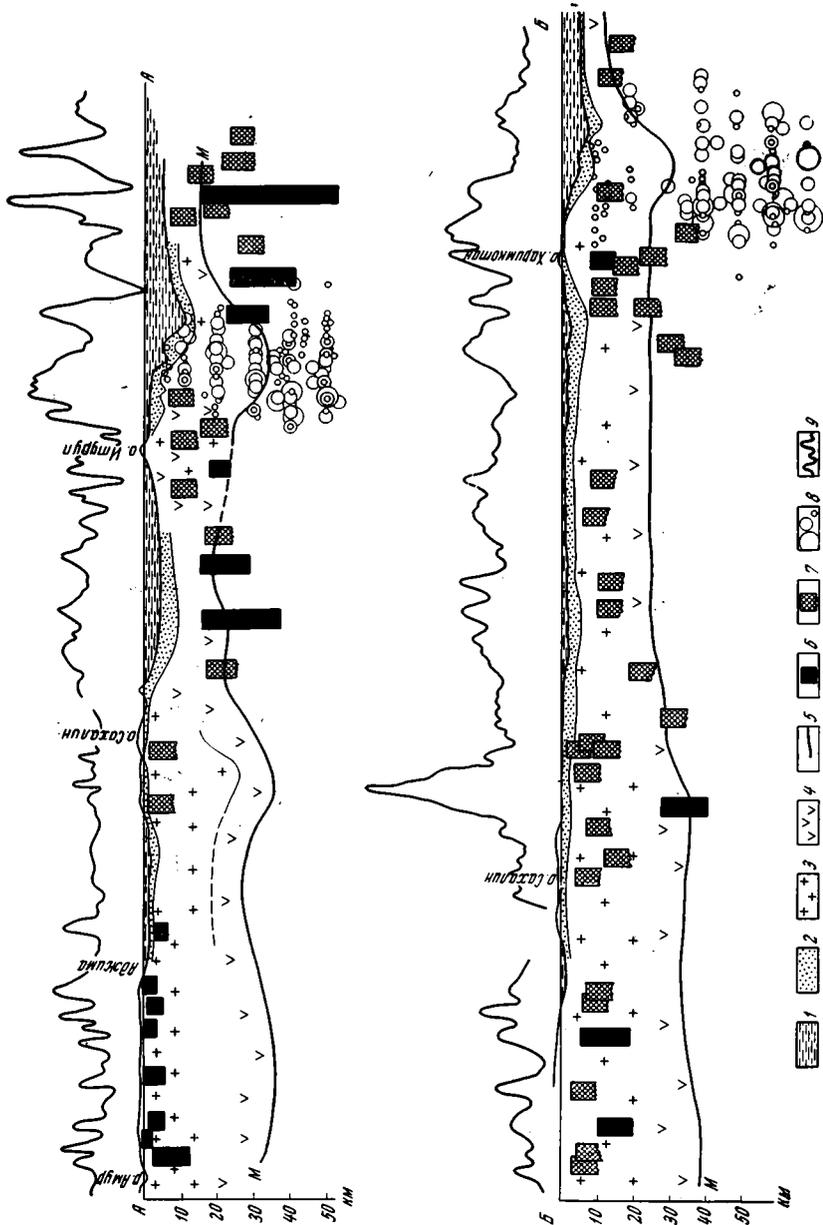


Рис. 2. Сводные разрезы по линиям А—А и Б—Б

1—4 — слой земной коры (1 — вода; 2 — осадочный; 3 — «гранитный»; 4 — «базальтовый»); 5 — граница Mohorovičićа; 6—7 — магнитовозмущающие тела (6 — с известной глубиной залегания нижней кромки; 7 — с неизвестной глубиной залегания нижней кромки); 8 — гипотендры землетрясений; 9 — кривые  $\Delta T$ .  
 При меч а и и е. Горизонтальная мощность магнитовозмущающих тел дана условно. Гипотендры землетрясений нанесены по данным Р. З. Тараканова.

гаются либо в верхней мантии, либо частично в земной коре, частично в верхней мантии.

Под южными Курилами, где, как отмечалось выше, выделяется субконтинентальная кора, верхние кромки магнитовозмущающих тел залегают на глубинах до 7 км, а нижние — до 25 км. Подавляющая часть магнитовозмущающих тел здесь приурочена к земной коре и лишь незначительное количество их своими корнями уходит в верхнюю мантию (см. рис. 1).

В Южно-Охотской котловине, земная кора которой относится к субокеаническому типу, почти для всех тел характерно размещение верхних частей в земной коре, а нижних — в верхней мантии. Глубины до верхних кромок тел составляют в среднем 11 км, а до нижних — 30 км и в отдельных случаях достигают 50 км.

Таким образом, магнитовозмущающие тела описываемой территории по их взаимоотношению с земной корой и верхней мантией можно разделить на три группы: а) приуроченные к земной коре, б) располагающиеся в верхней мантии и в) тела, верхняя кромка которых размещается в земной коре, а нижняя в верхней мантии. Первые из них названы «коровыми», вторые — «подкоровыми» и третьи — телами «смешанного» типа.

В районах с континентальным и субконтинентальным типами земной коры преимущественно развиты коровые тела; подкоровые тела развиты значительно меньше. Вероятно, смешанные тела, по сравнению с коровыми, также меньше распространены. Однако неопределенность положения нижней кромки для значительной части магнитных тел, особенно в районе развития субконтинентальной земной коры, не позволяет утверждать этого определенно. Отмечается, что на материковой части рассматриваемой территории все магнитовозмущающие тела приурочены к «гранитному» слою земной коры и, как отмечалось выше, не погружаются глубже кровли «базальтового». В районах развития континентальной коры Охотского моря, магнитовозмущающие тела располагаются не только в «гранитном», но и в «базальтовом» слоях, а на участках резких градиентов изменения мощности коры появляются магнитовозмущающие тела смешанного типа. Указанная закономерность свидетельствует о том, что континентальная кора на материке и в пределах Охотского моря существенно различается по характеру распределения магнитных тел в ее слоях. В районах с субокеанической корой сильно увеличивается количество смешанных тел, при отсутствии подкоровых тел. В западной части Тихого океана, с его корой океанического типа, наряду с коровыми и смешанными телами, большое значение имеют подкоровые магнитные тела.

В районах с субокеаническим и океаническим типами коры большим развитием, чем это показано на рисунке 1, по-видимому, пользуются коровые тела, однако из-за малой детальности наблюдений, о чем говорилось выше, эти тела не могли быть выделены.

Подкоровые магнитовозмущающие тела встречаются преимущественно в районах с океанической корой и на отдельных участках с корой континентального типа. Тела смешанного типа характерны для районов с корой субокеанического и океанического типов. На площадях с континентальным типом коры смешанные тела, у которых нижняя кромка находится ниже границы М, либо верхняя погружается до глубины 30—40 км, встречаются лишь в отдельных участках: к востоку от Сахалина и в районе северных Курильских островов, где отмечается резкое изменение мощности земной коры.

В центральной части Охотского моря для многих магнитовозмущающих тел нижнюю кромку определить не представляется возможным. Однако форма и размеры соответствующих аномалий позволяют предполагать, что нижние кромки магнитовозмущающих тел залегают не глубже 30 км, т. е. большинство тел в этом районе относится к коровым.

Из приведенного выше материала наблюдается отчетливая закономерность, которая сводится к тому, что по мере уменьшения мощности земной коры, т. е. по мере перехода от коры континентального типа к океанической коре все в большем количестве появляются вначале тела смешанного типа, а затем подкоровые. Это происходит как за счет уменьшения мощности земной коры, так и вследствие проявления в разрезе верхней части земли тел с глубиной залегания верхней кромки больше 10 км. При продвижении с запада на восток, что в принципе соответствует переходу от коры континентального типа к океанической коре, наблюдается также и увеличение глубины залегания нижних кромок магнитовозмущающих объектов от 10—20 км на западе, до 40—50 км на востоке. Увеличение глубины залегания нижних кромок магнитовозмущающих масс по направлению от континента к океану отмечалось и ранее; высказывались также замечания по поводу возможных причин этого явления (Гайнанов, 1964).

Применительно к рассматриваемой территории А. Г. Гайнановым (1964) отмечен интересный факт уменьшения глубины залегания нижних кромок магнитовозмущающих масс под положительными структурами земной коры (Курило-Камчатской и Алеутской островными дугами) и увеличение этой глубины под отрицательными структурами (Курило-Камчатским и Алеутским глубоководными желобами). Ссылаясь на распределение теплового потока в пределах Восточно-Тихоокеанского подвижного хребта и смежных желобов, он объясняет уменьшение глубины залегания нижних кромок магнитовозмущающих тел под положительными структурами увеличением теплового потока и соответственно подъемом изотермы точки Кюри, а увеличение глубины этих тел под отрицательными структурами — уменьшением теплового потока и, как следствие, погружением изолинии Кюри. Наши исследования не подтверждают это предположение, хотя в отдельных случаях как будто и наблюдается описанная выше закономерность. Можно, например, сослаться на распределение магнитовозмущающих тел по профилю 1 (рис. 3) и на сводный разрез А—А'. На том и другом разрезах отмечается отчетливое уменьшение глубины залегания нижних кромок магнитоактивных объектов под о. Итуруп, принадлежащем Курило-Камчатской дуге.

Заслуживает внимания анализ взаимоотношения магнитовозмущающих тел и гипоцентров землетрясений в пределах Курило-Камчатской зоны. На рис. 3 приведены разрезы земной коры через эту зону, на которые нанесены магнитовозмущающие тела и гипоцентры землетрясений. Гипоцентры землетрясений нанесены также на сводном разрезе. Как видно из этих рисунков, магнитовозмущающие тела в пределах фокальной зоны землетрясений отсутствуют. Следует учитывать, что распространять это утверждение и на мелкие магнитные тела, располагающиеся в верхней части земной коры, мы можем только предположительно, поскольку, как указывалось выше, имеющиеся в нашем распоряжении аэромагнитные данные недостаточно детальные и возможно, что аномалии от таких тел не зарегистрированы при съемке. Этот вопрос окончательно можно будет решить после детальных гидромагнитных исследований, которые в настоящее время организованы в Сахалинском комплексном научно-исследовательском институте.

Таким образом, в результате обработки и анализа магнитных данных определяется ряд интересных закономерностей по распределению магнитовозмущающих тел в верхней части Земли, а также намечается связь магнитных особенностей последней с сейсмической активностью региона.

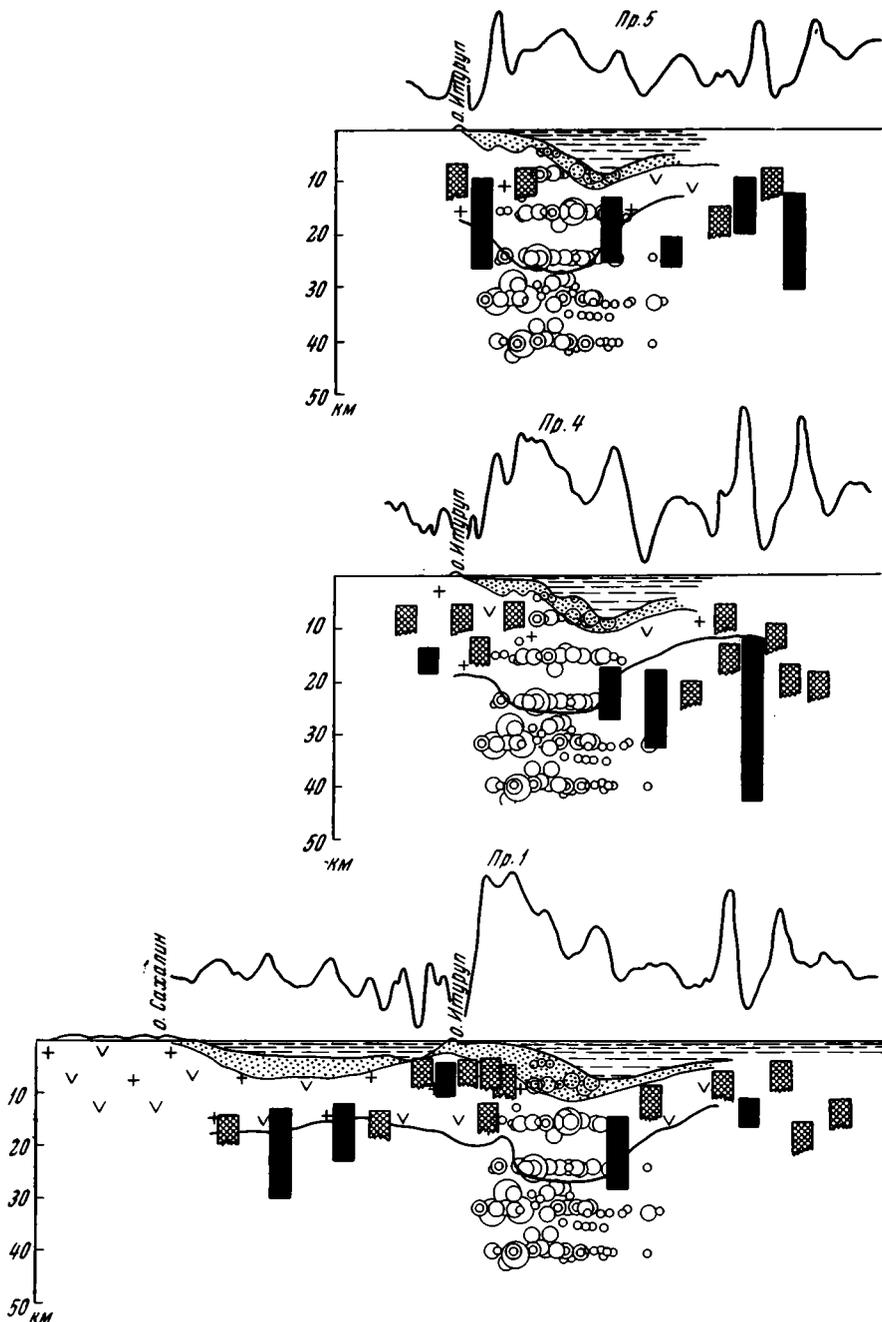


Рис. 3. Разрезы по профилям 5, 4, 1  
(условные обозначения см. рис. 2)

Описанные выше факты о взаимоотношении магнитовозмущающих тел со слоями земной коры и верхней мантии хорошо согласуются с ранее опубликованными материалами (Гайнанов, Соловьев, 1963; Гайнанов, 1964). Вместе с тем следует отметить, что проведенные исследования являются первым этапом интерпретации магнитных данных.

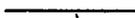
В настоящее время в обработке находятся профили по всей акватории зоны перехода, в связи с чем некоторые из полученных выводов могут быть существенно дополнены и уточнены.

### Литература

- Беляевский Н. А., Борисов А. А. Глубинное строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Сов. геология, 9, 1964.
- Булина Л. В. Об использовании материалов аэромагнитной съемки для изучения глубинного строения земной коры в пределах Сибирской платформы. Сов. геология, № 5, 1961.
- Гайнанов А. Г., Соловьев О. Н. О природе магнитных аномалий в области перехода от Азиатского материка к Тихому океану. Докл. АН СССР, т. 151, № 6, 1963.
- Гайнанов А. Г. О природе магнитных аномалий переходных зон Тихого океана. Сов. геология, № 10, 1964.
- Косминская И. П., Зверев С. М. и др. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Изд-во «Наука», 1964.
- Кузнецов Г. Ф. Метод автоматической интерпретации сложных магнитных аномалий. Геология и геофизика, № 1, 1965.
- Пятницкий В. К. К методу касательных. Вопросы разведочной геофизики. Сб. 2. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1961.
- Ривош Л. А. Геологическая характеристика главных тектонических структур Востока СССР, переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану и абиссального дна последнего. Геология и геофизика, № 5, 1964.
- Соловьев О. Н. Аэромагнитная съемка в районе Курило-Камчатской островной дуги. Сб. «Прикладная геофизика», вып. 29. Гостоптехиздат, 1961.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований. Геология и геофизика, № 10, 1963.

Сахалинский комплексный  
научно-исследовательский институт  
СО АН СССР

Статья поступила  
3 марта 1966 г.



В. А. СОКОЛОВ

О СТАТЬЕ А. С. НОВИКОВОЙ «О СТРОЕНИИ  
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПРОТЕРОЗОЕ»<sup>1</sup>

В трех статьях первого номера журнала «Геотектоника» в той или иной форме рассматривается вопрос о тектонических структурах ятулийских отложений Карелии, по мнению авторов одной из статей (Гарецкий, Шлезингер, Яншин, 1965) «слабо еще изученных»<sup>2</sup>. Такой интерес к ятулийским отложениям нельзя не приветствовать. Вместе с тем хочется сразу же сделать замечания по существу некоторых положений статьи А. С. Новиковой, напечатанной в журнале, ибо исследования, проводимые ею в Карелии, по-видимому, будут продолжены и поэтому направление работы и выводы могут представлять значительный интерес. Замечания касаются трех вопросов: 1) тектоники и истории развития Онежской и других впадин; 2) слагает ли зона локальных средне-протерозойских структур восточной части Балтийского щита авлакоген; 3) являются ли ятулийские отложения древним чехлом Восточно-Европейской платформы.

Каждый из этих вопросов может быть предметом специального исследования и естественно, что в краткой статье А. С. Новикова смогла только поставить эти вопросы и намечить те или иные направления их решения.

1. О тектоническом строении и истории развития Онежской и других впадин. Представления А. С. Новиковой о тектоническом строении Онежской впадины, основанные на «новых данных по ее морфологии», выражены в меридиональном и широтном профилях этой впадины, иллюстрирующих статью. Эти профили на первый взгляд подкупают своей наглядностью, но внимательное знакомство с ними показывает, что при выбранном масштабе на них теряются многие крупные детали морфологии складок, очень характерных для ятулия, и искажается характер литолого-стратиграфических взаимоотношений между различными толщами ятулия. Так, в западной части широтного профиля в районе оз. Пялозера<sup>3</sup> показывается желоб, заполненный «кварцито-диабазовой» и «сланцево-диабазовой» сериями; по-видимому, имеются в виду развитые здесь ятулийские отложения сегозерского типа, которые являются синхронными ятулийским отложениям Онежского типа, заполняющим Онежскую впадину. Нижне- и среднеятулийские толщи в районе западнее оз. Б. Пялозеро представлены гравелито-кварцито-песчаниковыми породами, переслаиваемыми с основными эффузивами. Верхнеятулийская толща состоит из песчано-сланцевых и карбонатных пород. Суммарная мощность осадочных пород 105 м, а основных эффузивов около 200 м. К востоку эти отложения (аллювиально-дельтовые в основном) фациально сменяются терригенно-карбонатными толщами (мелководно-морскими) ятулия Онежского типа, которые имеют мощность около 500 м. Анализ мощностей и фаций указывает на то, что образования желоба типа Волновахского или Южно-Донбасского здесь, по-видимому, не происходило. Очень наглядно взаимоотношение ятулийских пород онежского типа с гранитоидами основания в западном борту Онежской впадины видно в районе д. Пялозеро. Здесь в основании разреза залегают песчаниковые и туфогенно-сланцевые породы нижнего ятулия, а выше — терригенно-карбонатные и шунгито-карбонатно-сланцевые толщи (с покровами основных эффузивов) среднего и верхнего ятулия. Суммарная мощность этих пород около 500 м. Они залегают моноклинально под углом 10—20°, т. е. и здесь не подтверждается наличие желоба.

«Краевые синклинали» Онежской впадины (Викшиламбинская, Святнаволокская, Мяндусельская, Янгамская, Кумсинско-Медвежьегорская), которые являются центриклиналами Онежской структуры, напоминают желоба только по форме в плане (вытянутые синклинали), являясь на самом деле эрозионными останцами более крупных ятулийских структур, имеющих сложное строение. Конечно, большой интерес представляет приуроченность к некоторым из них эффузивов ятулийского магматического комплекса, но эти эффузивы появились после нижнего и после среднего ятулия и не определяли развитие тектонических форм в ятулии, а лишь подчинились общим закономерностям оживления древних разломов, которые предопределили ход образования конседиментационных ятулийских структур и играли заметную роль в их позднейшем преобразовании. Такая очень интересная зависимость отчетливо устанавливается в Сегозерско-Елмозерской, Янгозерско-Селецкой и других ятулийских структурах, где также не устанавливаются асимметричные конседиментационные желоба того типа, которые так хочется установить А. С. Новиковой. На меридиональном профиле показывается асимметричный желоб в районе Кондопожской губы — пос. Соломенное. Такая

<sup>1</sup> Журнал «Геотектоника», № 1, 1965.

<sup>2</sup> Вопросы тектоники ятулия разбирались в работах: К. О. Кратца (1963), К. О. Кратца и Ю. И. Лазарева (1961), М. А. Гиляровой (1948), Л. Я. Харитоновой (1960) и др.

<sup>3</sup> По-видимому, это оз. Большое Пялозеро (или Пальсозеро) в отличие от оз. Пялозеро, расположенного южнее.

рисовка представляется слишком смелой и в значительной мере не обоснованной фактическим материалом.

Касаясь вопроса об истории развития тектонических структур, А. С. Новикова отмечает, что заложению Онежской и других впадин восточной части Балтийского щита предшествовало накопление осадков кварцевой толщи и, что значительные локальные прогибания были связаны с наиболее интенсивным вулканизмом. С такой трактовкой трудно согласиться. Во-первых, образование впадин — областей накопления ятулийских осадков различного типа, значительно больших по площади, чем сохранившиеся теперь останцы их, происходило одновременно с осадкообразованием. Во впадинах (изометричных или вытянутых) в зависимости от мобильности блоков доятулийского основания образовывались различной мощности полифациальные толщи синхронных друг другу терригенных и терригенно-карбонатных пород с образованием конседиментационных структур, складок «облекания»; «отражения» и др. Причем, как показывает прослеживание ниже-, средне- и верхнеятулийских отложений по простираению последовательность в залегании литолого-стратиграфических пачек сохраняется независимо от характера ятулийских складок.

Во-вторых, проявление основного вулканизма в ятулии происходило дважды и связано с регрессиями в конце нижнего и среднего ятулия. При этом интенсивность излияний не связывается с локальными прогибаниями. Так например, в районе Святаволокка при суммарной мощности ятулия 300 м на долю основных эффузивов приходится 200 м, а в Чиркокемской структуре, где вулканитов вообще нет, мощность ятулийских пород превышает 1400 м. Подобных примеров, иллюстрирующих то, что возникновение ятулийских впадин происходило вне зависимости от излияния основных лав, можно было бы привести множество. Все это свидетельствует, что развитие ятулийских структур никак прямо не предопределяется «зонами проницаемости магматических пород», образовавшихся в ятулийское время.

Таким образом, историю развития ятулийских структур следует рисовать иначе, учитывая специфику неравномерных движений различных по форме блоков доятулийского основания, характер изменения мощностей и фаций ятулийских осадков, проявление вулканизма и характер направленного изменения формы тектонических структур в процессе их развития в конседиментационную и постконседиментационную стадии.

2. Слагают ли ятулийские отложения авлакоген? А. С. Новикова, основываясь на якобы имеющемся сходстве тектонических структур и других особенностей ятулийских отложений с тектоническими формами и их генетическими свойствами в авлакогене Большого Донбасса, делает вывод, что локальные тектонические структуры ятулия в районе Онежского оз.—Сегозера представляют собой авлакоген. Он назван Онежско-Сегозерским (стр. 68) или Восточно-Балтийским (стр. 69). Чтобы оценить правомочность выделения такой тектонической единицы, следует сразу же получить ответ на вопрос: какое же геологическое содержание вкладывает А. С. Новикова в выделенный ею Онежско-Сегозерский авлакоген? Из статьи мы узнаем, что это серия выполненных средним протерозоем локальных прогибов и впадин, которые прослеживаются широкой полосой (около 150 км) на протяжении 500 км. Какие геологические границы имеет авлакоген и какие «прогибы» и «впадины» он включает (кроме Онежской и Сегозерско-Елмозерской), в статье не указывается. Поэтому о контурах и строении авлакогена по данной статье судить нельзя. Основной причиной выделения авлакогена, как это можно думать, исходя из содержания статьи, явилось видимое А. С. Новиковой сходство между строением Онежской впадины со структурами Большого Донбасса. Но даже, если бы такое сходство и было доказанным, а выше это уже ставилось под сомнение, то все равно этого было бы недостаточно для выделения новой тектонической единицы. Остается также неясно, к какой тектонической категории следует отнести в случае выделения авлакогена, ятулийские отложения, которые развиты за пределами указанной полосы, например в Восточно-Карельской, Восточно-Финляндской и других синклиорных зонах. А распространенные по территории Карелии ятулийские отложения характеризуются общностью геолого-литологических особенностей и единым планом образования структур в конседиментационную и преобразования в постконседиментационную стадии развития.

Таким образом, отвечая на поставленный выше вопрос, можно сказать, что выделенный авлакоген не имеет в статье достаточной геологической аргументации. Сама же идея А. С. Новиковой о необходимости нового подхода к расшифровке тектонической природы ятулийских структур заслуживает одобрения.

Попутно следует заметить, что содержание самого термина «авлакоген», хотя он и получил в последние годы широкое распространение, не является строго определенным. Под этим названием выделены разнообразные по возрасту, тектоническому строению, величине, интенсивности прогибания и проявлению магматизма линейные симметричные прогибы (тектонические впадины, в теле платформы, протягивающиеся на сотни километров). Но, как справедливо указывал А. А. Богданов, до сих пор «отсутствует типизация авлакогенов», а поэтому сам термин имеет очень широкое значение и не отражает специфики строения отдельных «бороздой рожденных впадин». Н. С. Шатский, вводя научный рабочий термин «авлакоген» и намечая первую классификацию их (простые и сложные авлакогены), надеялся на дальнейшую разработку теории авлакогенов и предупреждал, что «надо узко применять термин» и, «что всякий термин хорош только тогда, когда его можно точно применить». Назрела, по-видимому, необходимость в

проведении работы по типизации авлакогенов и раскрытию содержания разных их типов.

3. Являются ли ятулийские отложения древним чехлом Восточно-Европейской платформы?

Среди карельских геологов наибольшим признанием пользуется представление о том, что нижнепротерозойские отложения являются геосинклинальными образованиями; верхнепротерозойские (нотнийские) — платформенными, а среднепротерозойские (сарнолий, ятулий, суйсарий) представляют собою образования переходного этапа от геосинклинали к платформе, т. е. этапа, известного в литературе под разными названиями: полуплатформенного, парагеосинклинального, остаточного-геосинклинального, орогенного и др. Из этого следует, что многие геологи отдавали себе отчет в том, что ятулийские отложения образовались не в заключительную стадию развития геосинклинали, как это подчеркивает А. С. Новикова, а в собственно постгеосинклинальную стадию, т. е. принадлежность их к консолидированному фундаменту платформы не была «общепризнанной». Теперь же выдвигается вопрос: не являются ли ятулийские отложения останцем древнего чехла Восточно-Европейской платформы? Эти отложения, несогласно перекрывая архейско-нижнепротерозойские образования, отделяются от них, а также от сарнолийских конгломератовых толщ, горизонтом древней коры химического выветривания площадного типа. В составе ятулия развиты континентально-мелководно-морские осадки, переслаивающиеся с эффузивами основного состава. Мощность их 1000—1800 м. Ятулийские отложения образуют различные по морфологии складки, сходные с покровными складками блокового типа («отраженными», «штамповыми», «облекания» или «приразломными», «приблоковыми» и т. д.), которые характерны для осадочного покрова многих молодых платформ. Унаследованность простирания ятулийских складок от направления подстилающих нижнепротерозойских складчатых структур является выражением свойства молодых платформ. Таким образом, основные характеристики ятулийских отложений не противоречат высказанному в статье, а еще ранее Е. В. Павловским и М. С. Марковым (1963), предположению об отнесении ятулийских отложений к платформенным образованиям нижней части осадочного покрова платформы. Это тем более заслуживает дальнейшего рассмотрения, так как в последние годы все чаще возникают суждения о том, что нотнийские отложения (их платформенный характер признается большинством геологов) соответствуют какой-то части ятулийских отложений (Негруца, 1965).

Таким образом, можно приветствовать постановку этого вопроса, окончательное решение которого потребует анализа большого фактического материала, по тектонике древних и молодых платформ. Ятулийские отложения, слагающие наиболее древние на Восточно-Европейской платформе структуры платформенного типа, являются весьма благодатным объектом для такого типа исследований.

#### Литература

- Богданов А. А. О некоторых проблемах тектоники Европы. Вестн. МГУ. Сер. IV, Геология, № 5, 1961.
- Гиларова М. А. К стратиграфии и тектонике Карельской формации Центральной Карелии. Уч. зап. Гос. пед. ин-та, каф. геологии и минералогии, т. 72, 1948.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Изд-во АН СССР, 1963.
- Кратц К. О., Лазарев Ю. И. Основные черты тектонических структур ятулия. Пробл. геол. Карелии и Кольск. п-ова, Мурманск, 1961.
- Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Проблема геологии ятулия Карелии. Тезисы докл. годичн. сес. Уч. сов. ВСЕГЕИ, 1965.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники. Тр. Геол. ин-та АН СССР, Изд-во АН СССР, вып. 93, 1963.
- Харитонов Л. Я. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского п-ова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение. В кн. «Стратиграфия и корреляция докембрия», 1960.
- Шатский Н. С. О прогибах донецкого типа. Избр. труды, т. II. Изд-во «Наука», 1964.

Институт геологии Госгеолкома СССР  
г. Петрозаводск

Статья поступила  
19 августа 1965 г.

## ХРОНИКА

УДК 551.24 + 550.3

ВОПРОСЫ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ  
НА КОНФЕРЕНЦИИ ПО ПРОЕКТУ «ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ»

На проходившей с 27 января по 1 февраля в Москве Второй Всесоюзной конференции по международному проекту «Верхняя мантия и ее влияние на развитие земной коры» обсуждался широкий круг проблем строения и развития Земли. В числе наиболее интересных результатов изучения верхней мантии Земли следует назвать однозначное доказательство существования волновода в мантии путем анализа собственных колебаний Земли. Волновод в мантии — это явление глобальное, хотя не исключено, что он существует не повсеместно и отсутствует, например, под такими зонами, как островные дуги.

На примере Фенноскандии, которая после таяния ледника испытала быстрое изостатическое поднятие, устанавливается, что в верхней мантии под корой находится слой с резко пониженной вязкостью, величина которой составляет около  $10^{20}$  пуаз. Наличие под корой слоя пониженной вязкости сказывается на многих геологических процессах. Это приводит к резкому затуханию на поверхности Земли движений, источник которых лежит в мантии. Оказывается, что для поддержания платформенных движений под корой должны существовать течения со скоростями около  $10-10^2$  см/год.

Проведено экспериментальное изучение превращений при давлениях 40—80 кбар и температурах до 2500° С (глубины до 250 км) в калийсодержащих минералах. В обследованной области давлений происходит распад минералов, в результате чего калий входит в минералы относительно малой плотности. Подобные превращения в глубинах Земли должны приводить к концентрации калия в минералах, плотность которых ниже плотности мантии. Предложено объяснение концентрации радиогенного калия в наружных слоях Земли. Изучены превращения в породах при давлении 5—25 кбар и температурах 800—2000°. Для базальта и эколгита установлено, что эколгитизация базальта начинается при давлениях 15 кбар. При 20—25 кбар кристаллизуются минералы эколгита. В безводных условиях при давлении 20—25 кбар и температуре 1000—1130° из базальтового расплава кристаллизуются гранат и пироксен; при участии воды и более низких температурах образуются также амфиболы и слюды. Исследование расплавов основного и ультраосновного состава показало, что при высоких давлениях и температурах фракционная кристаллизация протекает иначе, по сравнению с поверхностными условиями. На глубинах, соответствующих верхней мантии, из химически однородных пород могут образовываться магматические комплексы весьма различного состава. Проведены эксперименты по плавлению и кристаллизации базальта в условиях повышенных температур и давлений. При давлении 28 кбар с повышением температуры от 1230° С наблюдается переход от эколгита к гранулиту, затем габброидам и перидотиту и, наконец, плавление при 1400° С.

Изучение скорости распространения сейсмических волн в архейских метаморфических породах различного состава при всестороннем давлении до 20 кбар показало значительную анизотропию скорости продольных волн, достигающую в существующем биотитовых породах 60—80% при атмосферном и 25—30% при высоком давлении.

На основании изучения напряженного состояния в очагах землетрясений получено поле упругих напряжений Земли. В пределах земного шара выявлены сейсмические зоны с различным типом напряженного состояния. В пределах Тихоокеанского подвижного пояса тип напряженного состояния — одностороннее горизонтальное сжатие, перпендикулярное простиранию геологических структур. В пределах зоны Байкальских грабенов — горизонтальное растяжение, перпендикулярное структурам. Близкая картина и в зоне грабенов Восточной Африки, но там наряду с горизонтальным растяжением установлено также и горизонтальное сжатие. Данные о поле упругих напряжений Земли являются исходным материалом при построении теорий развития земной коры.

Оценка релаксирующих термоупругих напряжений при допустимой скорости изменения температуры (100—200° за последний миллиард лет) показала, что они в лучшем

случае достигают критических значений  $10^6$  *дин/см<sup>2</sup>*. Поэтому планетарные температурные напряжения могут играть только роль фона, на котором развивается сейсмическая активность. В переходной зоне континент — океан температурные напряжения могут превосходить предел прочности пород.

К числу крупных достижений последних лет в изучении Земли следует отнести установление западного дрейфа постоянного магнитного поля Земли и первые результаты исследования электропроводности верхней мантии путем анализа поведения переменного электромагнитного поля Земли.

Получены принципиально новые данные о строении верхних горизонтов мантии на континентах и под океанами. Обобщение результатов сейсмических исследований, выполненных на юге СССР, позволило установить повсеместно развитую анизотропию сейсмических скоростей в слое, лежащем ниже раздела Мохоровичича. Оказалось, что в меридиональном направлении скорость в породах верхней мантии оказывается выше, чем если ее измерять по профилям, идущим в широтном направлении. Детальные сейсмические исследования на ложе Тихого океана, недалеко от южных Курильских островов, позволили получить данные о структуре верхов мантии на глубинах 8—10 км ниже поверхности «М». Совместный анализ географов и амплитудных кривых позволили подобрать скоростные разрезы, удовлетворяющие экспериментальным данным. Верх мантии изменчивы в вертикальном и горизонтальном направлениях. На профиле протяженностью в 240 км выделено несколько типов разрезов мантии. Каждый разрез представлен чередованием однородных и неоднородных слоев с градиентами и скачками скоростей. Предельные значения скоростей от 8,2 до 8,8 км/сек. Полученные результаты свидетельствуют, что наши представления об однородном составе верхней мантии океанов слишком упрощены. Оказалось, что верхняя мантия океанов имеет примерно такое же строение, как и земная кора континентов.

Получено много новых данных о строении коры в различных районах СССР. Здесь в первую очередь следует сказать о профиле глубинного сейсмического зондирования, пересекающем Большой Кавказ. Под высокогорным хребтом мощность земной коры оказалась увеличенной до 60 км, против 40—45 под Курильской депрессией и Предкавказьем. Такой «корень гор» под Кавказским хребтом не был неожиданностью, но принципиально новым было то, что он образовался за счет раздвигания «базальтового» слоя. Под хребтом этот слой приближен к поверхности и кровля его залегает на глубине всего лишь 15 км. Этот факт заставляет пересмотреть широко распространенное мнение, что под горами альпийской складчатой области имеет место раздвигание «гранитного слоя».

Другой уникальный профиль ГСЗ пройден в меридиональном направлении вдоль восточного побережья Каспия. Он позволил установить такие важные для тектоники факты, как резкое сокращение докайнозойских осадков в Южно-Каспийской впадине, что подтверждает предположение о геантиклинальном развитии этой тектонической области в верхнем палеозое и мезозое.

Обобщение данных глубинного сейсмического зондирования на территории юга СССР (Кавказ, Прикаспийская впадина, Туркмения) позволило составить первую достоверную схему рельефа поверхности Мохоровичича, построенную для всей территории по единой методике. Сопоставление этой схемы с геологической и тектонической картами позволяет установить, например, совпадение крупных прогибов в рельефе Мохоровичича с зонами мощных накоплений пермь-мезозойских осадков в Южно-Мангышлакском и Северо-Устюртском прогибах, что можно объяснить лишь сохранением «корней» в рельефе границы «М» с раннемезозойского времени. С другой стороны, имеется значительное число молодых прогибов, которым в рельефе границы «М» соответствует поднятие.

Интересные данные о строении земной коры получены на Балтийском щите. Основное внимание там уделялось изучению верхних горизонтов коры. Удалось пролить свет на существовавшее раньше противоречие между наблюдаемыми на поверхности интенсивно дислоцированными слоями горных пород, с одной стороны, и устанавливаемыми геофизическими методами субгоризонтальными сейсмическими границами в коре, с другой. Детальными сейсмическими исследованиями обнаружено повсеместно наблюдаемое выполаживание с глубиной сейсмических границ от крутонаклоненных близ поверхности до почти горизонтальных на глубинах 5—10 км.

Заслуживает упоминания первый сводный профиль глубинного сейсмического зондирования в Сибири, протягивающийся от Уральского хребта почти до Байкала. Детальные сведения о строении коры получены в Центральном Казахстане и других районах СССР.

В изучении земной коры океанов наибольший интерес представили исследования рифтового ущелья в Индийском океане. Рифтовое ущелье представляет собой трещину, рассекающую земную кору, вероятно, до ее основания. Ультразвуковые породы, вскрытые в основании ущелий, близки к альпийскому гипербазитам континентов (диопсидовые гарцбургиты). Этот состав выдерживается на 2000 км по простиранию рифта. Совокупность свойств изученных пород дает основание предполагать, что дифференциация мантийного вещества под океанами протекала при участии зонного вытравливания базальтов в стационарных условиях, а степень дифференциации их была ниже, чем под континентами. Происходило выжимание их в твердом или пластическом состоянии, сопровождавшееся сжатием, сдавливанием и деформацией кристаллов. Сопутствующая этому серпентинизация происходит за счет ювенильной воды. Подъем пород верхней мантии

сопровождается значительным выносом тепла. Предполагается, что этот процесс является причиной образования структур типа срединно-океанических хребтов, активно развивающаяся часть которых соответствует рифтовым зонам. В пределах этих структур возникает своеобразный тип земной коры, отличающийся от коры океанических плит. Сделан вывод о глобальном поднятии вещества верхней мантии в этих областях и о существовании перидотитового пояса Земли, связанного с рифтовой зоной.

На конференции сообщены предварительные результаты комплексного обобщения всех геофизических материалов по территории СССР. Составлена наиболее обоснованная карта рельефа поверхности Мохоровичича для территории нашей страны; более полно изучена зависимость между мощностью земной коры, высотой рельефа и аномалиями силы тяжести. Оказалось, что в разных геотектонических зонах эта зависимость оказывается существенно разной. Установлено, что в пределах равнинно-платформенных областей при высотах от 0 до 500 м корреляция между альтитудой и мощностью коры отсутствует. При одной и той же высоте местности мощность коры изменяется на 15—20 км.

Комплекс геофизических методов, изучающих земную кору, постоянно увеличивается. В последние годы он пополнился данными о термическом поле Земли. Измерение теплового потока в различных по развитию геотектонических зонах показало, что он минимальный на докембрийских щитах и последовательно увеличивается по мере омоложения возраста складчатых сооружений. В современных тектонически активных поясах Земли обнаружена резкая дифференциация тепловых потоков, изменяющаяся по величине в несколько раз и достигающая максимальных значений в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов. Устанавливается корреляция теплового поля с другими геофизическими и геологическими параметрами. С учетом различного теплового режима основных структурных элементов земной коры определены средние тепловые потоки для областей с земной корой континентального и океанического типов и Земли в целом, а также общие потери тепла Земли в современную эпоху, равные  $(6,02 \pm 10\%) \cdot 10^{18}$  мкал/сек.

На конференции рассматривалось современное состояние проблемы дрейфа материков по палеомагнитным измерениям. Установлено несоответствие сеток палеомагнитных параллелей для разных платформ и сильный разброс палеомагнитных направлений в пределах Тетиса и Монголо-Охотского складчатого пояса. При справедливости гипотезы центрального осевого диполя это означает, что вся сумма палеомагнитных данных может быть объяснена только в предположении взаимных перемещений и поворотов отдельных платформ и горизонтальных деформаций в складчатых поясах. Альтернатива — гипотеза длительно существующих неподвижных континентальных аномалий, превышающих главное поле и инвертирующих вместе с этим полем, — создает большие трудности для теории земного магнетизма и ставит под удар ряд принятых геомагнитологами положений. Рассмотрение карт палеопараллелей от каменноугольного до палеогенового периодов позволяет проследить процесс распада Гондваны, постепенного отхода ее осколков от южного полюса и формирование новой группировки континентов в северном полушарии, сопровождающееся сильным сжатием и поворотами масс в складчатых поясах. Оценки радиуса Земли в палеозое по палеомагнитным данным свидетельствуют в пользу гипотезы умеренного расширения Земли за счет океанов.

Значительная часть докладов на конференции была посвящена обсуждению новейших материалов, их интерпретации и построению частных и общих гипотез о направлении развития верхней мантии и земной коры. На конференции широко освещались строение и возможные пути развития так называемых переходных зон, расположенных на границе между континентом и океаном. Сопоставление геофизических (главным образом, сейсмических) данных с геологической историей указывает, по мнению ряда докладчиков, на проявление в переходных зонах процесса трансформации материковой коры в промежуточную. Поскольку материковые условия по геологическим данным раньше существовали в некоторых областях, имеющих сейчас океаническую кору, следует предположить, что указанная трансформация может развиваться вплоть до замещения материковой коры океанической.

Наибольшее признание на конференции получили представления о глубинной дифференциации вещества верхней мантии как наиболее вероятной причины проявляющихся на поверхности геологических явлений. Источники магм вулканов, по-видимому, располагаются в волноводе верхней мантии, где в результате частичного расплавления формируются магматические очаги.

И. А. Резанов



**Абрам Аронович Сорский**

7 апреля 1967 г. после тяжелой продолжительной болезни скончался старший научный сотрудник Отдела геодинамики Института физики Земли АН СССР кандидат геолого-минералогических наук Абрам Аронович Сорский. Он ушел от нас в самом расцвете творческих сил, не успев завершить многие из своих разнообразных исследований. Его ранний уход — большая потеря для тектоники, сейсмотектоники и геофизики.

Абрам Аронович Сорский родился 16 октября 1919 г. в г. Коканде. В 1933 г. семья переехала в Москву, где А. А. Сорский в 1938 г. окончил школу и поступил на геологический факультет Московского геолого-разведочного института им. С. Орджоникидзе. Еще будучи студентом, в годы Великой Отечественной войны, Сорский работал с 1941 по 1943 г. в Уральской алмазной экспедиции, проводя самостоятельные геолого-поисковые исследования в бассейне среднего течения г. Чусовой на Среднем Урале и участвуя в составлении геологического отчета по партии. Уже в это время он отличался серьезным отношением к геологической науке и практике. Это отношение он сохранил на всю жизнь.

По окончании МГРИ Абрам Аронович работал в качестве инженера-геолога в Южно-Уральской комплексной партии Алмазной экспедиции.

В ноябре 1946 г. Сорский поступил в аспирантуру Геофизического института АН СССР. Тема, которую он выбрал (его руководителем был В. В. Белоусов), — изучение механизма образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея — была новой и очень трудоемкой.

В этой работе на основании анализа большого фактического материала Сорский сделал вывод о послонной течи горных пород как ведущем процессе при развитии деформаций в исследуемой зоне. Было установлено, что неравномерность течения приводит в процессе деформации к появлению участков преимущественного раздавливания и выжимания материала горных пород и участков их преимущественного нагнетания. Свое исследование Абрам Аронович провел на высоком методическом уровне. Его монография «Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея», опубликованная в 1952 г., еще долго будет оставаться образцом подобных исследований, несмотря на большое количество работ, появившихся за последние годы и у нас и за рубежом в этом направлении. Эту работу Сорский защитил в 1951 г. в качестве диссертации на степень кандидата геолого-минералогических наук.

Еще до защиты диссертации А. А. Сорский был поставлен перед необходимостью временно изменить направление своих исследований. Все силы Геофизического института и соответственно Отдела геодинамики были в то время, по правительственному заданию, направлены на изучение землетрясений. Абрам Аронович весьма энергично и с полной отдачей сил — как все, что он делал — обратился к этой новой для него теме. Начав исследования в высокосейсмичном Шемахинском районе Азербайджана, Сорский пришел к совершенно справедливому выводу о необходимости изучения условий возникновения кавказских землетрясений на фоне регионального изучения геологической истории Кавказа. Всестороннее изучение геологической истории этого региона позволило установить ряд новых закономерностей, характеризующих связи сейсмичности и тектоники Кавказа.

Особое внимание А. А. Сорский обратил на мезозойскую историю Кавказа. Он доказал, что мезозойская история Большого Кавказа распадается на два геотектоничес-

ких этапа, разделенных «моментом» инверсии. В дополнение к установленной уже для геосинклинальных зон продольной геотектонической зональности была намечена поперечная зональность. Было установлено, что взаимосочетание этих зональностей на различных отрезках геологической истории обусловило основные различия составляющих Кавказ крупных геотектонических элементов. Особо было подчеркнуто значение границ между крупными геотектоническими элементами с длительно развивавшейся различной направленностью вертикальных тектонических движений.

Эти историко-структурные принципы были положены в основу карты сейсмического районирования Кавказа, составленной возглавлявшейся А. А. Сорским Кавказской экспедицией института. Впоследствии она послужила макетом для сеймотектонической карты Европы, составленной по заданию Европейской сейсмологической комиссии международного Союза геофизиков и геодезистов.

А. А. Сорский был одним из трех главных редакторов сеймотектонической карты Европы. Он объединял усилия большого коллектива научных сотрудников, составлявших эту карту, и неоднократно докладывал о ней на заседаниях Европейской сейсмологической комиссии (в Иене, Будапеште, Копенгагене), где она была обсуждена и получала высокую оценку со стороны сейсмологов и геологов различных стран Европы.

Последний доклад о сеймотектонической карте Европы Абрам Аронович делал в декабре 1966 г., уже будучи тяжело больным, на проходившем в Москве совещании неотектонической комиссии INQUA.

Вскоре после разрушительного землетрясения 26 июля 1963 г. в г. Скопле в Югославии А. А. Сорский был направлен туда в качестве эксперта-консультанта ЮНЕСКО. В составленных им отчетах для ЮНЕСКО и в статье, опубликованной совместно с доктором М. Арсовским, был высказан ряд соображений о тектонических условиях этого землетрясения, а также составлена первая схема новейшей тектоники Скопской котловины. А. А. Сорский предложил подробный план сеймотектонических исследований в районе г. Скопле. По его рекомендации югославские ученые обратились к Академии наук СССР с просьбой прислать временные сейсмические станции и командировать специалистов по сейсмологии и по новейшим и современным движениям. Намеченный комплекс работ имел очень большой объем, а результаты весьма существенны для сейсмрайонирования района г. Скопле.

В марте 1965 г. А. А. Сорский принимал активное участие в симпозиуме Международного Консультативного совета ЮНЕСКО в Югославии и внес ряд практических предложений о дальнейших исследованиях в области сеймотектоники Македонии. По окончании Симпозиума, А. А. Сорский на основе полученных геолого-геофизических данных составил специальную карту тектоники Скопской котловины, которая явилась основой для детальной карты сейсмического районирования этого района.

Городская управа г. Скопле наградила А. А. Сорского памятной медалью за особые заслуги перед городом. Абрам Аронович узнал о награждении за несколько дней до своей смерти...

Однако проблемы сеймотектоники, которым А. А. Сорский уделял большое внимание, далеко не поглощали всей его энергии. Не меньше сил отдавал он проблеме происхождения и механизма формирования складчатости в земной коре и развития самой земной коры. Большой материал по всему кругу вопросов, охватываемых этой проблемой, был накоплен в ходе кавказских исследований, главным образом на Восточном Кавказе, в Дагестане. Сорский поддерживал тесную связь с работавшими на Кавказе геофизиками, активно обсуждал с ними результаты глубинного сейсмического зондирования. Под его руководством и при его непосредственном участии была составлена серия детальных структурных профилей, пересекающих мегантиклиории Большого Кавказа в разных его частях, в различных структурно-исторических зонах. На этих профилях была показана зональность складок различных типов и намечены соотношения крупных и мелких структурных форм.

О результатах этих исследований А. А. Сорский опубликовал ряд статей и неоднократно докладывал на различных совещаниях, в частности на тектоническом совещании в Москве в феврале 1963 года. В связи с этой проблемой А. А. Сорский высказал интересные принципиально новые идеи о зависимости геосинклинальной складчатости от глубинных процессов формирования земной коры, о связи складкообразования с глубинным диапиризмом, о различном проявлении процессов деформации горных пород в различных структурно-исторических этажах. В своих последних работах А. А. Сорский подчеркивал, что все строение и развитие геосинклинальной области свидетельствует о формировании складчатости за счет энергетических источников самой геосинклинали.

Научная деятельность Абрама Ароновича является крупным вкладом в нашу геологическую науку.

Разносторонние научные интересы Абрама Ароновича хорошо сочетались с цельностью его характера и целеустремленностью в любом деле. Исключительная добросовестность и требовательность к себе были его отличительными чертами. Абрам Аронович Сорский останется в нашей памяти деятельным и энергичным, высоко принципиальным, не терпящим никакой фальши и лжи. Он был по настоящему очень человечным, верным, хорошим товарищем. Пустота, создавшаяся с его безвременным уходом, для нас очень тяжела.

*В. В. Белоусов, А. В. Горячев, И. В. Кириллова,  
Б. А. Петрушевский, В. А. Растворова, Г. Н. Рейснер,  
И. А. Резанов, Е. М. Рудич, А. Я. Салтыковский,  
Е. И. Черткова, Ю. М. Шейнманн,  
В. Н. Шолто, В. В. Эз*

Список печатных работ А. А. Сорского

1950 г.

О роли послонных дифференциальных движений при формировании складчатых структур. Докл. АН СССР, т. XXII, № 3.

О механизме тектонического разлинзования горных пород. Докл. АН СССР, т. XXII, № 5.

1952 г.

О гипотезе контракции, складкообразовании и пластическом течении вещества. Изв. АН АзербССР, 1952, № 2 (в соавторстве с И. В. Кирилловой).

Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея. Тр. ГЕОФИАН, № 18 (145).

К вопросу о Баскальском покрове в Восточном Закавказье. Докл. АН СССР, т. XXXIII, № 5 (в соавторстве с И. В. Кирилловой).

Краткий обзор сейсмичности и тектоники Кавказа. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 1 (в соавторстве с В. В. Белоусовым и И. В. Кирилловой).

1955 г.

О геотектонической истории Большого Кавказа в нижне- и среднеюрское время. Докл. АН СССР, т. 104, № 3.

К вопросу о тектоническом районировании складчатых областей. Докл. АН СССР, т. 100, № 2 (в соавторстве с И. В. Кирилловой).

О тектоническом разлинзовании в осадочных толщах. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1.

Письмо в редакцию. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 4 (в соавторстве с И. В. Кирилловой и В. В. Эзом).

О сейсмичности района Шемахи в Закавказье. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 1.

О тектоническом районировании Кавказа по типу складчатости. Тр. совещ. по тектонике Альпийской зоны (в соавторстве с И. В. Кирилловой).

О строении доальпийского фундамента Кавказа. Тр. совещ. по тектонике Альпийской зоны (в соавторстве с И. В. Кирилловой).

1956 г.

К истории геотектонического развития Большого Кавказа в юрское время. Сов. геология, сб. 54.

1957 г.

Исследование механизма землетрясений. Тр. ГЕОФИАН, № 40 (166) (в соавторстве с О. Д. Гоцадзе, В. И. Кейлис-Бороком, И. В. Кирилловой, С. Д. Коган, Т. И. Кухтиковой, Л. Н. Малиновской).

1960 г.

О методике составления карты сейсмического районирования масштаба 1 : 1 000 000 на примере Кавказа. Бюлл. совета по сейсмологии, № 8 (в соавторстве с И. В. Кирилловой).

Тектоника и сейсмичность Кавказа. Докл. сов. геол. на XXI ссс. Междунар. геол. конгр. (в соавторстве с И. В. Кирилловой).

Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. Изд-во АН СССР (в соавторстве с И. В. Кирилловой, В. А. Растворовой, Е. Н. Люстихом и В. Е. Ханым).

1961 г.

Инструкция по сейсмическому районированию. В кн. «Вопросы инженерной сейсмологии», в. 5. (в соавторстве с С. В. Медведевым, В. И. Бунэ, Н. А. Введенской, В. Н. Гайским, И. В. Кирилловой, И. Л. Нерсесовым, Ю. В. Ризниченко и Е. Ф. Саваренским).

1962 г.

Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа. В кн. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования».

История развития и механизм образования коробчатых складок Известнякового Дагестана. В кн. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования» (в соавторстве с В. Н. Шолпо).

О соотношении глубинного и поверхностного строения Большого Кавказа. Сов. геология, № 1.

1963 г.

К вопросу об инверсии геотектонического режима на Кавказе в альпийском цикле. Бюлл. Моск. о-ва испыт. прир., отд. геол., т. XXXVIII, № 5.

1964 г.

Тектонические условия возникновения разрушительного землетрясения в г. Скопле

(Югославия) 26 июля 1963 г. Бюлл. Моск. о-ва испыт. прир., отд. геол., т. XXXIX, № 2 (в соавторстве с М. Арсовским).

Типы геосинклинальной складчатости Кавказа и условия их формирования. В кн. «Складчатые области Евразии», М.

Выездная сессия Совета по проблеме «Строение и развитие Земли» в г. Тбилиси. Изв. АН СССР, Сер. геофиз., № 5 (совместно с Е. Е. Милановским).

A draft seismotectonic map of Europe (principles, contents, methods). В кн. 7. Tagung der Europäischen Seismologischen Kommission vom 24.9 bis 30.9.1962 in Jena DDR, Berlin. (Veröffentlichungen des Institute für Bodendynamik und Erdbebenforschung in Jena, N. 77).

#### 1965 г.

О причинах отсутствия «гранитного» слоя в осевых частях Черноморской и Южно-Каспийской впадин. В кн. «Докл. VII конгр. Карпато-Балканской геол. ассоциации». София, 1965.

#### 1966 г.

Основные черты строения и развития Кавказа в связи с его глубинной структурой. В кн. «Глубинное строение Кавказа».

О причинах отсутствия «гранитного» слоя в осевой части Черного моря и Южно-Каспийской впадине. Бюлл. Моск. о-ва, испыт. прир., отд. геол., т. XLI, № 3.

#### 1967 г.

Сейсмотектоническая карта Европы. Изд-во «Наука» (в соавторстве с В. В. Белоусовым и В. И. Бунэ) (в печати).

Основные проблемы геологии Кавказа (в соавторстве с Е. Е. Милановским, В. Е. Ханым и И. В. Кирилловой) (печатается в изд-ве «Pergamon Press»).

---

***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. М. 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 В 3-00-47, доб. 3-77**

Технический редактор *П. С. Максюта*

---

Сдано в набор 6/V—67 г. Т-06290 Подписано к печати 7/VII 1967 г. Тираж 1650 экз.  
Зак. 6724 Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Печ. л. 9,8+3 вкл. Бум. л. 3,5 Уч.-изд. листов 11,8

---

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

Цена 1 р. 20 к.

ПЕСОЧНЫЙ ПЕР. 3 кв. 42  
МАКАРЬЧЕВУ Г. И  
7 3 12 ГЕОТЕКТ

Индекс  
70228

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»  
ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ:**

**БАШАРИН А. К. ВОСТОЧНО-ВЕРХОЯНСКАЯ ЭПИКРАТОННАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ.**  
18 л. 1 р. 15 к.

В книге рассматриваются вопросы тектоники и развития складчатой области, расположенной между Охотским массивом и Алданским щитом. На основании анализа данных по стратиграфии, формациям, мощностям, несогласиям и складчатой структуре определяется развитие этой области как эпикратонной геосинклинали, заложившейся на архейском фундаменте.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся вопросами тектоники.

Темплан 1967 г. II полугодие № 313

**ЗАМАРАЕВ С. М. КРАЕВЫЕ СТРУКТУРЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ.** 23 л. 1 р. 50 к.

Монография посвящена выявлению взаимосвязи во времени и пространстве Сибирской платформы и Саяно-Байкальской складчатой системы. Основное внимание уделено анализу строения и развития краевых платформенных структур первого порядка, представленных здесь краевым швом, рифейскими миегеосинклиналями, рифейскими вулканическими поясами; нижнепалеозойскими краевыми прогибами и послепалеозойскими предгорными прогибами.

Издание рассчитано на геологов, занимающихся изучением тектоники Сибири.

Темплан 1967 г. II полугодие № 328

**МЕЛАНХОЛИНА Е. Н. СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА НЕВАДИД ЮЖНЫХ КОРДИЛЬЕР.**

Труды Геологического института. Вып. 180. 7 л. 50 к.

В работе дается описание геологического строения восточной части Тихоокеанского кольца. На основе использования обширного литературного материала по региональной тектонике Южных Кордильер автор дает характеристику мезозойской складчатой системы невадид с позиций советской геологической школы и пытается провести сравнительный анализ мезозойского СССР и Северной Америки.

Работа представляет интерес для широкого круга геологов различных специальностей.

Темплан 1967 г. II полугодие № 343

**ТРИФОНОВ В. Г. ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА ПРИБАЛХАШЬЯ И ЕЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ. ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА.** Вып. 175. 27 л. 2 р.

Книга представляет собой первую фундаментальную сводку по тектонике крупной и важной в сырьевом отношении области герцинских отложений СССР. Обобщены новейшие данные по стратиграфии, фациям и мощностям средне- и верхнепалеозойских отложений района, подробно описаны разрывные и складчатые нарушения, показана история их развития. Автор устанавливает происхождение многих структурных элементов, обосновывает существенную роль горизонтальных тектонических движений в формировании позднепалеозойской структуры района.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся геологической съемкой и поисками полезных ископаемых, вопросами региональной тектоники структурного анализа и тектонофизики.

Темплан 1967 г. II полугодие № 367

Заказы просим направлять по адресу:  
Москва, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой»  
«Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига»

