

*Ю. Шустаров*

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ГЕОТЕКТОНИКА

3

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1975

## ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАЙ — ИЮНЬ

МОСКВА

№ 3, 1975

## СОДЕРЖАНИЕ

Г. Х. Дикенштейн, Б. А. Соловьев, В. Е. Хаин. К проблеме районирования Средней Европы по возрасту складчатого основания	3
В. Д. Конкин, Г. В. Ручкин, В. С. Федоровский. Сравнительная характеристика шовных структур докембрия Карелии и северо-восточного Забайкалья	15
А. А. Гойжевский. Северо-Украинская горстовая зона	27
В. Н. Ларин, С. В. Руженцев. Моделирование покровных складок	36
В. Н. Шолпо. Глубинный диапиризм в Сванетском антиклинории (Большой Кавказ)	44
В. Н. Макаров. Инъективные дислокации среди палеозойских образований Горной Осетии (Центральный Кавказ)	60
Д. А. Назаров, С. П. Малкин. Опыт изучения начальных мощностей осадочных комплексов	68
В. С. Бочкарев, М. Я. Рудкевич. Раннеплатформенный этап развития Западно-Сибирской плиты	76
Е. Н. Меланхолина. Формационные комплексы в структурах Сахалина и Хоккайдо	88

## Краткие сообщения

Л. В. Ларионов. Оценка величины тектонических напряжений в зонах надвига	105
В. В. Кулаков, И. А. Михайлов. Опыт подсчета объема базальтовых излияний в рифтах Западно-Аравийской зоны	108

## Критика и дискуссии

В. М. Шужанов. О статье Ю. А. Зайцева «Об историко-геологическом содержании «переходного» этапа на примере Казахстана и Средней Азии» (Геотектоника, 1972, № 5)	111
---	-----

## Хроника

Совещание по разломам Белоруссии и Прибалтики	118
---	-----

## GEOTECTONICS

MAY — GUNE

MOSCOW

№ 3, 1975

## CONTENTS

G. Kh. Dikenstein, B. A. Soloviev, V. E. Khain. To the regionalization problem of Central Europe by the age of the folded basement . . . . .	3
V. D. Konkin, G. V. Ruchkin, V. S. Fedorovsky. Comparative characteristic of Precambrian suture structures in Karelia and North — Eastern Transbaikal area . . . . .	15
A. A. Goizhevsky. The North-Ukrainian horst zone . . . . .	27
V. N. Larin, S. V. Ruzhentsev. The modeling of cover folds . . . . .	36
V. N. Sholpo. Deep-seated diapirism in Svanetia anticlinorium (Greater Caucasus) . . . . .	44
V. N. Makarov. Injective dislocations in Paleozoic formations of Mountainous Osetia (Central Caucasus) . . . . .	60
D. A. Nazarov, S. P. Malkin. The results of studying initial thicknesses of sedimentary complexes . . . . .	68
V. S. Bochkarev, M. Ya. Rudkevich. The early platform stage in the evolution of the West-Siberian plate . . . . .	76
E. N. Melankholina. Formation complexes in the structures of Sakhalin and Hokkaido . . . . .	88

## Short Notes

L. V. Larionov. Evaluating the extension of tectonic stress in the upthrust zones . . . . .	105
V. V. Kulakov, I. A. Mikhailov. A computation of the volume of basaltic effusions in the rifts of the West Arabian zone . . . . .	108

## Critique and Discussions

V. M. Shuzhanov. On an article by Yu. A. Zaitsev «On the historical-geological content of the «transition» stage on the examples of Kazakhstan and Central Asia» (Geotektonika, 1972, No 5) . . . . .	111
---	-----

## Chronicle

Conference on the faults of Belorussia and the Baltic Provinces . . . . .	118
---	-----

УДК 551.242.51 (4)

Г. Х. ДИКЕНШТЕЙН, Б. А. СОЛОВЬЕВ, В. Е. ХАИН

## К ПРОБЛЕМЕ РАЙОНИРОВАНИЯ СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ ПО ВОЗРАСТУ СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ

Полученные за последние годы данные указывают на гетерогенность фундамента Средней Европы. Непосредственно к юго-западу от линии Торнквиста в юго-восточной Польше, а также в Польском Поморье под полого лежащими отложениями девона и карбона скважинами вскрыты складчатые нижнепалеозойские породы. Аналогичные складчатые образования вскрыты западнее, на острове Рюген (ГДР). На территории ГДР получены данные, уточняющие положение границы области варисцийской складчатости. Эта граница должна быть проведена значительно севернее предполагавшейся ранее.

Приведенные данные подтверждают принципиальное значение линии Торнквиста как крупного глубинного разлома, разделяющего две разновозрастные платформы — на востоке Восточно-Европейскую докембрийскую (древнюю) и на западе Западно-Европейскую (молодую) с ядрами древней консолидации.

В структуре Европейского континента уже сравнительно давно, со времен классических работ Г. Штилле и С. Бубнова, выделяются крупные структурные элементы разного времени консолидации — древняя платформа (Восточно-Европейская, Русская, Фенносарматия), каледониды Северо-Западной Европы, герциниды или варисциды Центральной и Западной Европы и Иберийского полуострова; наконец, пояс альпийской складчатости на юге континента, в области, примыкающей к Средиземноморью. И лишь для одной, но достаточно обширной области до настоящего времени однозначно не установлена ее тектоническая принадлежность; речь идет о крупной области длительных погружений, охватывающей Северное море, Данию, Польско-Германскую низменность и юго-западную часть Балтийского моря. Депрессия эта известна в литературе под разными наименованиями<sup>1</sup>, из которых, пожалуй, наиболее точным было название, данное ей А. А. Богдановым (1965): «перикратонная Южнобалтийско-Североморская впадина», но без спорного определения «перикратонная». Однако это название представляется слишком громоздким, а потому лучше назвать данную впадину Среднеевропейской, восстановив тем самым приоритет С. Бубнова. Нейтральный термин «впадина» при этом лучше заменить на «синеклиза» или даже «мегасинеклиза», учитывая ее крупные (более 600 тыс. км<sup>2</sup>) размеры и масштабы погружения (местами более 10 км). Итак, мы будем говорить в дальнейшем о Среднеевропейской мегасинеклизе.

Фундамент (складчатое основание) в пределах Среднеевропейской мегасинеклизы нигде не выступает на поверхность и лишь в относительно немногих пунктах вскрыт бурением. Поэтому неудивительно, что его

<sup>1</sup> Среднеевропейский прогиб по С. Бубнову (Bubnow, 1926); Перибалтикум по Г. Штилле (Stille, 1932); Саксонская геосинклиналь по Х. Беккеру (Becker, 1938); Североевропейский трог по Я. Самсоновичу (Książkiewicz, Samsonowicz, 1953); Североевропейский прогиб по В. Пожарскому (Pozaryski, 1957); Северогерманско-Польская или Северогерманско-Балтийская впадина по П. Дорну (Dorn, 1960); Среднеевропейская плита по М. В. Муратову (1966, 1972).

возраст длительное время остается предметом догадок и споров<sup>1</sup>. Г. Штилле (Stille, 1951) поместил эту область на своей схеме тектонического районирования Европы как «terra incognita», а на Международной тектонической карте Европы (1-е издание, 1962) она была показана как «область с фундаментом неустановленного возраста», несмотря на то что проблема этого возраста подверглась специальному обсуждению на сессии Редакционного комитета карты в Закопане в 1963 г. (см. Богданов и др., 1964) и повторно во Фрейберге в 1966 г.<sup>1</sup>

Обрамление Среднеевропейской мегасинеклизы складается структурными элементами весьма различного возраста. На северо-востоке располагается Восточно-Европейская древняя (добайкальская) платформа с фундаментом, сложенным в основном раннедокембрийскими породами, вдоль юго-западного края платформы подвергшимися, однако, значительной готской (1400—1200 млн. лет) и дальсландской (1000—800 млн. лет) переработке. Не вызывает сомнений принадлежность к древней платформе площади, лежащей к северо-востоку от зоны разломов знаменитой линии Тейсейра-Торнквиста, простирающейся с северо-запада на юго-восток от южной оконечности Скандинавского полуострова и почти до Черного моря (точнее, до р. Серет).

На северо-западе рассматриваемая впадина почти полностью замыкается Брито-Скандинавскими каледонидами; лишь узкий желоб между Шетландскими островами и норвежским шельфом, наложенный на каледониды, соединяет впадину Северного моря с впадиной Норвежского моря.

На небольшом участке побережья Восточной Англии Среднеевропейская мегасинеклиза ограничивается выступом докембрийского основания — поднятием (антеклизой) Центральной Англии (Мидленда), отделяющим принадлежащие Атлантическому поясу Британские и Скандинавские каледониды от относящихся уже к периферии Средиземноморского пояса Англо-Брабантских каледонид, складчатые образования которых вскрыты несколькими скважинами в Юго-Восточной Англии. В пределах Мидленда докембрийские породы в нескольких местах выходят непосредственно на дневную поверхность; правильное определение их возраста и тектонической природы необычайно важно для решения интересующей нас здесь проблемы, ибо поднятие Центральной Англии находится фактически на западном центротриальном замыкании Среднеевропейской мегасинеклизы.

К сожалению, фрагменты докембрийских образований, выступающие на поверхность в Центральной Англии<sup>2</sup>, очень разнородны и с трудом поддаются увязке, которая позволила бы наметить их возрастную последовательность. Полученные для этих пород радиометрические датировки в интервале 1000—600 млн. лет указывают на их заведомо докембрийский возраст<sup>3</sup>, на воздействие на них процессов байкальского диастрофизма и вместе с тем, по очевидно справедливому мнению некоторых исследователей (Baker, 1971, и др.), не могут автоматически определять истинное время их формирования, которое по косвенным соображениям может быть для значительной части данных пород гораздо более древним.

Этот последний вывод относится в первую очередь к метаморфизованным в зеленосланцевой и отчасти амфиболитовой фации и сильно тектонизированным образованиям, выступающим с субмеридиональным простиранием вдоль так называемой Молвернской оси. Относительно

---

<sup>1</sup> Наиболее полный обзор истории данной проблемы можно найти в монографии В. С. Журавлева (1972).

<sup>2</sup> Включая восточную окраину Уэльса.

<sup>3</sup> Впрочем, последний местами непосредственно определяется по резко несогласному налеганию нижнего кембрия.

древний возраст предполагается частью геологов также для вулканогенно-осадочной чарнийской серии, носящей характер вулканогенной молассы. Чарнийские отложения смяты в складки и подверглись кливажу северо-западного — юго-восточного направления, перпендикулярного к простиранию Британских и Скандинавских каледонид, и в то же время соответствующего простиранию раннедокембрийских образований Северо-Западной Шотландии, переработанных в лаксфордскую или карельскую эпоху и выступающих на противоположном ограничении каледонской складчатой системы. Это наводит на мысль о большой древности чарнийской серии (Baker, 1971), чему, однако, противоречат ее слабый метаморфизм и находимые в ней органические остатки (*Charnia*). Поэтому другие исследователи (Беннисон и Райт, 1972; Rast, Grimes, 1969) считают, что возраст прорывающих чарнийские отложения сиенитовых интрузий — 680 млн. лет — указывает непосредственно на время их заключительной складчатости, в этом случае раннебайкальской. Между тем прямые определения возраста метаморфизма чарнийских пород дали значения около 1000 млн. лет (Ford, 1962 — цит. по Журавлеву, 1972).

К сожалению, остаются невыясненными соотношения чарнийской серии с весьма характерными уриконскими<sup>1</sup> кислыми вулканитами (лавы и в основном пирокластиты, в том числе игнимбриты), которые геологически явно моложе молвернского комплекса. Вулканиты уриконского типа, как показывает бурение, непосредственно подстилают осадочный чехол на значительной части Восточного Мидленда и встречаются в обломках в породах чехла, но Дж. У. Бейкер их считает чарнийскими.

Уриконские вулканиты очень напоминают, с одной стороны, образования такого же типа субиотния Скандинавии (так называемые далапорфиры) и, с другой — Армориканского массива и Иберийского полуострова (серия Ойо-де-Сапо и ее аналоги). Как в том, так и в другом регионе это близкие к платформенным образования. В Скандинавии они имеют более древний (1400—1200 млн. лет) возраст и залегают непосредственно на раннедокембрийском (карельском) фундаменте. В Западной Европе подстилающий их гнейсовый фундамент, вероятно, тоже в основном раннедокембрийский (это непосредственно доказано ныне для севера Армориканского массива, где получены датировки до 2500 млн. лет), испытал значительную переработку в дальсандскую (гренильскую) эпоху, около 1000 млн. лет, т. е. несколько позже. Уриконские вулканиты являются скорее аналогом этих более молодых, западноевропейских, поскольку от шведского субиотния Англию отделяют районы Южной Норвегии, Юго-Западной Швеции и Дании, где дальсандская переработка также была весьма эффективной.

Так или иначе, широкое распространение уриконских вулканитов является несомненным доводом в пользу принятия добайкальского возраста фундамента большей части Центрально-Английского поднятия, как и считал А. А. Богданов (1968)<sup>2</sup>, протягивавший сюда, вслед за Э. Б. Бейли (Bailey, 1928) юго-западный угол Восточно-Европейской платформы, на этом основании переименованной им в просто Европейскую<sup>3</sup>. Нельзя вместе с тем игнорировать тот важный факт, что фундамент Центральной Англии, видимо, целиком переработан (повторно?) еще и в байкальскую тектоно-магматическую эпоху, что в общем не свойственно фундаменту Восточно-Европейской платформы, что чарнийская серия может иметь позднепротерозойский возраст и что в запад-

<sup>1</sup> Правильнее «уриконскими».

<sup>2</sup> Он сопоставлял, однако, уриконий с субиотнием.

<sup>3</sup> Дополнительным доводом было то, что в пределах Европейского континента нет другой древней платформы (но есть молодая! — см. ниже).

ной части этого региона, в Уэльском бордерленде, сохранилась заведомо верхнепротерозойская (точнее, очевидно, верхнерифейская) и заведомо геосинклинальная серия — лонгминдий, несогласно залегающий на уриконии.

Лонгминдий развит в Шропшире в пределах ограниченного разрывами прогиба (синклинория) северо-восточного (каледонского) простира-ния, достигает огромной мощности в 7000 м и состоит из двух серий неметаморфизованных терригенных осадков, разделенных несогласием. Нижняя, песчано-глинистая серия имеет флишевый облик; верхняя, песчано-конгломератовая — молассовый. Долеритовые дайки, пересекающие лонгминдий и подстилающий его уриконий, радиометрически датированы в 638 млн. лет. На северо-западе лонгминдий по разлому Чёрч-Стреттон примыкает к каледонидам Уэльса; его краевое положение по отношению к каледонской системе сравнивают с положением торридона на противоположном, северном ее крае.

Присутствие лонгминдия и даже чарния в случае его отнесения к верхнему протерозою вследствие их окраинного положения в Централь-но-Английском поднятии и субмеридионального (северо-восточного для первого, северо-западного для второго) простира-ния не дает еще осно-вания для того, чтобы считать весь фундамент поднятия байкальской складчатой системой, как это делают некоторые английские исследова-тели (Беннисон и Райт, 1972; Rast, Crimes, 1969), а также В. С. Журав-лев (1972), объединивший байкалиды Центральной Англии, Централь-ной Европы и Южной Польши в Англо-Галицийскую байкальскую складчатую систему. Лонгминдий принадлежит не Средиземноморско-му, а Атлантическому поясу; естественным продолжением галиций-ских байкалид является «альгонк» Центральной Европы и бриовер Арморика.

Юго-западное обрамление Среднеевропейской мегасинеклизы пред-ставлено на западе каледонидами Юго-Восточной Англии и Брабант-ского массива, которые восточнее, в Нидерландах и ФРГ, уходят на не-достигнутую пока бурением глубину. На юге Нидерландов скважинами вскрыт лишь платформенный карбонатный динант (нижний карбон); восточнее, в Мюнстерланде, под полого лежащими силезием (верхним карбоном) и динантом бурением достигнуты также практически не де-формированные и маломощные отложения верхнего и среднего девона (Richgen и. а., 1963). Южнее и юго-восточнее среднепалеозойский платформенный чехол погружается под формации герцинского передо-вого прогиба, здесь, в Вестфалии, испытывающего резкое расширение в связи с погружением каледонского основания. Собственно герциниды надвинуты на прогиб. Определенное значение имеют находки Р. Тайх-мюллером (Teichmüller, 1956) тальки микроскладчатых лидитов с грап-толитами силура в угленосном карбоне у Питсберга и Оснабрюка и древнепалеозойских сланцев в красном ложе (ротлигендесе) у Бен-гейма. Находки эти могут свидетельствовать о распространении каледо-нид к востоку от Эмса. Однако восточнее Везера и особенно Эльбы для выделения каледонид и герцинского передового прогиба уже нет осно-ваний; зато северный фронт герцинид здесь заметно продвигается к се-веру (скважины Хаустенбек, Детмольд, Хаммельн, Лерте в ФРГ) и до-стигает наиболее северного положения в ГДР, севернее Берлина, где скважины Пекензен 7, Гранзее 2 и Ангермюнде 1 вскрыли складчатый терригенный намюр (Глушко и др., 1974). При этом очертания северно-го фронта герцинид (варисцид) являются скорее всего не плавными, как изображал их Г. Кёльбель (1964; Kölbel, 1968), а ступенчатыми в плане. Такая конфигурация этого фронта обязана, очевидно, приспособлению границы геосинклинали и наследующей ее складчатой систе-мы к сетке северо-западных и северо-восточных разломов, из которых вторые прослеживаются в пределы Балтийского щита. Из ГДР герцин-







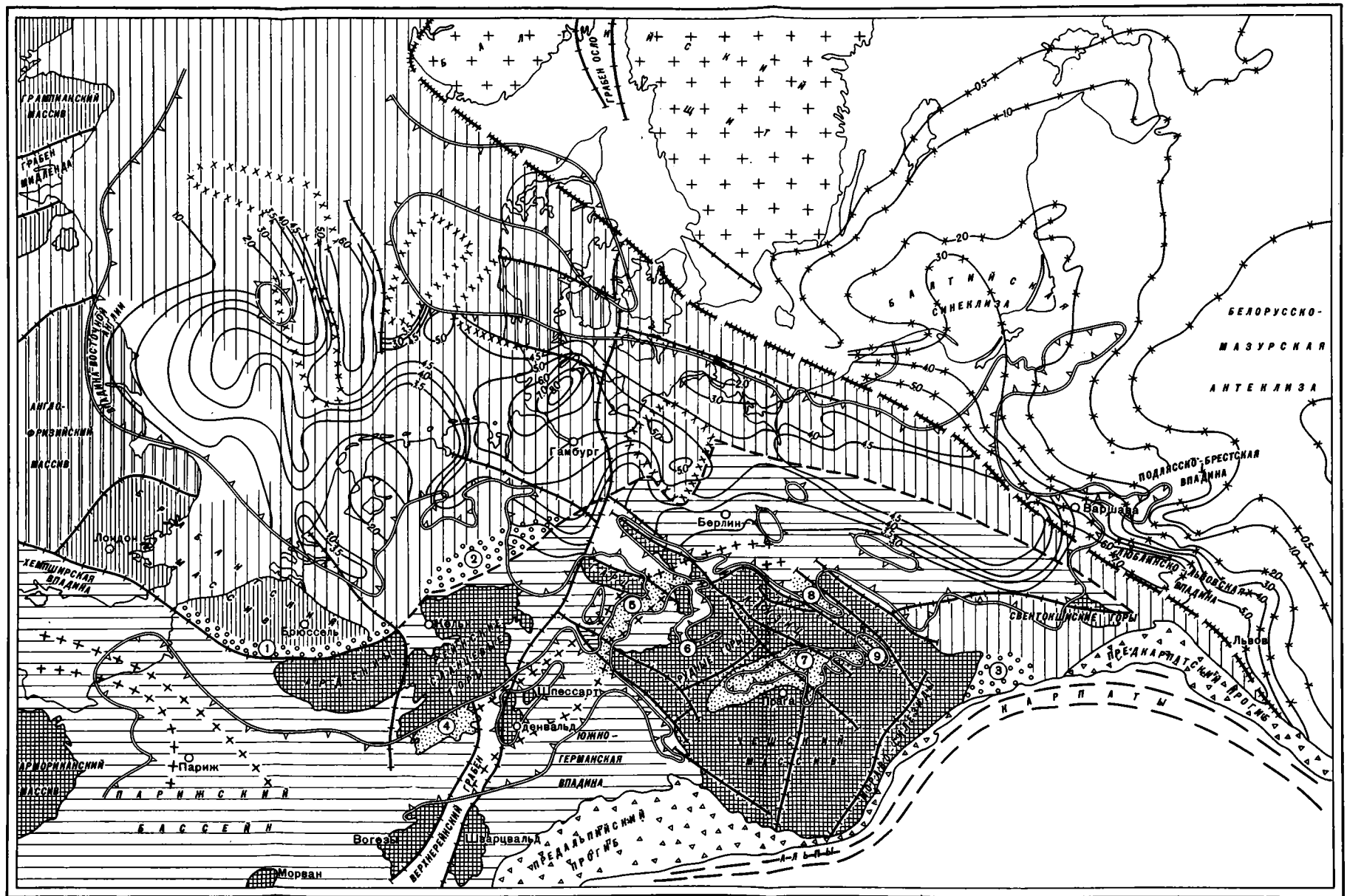


Рис. 2. Схема тектоники Центральной Европы. Составили Г. Х. Дикенштейн и Б. А. Соловьев, 1973 г.

**Области архейских и протерозойских складчатостей (докембрийская платформа):** 1 — щиты; 2 — области погруженного залегания докембрийского фундамента; 3 — генерализованные изогипсы (в км) по кровле докембрийского фундамента (тектонические нарушения сняты).

**Области каледонской складчатости (эпикаледонская платформа):** 4 — выступы каледонского фундамента на поверхности или области его неглубокого залегания; 5 — области погруженного залегания каледонского фундамента; 6 — выявленные массивы, сложенные докембрийскими складчатыми образованиями, частично переработанные каледонскими движениями; 7 — контуры предполагаемых погребенных докембрийских массивов по данным грави- и магнитометрии.

**Области варисцийской складчатости (эпиварисцийская платформа):** 8 — выступы варисцийского фундамента на поверхности или области его неглубокого залегания (включая

докембрийские и каледонские внутренние массивы); 9 — области погруженного залегания варисцийского фундамента; 10 — краевые прогибы варисцид; 11 — Среднегерманский кристаллический порог; 12 — наиболее глубокие межгорные и внутренние впадины варисцид, выполненные отложениями силеза и ротлигендеса; 13 — граница варисцийской складчатости.

**Области альпийской складчатости:** 14 — альпийские складчатые сооружения; 15 — краевые прогибы альпид. **Прочие обозначения:** 16 — границы тектонических элементов; 17 — тектонические швы; 18 — важнейшие региональные тектонические нарушения; 19 — границы распространения пород ротлигендеса (нижней перми); 20 — изогипсы по кровле отложений ротлигендеса; 21 — номера структур: 1 — Намюрский синклиорий, 2 — Вестфальская впадина, 3 — Верхнесилезская впадина, 4 — Саарская впадина, 5 — Заальская впадина, 6 — Рудогорская впадина, 7 — Среднечешская впадина, 8 — Северо-Судетская впадина, 9 — Межсудетская впадина

ский фронт протягивается уже с юго-восточным направлением в Польшу (скважины Равич, Остжешув); в Силезии он испытывает резкий поворот к югу и юго-западу, так что Верхнесилезский каменноугольный бассейн представляет передовой прогиб перед выпуклой к востоку герцинской дугой.

Такая трактовка отличается от обычно принимавшейся ранее, согласно которой крайним восточным выступом герцинид являются Свентокшиские горы, их Лысагурская зона. Дело в том, что девон и динант как основания Верхнесилезского бассейна, так и подножия внешних флишевых покровов Карпат, района Краковских дислокаций и Свентокшиских гор, включая Лысагурскую зону, и по мощностям (не более 2—3 км), по фациям, и по характеру деформаций не могут рассматриваться как геосинклинальные образования и представляют собой фактически дислоцированный осадочный чехол (Kutek, Glazek, 1972). Действительным продолжением внешней Рено-Герцинской зоны Среднеевропейских герцинид является, как и считал Г. Штилле (Stille, 1951), лишь Мораво-Силезская зона, которая к тому же обнаруживает признаки вырождения к юго-западу (Dvořák, 1973).

В Восточных Карпатах не было настоящей герцинской геосинклинали, хотя герцинский орогенез и проявился достаточно интенсивно, а герцинская складчатая зона Добруджи довольно быстро выклинивается в северо-западном направлении. В восточном обрамлении Верхнесилезского бассейна под платформенным чехлом среднего и нижнего палеозоя, начинающимся кембрием, вскрыты глубокометаморфизованные породы — гнейсы, биотитовые сланцы, амфиболиты и др., очевидно, принадлежащие достаточно древнему докембрию, типа молданубикума Богемского массива. Г. Штилле (Stille, 1953) уже давно выделил здесь древнюю глыбу, названную им Вистуликом (от латинского названия Вислы, верховья которой находятся в области этой глыбы). Между тем Е. Зноско (Znosko, 1965), основываясь на отдельных радиогеохронометрических определениях<sup>1</sup>, склонен был относить эти породы к метаморфизованному каледонскому комплексу<sup>2</sup>; обнаруженное недавно несогласное налегание на них кембрия (Kotos, 1973) служит достаточным опровержением этого представления.

Однако каледонские движения действительно проявились восточнее Вислянской глыбы — в Краковской зоне, где платформенного типа, но более мощный, чем в Верхнесилезском бассейне, девон и грубообломочный верхний силур несогласно перекрывают выступающий в ядрах антиклиналей сильно дислоцированный и несколько метаморфизованный более древний силур, прорванный дайками диабазов. Динант и низы намюра на востоке Краковской зоны переходят из карбонатной фации в фацию кульма (глинистые сланцы, граувакки), т. е. приобретают облик, близкий к геосинклинальному.

Далее в восточном направлении девон и подстилающий его обломочный верхний силур ложатся непосредственно на докембрийские образования, в том числе гнейсы (скважина Жешотары), а в основании Предкарпатского прогиба и вплоть до южного края Свентокшиских гор многочисленными скважинами вскрывается мощная толща зеленых сланцев, несогласно перекрытая практически уже метаморфизованными и слабо деформированными отложениями венда (эокембрия польских геологов) — нижнего палеозоя. Эту толщу, образующую так называемый Малопольский массив (Pożaryski, 1973) прослеживают к юго-востоку под тектоническими покровами Внешних Восточных Карпат и спра-

<sup>1</sup> В действительности эти определения дали широкий диапазон датировок, из которых более древние — от 533 до 870 млн. лет (Седлецкий и др., 1966) — никак не укладываются в каледонский цикл.

<sup>2</sup> В. С. Журавлев (1972) склонен был считать их рифейскими, не делая различий между этими породами и зелеными сланцами, рифейский возраст которых бесспорен.

ведливо сопоставляют с вполне аналогичными сланцами восточной части Мизийской плиты и Центральной Добруджи. В то же время фундамент западной части Мизийской плиты и Южной Добруджи, подобно Вислянской глыбе, сложен более древними образованиями. Это непосредственно доказывается данными буровой скважины под Констанцей и радиометрическим определением возраста вскрытых здесь пород, литологически и по возрасту сходных (джеспилиты!) с породами криворожской серии Украинского щита.

В Келецкой зоне Свентокшиского складчатого сооружения обнаружен комплекс вендско-кембрийских отложений, несогласно перекрытых ордовиком (сандомирская фаза тектогенеза, по Я. Самсоновичу). Ордовик вместе с силуром в свою очередь также с угловым несогласием перекрыты девоном — красноцветным терригенным в основании, карбонатным и явно платформенным в остальной части. В смежной с северо-востока Лысагурской зоне Свентокшиских гор и в ее предполье на поверхности развиты уже девонские и более молодые отложения, но под ними вплоть до разломов линии Тейсейра — Торнквиста на северо-востоке вскрываются достаточно интенсивно дислоцированные отложения ордовика и силура (Глушко, Сандлер, 1955; Зноско, 1964; Czerminski, Znosko, 1967; Mitura, 1971) (рис. 1).

Так, скважина Цепелюв (ПНР) на глубине 2670 м вскрыла дислоцированные слои силура; в верхних 90 м разреза углы наклона составили 15—20°, иногда до 30°, а ниже — до 70—90°. Складчатые образования силура перекрыты 1460-метровой толщей полого залегающих отложений нижнего девона. В скважинах Корыткув (с глубины 1395 м) и Рахув (ПНР) отложения кембрия имеют углы падения слоев соответственно почти 90 и 60—70°, а выше полого залегают породы девона.

Скважинами Руда Любицка, Долина, Дыле (ПНР), Рава Русска (СССР) складчатые породы низов палеозоя вскрыты под юрскими отложениями. Скважина Руда Любицка на глубине 1046 м вошла в складчатые породы силура. Складчатые образования этого возраста вскрыты скважиной Долина на глубине 1050 м, а с глубины 1830 м она вошла в дислоцированные породы ордовика. Скважина Дыле на глубине 1484 м вскрыла складчатые породы ордовика и ниже, вероятно, кембрия. Резко дислоцированные породы силура на глубине 1227 м обнаружены скважиной Рава Русска.

За линией Тейсейра — Торнквиста и строго параллельно ей уже в пределах юго-западного края древней платформы протягивается сложный погребенный Люблинский грабен довизейского возраста, обнаруженный бурением на территории ПНР (Zelichowski, 1972) и переходящий, очевидно, на территорию Советской Украины.

Таким образом, в пределах Свентокшиских гор и между ними и линией Тейсейра — Торнквиста совершенно определенно устанавливается существование каледонской складчатой зоны, в которой основные деформации и поднятия произошли в раннем девоне, перед эмсом.

Северо-западное продолжение этой зоны улавливается в Польском Поморье (Czerminski, 1967; Depowski, Wagner, 1969; Modlinski, 1968; Tomczyk, 1968). Между Поморьем и Келецко-Люблинской областью низы палеозоя пока не достигаемы для бурения вследствие большой мощности пермских и более молодых отложений.

В Поморье, в Ямно, Мястко и Хойнице под полого залегающими отложениями девона вскрыты складчатые образования ордовика или силура. Аналогичные породы встречены в скважинах Лютот и Стобно непосредственно под осадками перми.

Скважина Ямно 2 на глубине 2096 м под красноцветами девона вошла в серые слюдястые рассланцованные аргиллиты ордовика, залегающие под разными углами от 5 до 90°, и прошла по ним 500 м. В скважине Ямно 1 под 250-метровой толщей отложений девона в интервале

2747—2800 м вскрыты складчатые породы ордовика. Скважина Мяско 1, пройдя через породы девона, на глубине 2741 м вошла в дислоцированные породы ордовика с углами наклона слоев до 60°. Более 500 м интенсивно дислоцированных сланцев и песчаников ордовика вскрыто скважиной Нова Корчма 1.

Скважиной Хойнице 3 под отложениями девона в интервале 2967,4—3044,5 м встречены сланцеватые аргиллиты с углами падения слоев от 6 до 28°. Скважиной Лютом 1 в интервале 2463—3016 м вскрыты складчатые (углы падения слоев от 5—30 до 80°) породы верхнего лландовери, представленные аргиллитами с прослоями алевролитов с примесью туфогенного материала. В скважине Стобно 1 на глубине 2485 м установлены дислоцированные (30—70°) породы верхнего лудлоу, представленные аргиллитами с прослоями алевролитов. Вскрытая мощность этих пород 45 м. Дислоцированные филлиты силура мощностью 1,6 м были вскрыты под отложениями живета на глубине 4415 м скважиной Госьцино 1.

Еще северо-западнее дислоцированные породы нижнего палеозоя были установлены на о. Рюген (ГДР). На крайнем его севере скважина Аркона на глубине 845 м под грубообломочными отложениями триаса (?) вскрыла толщу рассланцованных аргиллитов с прослоями алевролитов, известковистых песчаников и известняков с меняющимися от 0 до 90° углами падения слоев по стволу скважины (Jaeger, 1967; Franke, 1967; Wienholz, 1967). Вскрытая скважиной Рюген 5 мощность разреза этой толщи более 3000 м. На основании находок граптолитов она отнесена к ордовика. Скважинами Ломе и Вик, пробуренными южнее на том же о. Рюген, выявлена толща пологозалегающих пород динанта мощностью до 800 м. Верхняя часть толщи (550 м) соответствует визе, а нижняя — турне. Породы динанта, сопоставимые с одновозрастными образованиями о. Рюген, вскрыты также скважиной Ёрслеф (Christensen, 1971) на датском острове Лоланд, расположенном к западу от о. Рюген. Этой скважиной пройдены отложения динанта мощностью 429 м, из которых верхние 300 м принадлежат визе, а остальные — турне. Таким образом, складчатость в районе о. Рюген не может быть древнее ордовика и моложе динанта, т. е., очевидно, является каледонской.

Переход от практически недислоцированного ордовика и силура юго-западного края древней платформы к интенсивно деформированным отложениям того же возраста на Рюгене и в Поморье сопровождается и существенными изменениями фаций и мощностей — преимущественно карбонатные, мелководные (шельфовые) осадки небольшой (первые сотни метров) мощности, характерные для советской и восточной части польской Прибалтики, переходят в гораздо более мощную, в сумме до 3000—4000 м и более, толщу глубоководных осадков — темных аргиллитов с фауной граптолитов, переходящих в глинистые сланцы и даже филлиты, с прослоями алевролитов и песчаников, местами с примесью пирокластического материала (на смежной территории Дании имеются и покровы эффузивов), реже известняков. Любопытно, что эти фациальные изменения, приводящие к полной смене формаций, начинаются еще в пределах склона древней платформы. Аналогичная картина наблюдается и в юго-восточной Польше.

Достаточно очевидно, что в Поморье и в Келецко-Люблинской области мы имеем дело с отрезками одной и той же позднекаледонской складчатой зоны. Продолжение этой зоны вдоль края древней платформы намечается и в юго-западном направлении вплоть до Молдавии, поскольку в разрезе Днестровского перикратонного прогиба верхи нижнего и низы среднего девона повсеместно выражены обломочными красноцветами, а в Молдавии они залегают несогласно на тиверской серии верхов силура — низов нижнего девона.

Представляется соблазнительным протянуть эту зону каледонской складчатости вдоль линии Тейсейра — Торнквиста и к северо-западу в Данию, что согласовывалось бы с направлением более молодого пермско-мезозойского Датско-Польского прогиба. И действительно, ряд исследователей (Gaertner, 1960; Зноско, 1964; Znosko, 1965) так и поступает; основываясь на некоторых сведениях о дислоцированности силура в пределах Северо-Датского прогиба (Christensen, 1971, и более ранние работы некоторых датских геологов). Однако вопрос этот спорный, и на нем следует остановиться подробнее.

В Северной Ютландии (Фредериксхавн) и на крайнем юге Швеции (Сведала) скважины еще вскрывают, как и в восточной части Польского Поморья (Леба, Лемборк, Бостув), породы кристаллического фундамента древней платформы с преимущественно готскими, как и на острове Борнхольм, радиометрическими возрастами. Глубина залегания фундамента здесь 1200—1700 м. Юго-западнее начинается быстрое погружение в глубокий (более 6—7 км) Северо-Датский прогиб, выполненный мощной толщей пермско-мезозойских отложений с проявлениями соляной тектоники. В осевой зоне прогиба скважины не достигли отложений древнее пермских, но в бортовых его частях в трех пунктах — Нёфлинг в центральной Ютландии, Рёнде в восточной Ютландии и Слагельсе на острове Зеландия под пермью (цехштейном или красным лежнем) — были вскрыты отложения силура, а в скважине Слагельсе также ордовика (?) и кембрия (Christensen, 1971; Jacobsen, 1971; Rasmussen, 1971; Sorgenfrei, Buch, 1964). Пермь залегает на силуре с явным угловым несогласием; силур сложен темными аргиллитами зеленоватых или красно-коричневых оттенков с прослоями мергелей, доломитов, алевролитов, а также двумя покровами основных вулканитов (базальтов). Встречены граптолиты и другие органические остатки. Углы наклона слоев варьируют от 10—15 до 40—45°. Вскрытая видимая мощность силурийской толщи составляет 400—450 м. Низы разреза в Слагельсе могут относиться к ордовику. Кембрий (нижний) здесь представлен кварцевыми сланцами, темными аргиллитами и кварцевыми песчаниками.

Эти данные указывают на то, что кембро-силур испытал в Северо-Датском прогибе некоторые деформации, значительный катагенез и выражен более глубоководными осадками, чем на юге Скандинавии, на склоне Балтийского щита; кроме того, в этой зоне проявился базальтовый вулканизм<sup>1</sup>. Все это говорит о повышенной подвижности данной зоны и сближает ее с полосой Рюген — Польское Поморье; отличиями же являются меньшие мощности (?) и интенсивность деформаций, вероятно, связанные с меньшей глубиной погружения и (или) более низкой консолидированностью фундамента.

К югу от Северо-Датского прогиба фундамент испытывает новое воздымание и вскрыт несколькими скважинами на юге Ютландии (Гринетед, Арнум) и о. Фюн (Гламсбьерг, Ринге) на глубинах 900—1700 м непосредственно под триасом или пермью. Породы в забое этих скважин представлены преимущественно гнейсами, радиометрический возраст которых (Larsen, 1972) соответствует времени дальсландской тектоно-магматической регенерации юго-западной Скандинавии<sup>2</sup>. Такой возраст хорошо согласуется с давно известным фактом продолжения меридиональных гравитационных и магнитных аномалий, характерных для южной части Балтийского щита, в Данию и прилегающую часть Северного моря. Но само Южно-Датское поднятие, известное еще как поднятие Рингкебинг- (Фьорд на западном побережье Ютландии) — Фюн

<sup>1</sup> Если только эти базальты не являются нижнепермскими силлами, на что может указывать их радиометрический возраст (Dybdebørgen..., 1973).

<sup>2</sup> В скважинах Арнум и Ринге гнейсы встречены в забое в виде угловатых обломков в основании осадочного чехла, в двух других — в коренном залегании.

или Датская антеклиза (Богданов, 1968), ориентировано, как и Северо-Датский прогиб, в северо-запад — юго-восточном направлении, т. е. параллельно линии Тейсейра — Торнквиста.

На южном склоне Южно-Датского поднятия, уже в пределах Шлезвиг (ФРГ), двумя скважинами (Вестерланд на о. Сильт, Фленсбург) под нижнепермскими красноцветами обнаружены породы неопределенного возраста, представленные филлитами. Эти породы могут быть или верхнерифейскими, а возраст их складчатости и метаморфизма — байкальским, поскольку более древние — дальсландские (точнее, вероятно, переработанные в дальсландскую эпоху) породы по соседству выражены уже гнейсами, или относиться к додевонскому палеозою, деформированному и метаморфизованному в каледонском цикле, по аналогии с Рюгеном.

Все эти данные, по мнению В. Е. Хаина, дают основание отнести территорию Дании с прилегающими участками Североморской и Южнобалтийской акваторий к древней платформе с добайкальским фундаментом и провести южную границу платформы в направлении от датско-западногерманской границы на северную оконечность о. Рюген и далее к Польскому побережью, где она, очевидно, смыкается с линией Тейсейра — Торнквиста. Интересно, что именно такое положение границы древней платформы было принято еще в 1946 г. Н. С. Шатским (1946) и много позже Р. Г. Гафаровым (1971). К аналогичному заключению в настоящее время пришел Г. Кельбель (письменное сообщение).

Наименее ясным остается возраст основания самой глубокой (глубина залегания фундамента более 8 км) части Среднеевропейской мегасинеклизы — в полосе, охватывающей север Нидерландов, ФРГ и ГДР. Здесь привлекает особый интерес зона интенсивных положительных гравитационных и магнитных аномалий, известная под названием Восточно-Эльбского или Мекленбургского максимума. Наиболее глубокая скважина — Пархим (ГДР), пробуренная недавно в пределах этого максимума до глубины 7030 м, не вышла из весьма плотных, но практически недеформированных отложений намюра.

Имеющиеся данные позволяют предполагать, что Восточно-Эльбский максимум связан с глыбой древнейших докембрийских (архейских) пород с возможным частичным или полным выклиниванием здесь гранитного слоя коры. Герцинские складчатые сооружения обтекают эту гипотетическую глыбу с юго-запада и юго-востока; на северо-восток от нее, по-видимому, развиты каледониды и, быть может, байкалиды, протягивающиеся из юго-восточной Польши в направлении Шлезвиг.

Таковы фактические сведения о составе и возрасте фундамента Среднеевропейской мегасинеклизы. Они указывают с несомненностью на одно: на большую гетерогенность этого фундамента. При этом территория Дании с непосредственно прилегающими к ней акваториями в соответствии с одним вариантом интерпретации геолого-геофизических данных должна быть отнесена к древней платформе; согласно другому варианту, эта территория, а также остальная площадь обладает более молодым фундаментом — каледонским и, возможно, участками байкальским, хотя среди нее имеются и два более древних, добайкальских массива: переработанный в байкальскую эпоху Центрально-Английский с вероятным продолжением в юго-западную часть Северного моря и Северные Нидерланды (Англо-Фризский массив Г. Р. фон Гертнера — Gaertner, 1960) и Восточно-Эльбский. Присутствие каледонской складчатой зоны, притом вдоль границы с древней платформой, дает основание включить всю эту, большую часть Среднеевропейской мегасинеклизы в состав молодой Западно-Европейской платформы, противопоставляемой древней Восточно-Европейской (которую поэтому все же лучше именовать именно так, а не просто Европейской).

Вместе с тем природа каледонской складчатой зоны Рюгена — Поморья — Свентокшиских гор требует обсуждения. Эта зона не составляет продолжение каледонид Юго-Восточной Англии и Брабанта, отделяясь от них, вероятно, Восточно-Эльбским массивом. Южнее ее отделяют от герцинид байкалиды Юго-Восточной Польши и Вислянский древний массив. Ее связь на северо-западе со Скандинавскими каледонидами сомнительна.

Что же представляет собой эта каледонская складчатая зона в юго-западном обрамлении Восточно-Европейской платформы? Вряд ли можно считать ее внешней зоной нормальной геосинклинальной системы, поскольку внутренняя зона, которая составляла бы с ней «пару», здесь явно отсутствует (попытка Е. Зноско выделить таковую оказалась, как мы видели выше, несостоятельной) и вместо нее в тылу этой зоны находится область более ранней, допалеозойской консолидации<sup>1</sup>. Следовательно, в палеозойском структурном плане неширока (до 50—60 км) Поморско-Свентокшиская зона являлась интракратонным элементом, возникшим на стыке древней и молодой платформ. Как известно, Н. С. Шатский в процессе подготовки Международной тектонической карты Европы (1-е издание) высказал мысль о принадлежности Свентокшиского складчатого сооружения к внутриплатформенным структурам типа авлакогена, и эта идея, как мы видим, находит определенное подтверждение<sup>2</sup>. Однако Поморско-Свентокшиская зона как по характеру выполняющей ее терригенной формации ордовика — силура (которую вряд ли все же можно считать аспидной (Буш и др., 1973), учитывая степень изменений пород), так и по стилю деформаций стоит все же ближе к геосинклиналям (точнее, миогеосинклиналям), чем к авлакогенам. Поэтому ее, вероятно, правильнее всего считать позднекаледонской интракратонной складчатой зоной, возникшей в начале девона из интракратонной же миогеосинклинали (моногеосинклинали).

Возможно, что в составе Западно-Европейской молодой платформы имело бы смысл выделить ее северную часть к качеству Среднеевропейской (или Англо-Польской) плиты на разновозрастном (добайкальском-байкальском — каледонском), но в общем догерцинском фундаменте. А. А. Богданов (1968) выделял здесь Западный перикратонный прогиб древней Европейской платформы, но это определение, как мы видели выше, может относиться при определенных условиях лишь к Дании и непосредственно примыкающим к ней акваториям Северного и Балтийского морей.

В юго-восточном направлении Поморско-Свентокшиская каледонская интракратонная геосинклираль продолжалась, очевидно, до Черного моря. Начиная с Добруджи, она примыкала к герцинской геосинклинали, которая далее к востоку, в области современного Причерноморья, ее, вероятно, полностью перекрывала. В противоположном, западном и северо-западном, направлении Поморско-Свентокшиская геосинклираль, вероятно, вырождалась и не соединялась ни с каледонской геосинклиналью Норвегии, ни с каледонской геосинклиналью Брабанта. Отсутствие такого «сквозного» геосинклинального прогиба не должно удивлять — ведь, например, прогибы Донецко-Припятской системы также не пересекают целиком Восточно-Европейскую платформу и вырождаются в районе западного Полесья.

Пока совершенно неясным остается вопрос о продолжении к северо-западу (и юго-востоку, но здесь она скорее всего выклинивается) Краковской зоны каледонид. Эта зона тесно связана с герцинидами, и, возможно, лежит в одной плоскости с каледонидами Брабанта и основа-

<sup>1</sup> Именно эта область и служила, очевидно, источником грауваккового материала в осадках ордовика и силура рассматриваемой зоны, который, по правильному заключению Е. Зноско, не мог поступить с древней платформой.

<sup>2</sup> В 1968 г. к ней склонился и Г. Кёльбель (Köbel, 1968).



ния Арденн, что, однако, не обязательно означает их прямое соединение — в промежутке они могут и выклиниваться (в Гарце нет каледонского несогласия).

В заключение приходится отметить, что и сегодня мы не располагаем достаточно полным материалом, чтобы восстановить картину строения фундамента Среднеевропейской мегасинеклизы — нам известны лишь отдельные фрагменты (см. рис. 1) и любая реконструкция (рис. 2) может быть лишь гипотетичной. Ясно лишь одно, что это область весьма гетерогенного строения, отличная от Восточно-Европейской платформы, в которой наряду с достаточно древними элементами (массивы Мидленда и Южно-Датский, возможно, Восточно-Эльбский) широко развиты каледонский и байкальский складчатые комплексы.

#### Литература

- Беннисон Дж. и Райт А. Геологическая история Британских островов. М., «Мир», 1972.
- Богданов А. А. О тектоническом строении западного угла Европейской платформы.— Вестн. МГУ, сер. геол., 1968, № 5.
- Богданов А. А., Кельбель Г., Зноско Е. О положении юго-западной границы Восточно-Европейской платформы. Дискуссия, проведенная Редакционным комитетом Международной тектонической карты Европы в сентябре 1963 г. в Закопане.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, вып. 2.
- Буш В. А., Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г. О погребенной зоне каледонской складчатости вдоль юго-западного ограничения Восточно-Европейской платформы.— Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 2.
- Гафаров Р. А. Тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ северного полушария.— В кн.: Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. М., «Наука», 1971.
- Глушко В. В., Сандлер Я. Н. Складчатый силур северо-западной части Львовской области.— Докл. АН СССР, 1955, т. 103, № 4.
- Глушко В. В., Дикенштейн Г. Х., Шмидт К., Гольдбехер К. Районирование северной части территории ГДР по возрасту складчатого основания.— Сов. геология, 1974, № 5.
- Журавлев В. С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы, М., «Наука», 1972.
- Зноско Е. К вопросу о юго-западной границе докембрийской платформы Восточной Европы.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, № 3.
- Зноско Е. Строение фундамента внекарпатской части Польши.— Сов. геология, 1964, № 2.
- Кельбель Г. Строение фундамента Польско-Германской низменности.— В кн.: Тектоника Европы. М., «Наука» и «Недра», 1964.
- Международная тектоническая карта Европы масштаба 1:2.500.000. Изд. ГУГК МГ СССР, 1962.
- Седлецкий С., Семенов Н. П., Зайдис Б. Б., Демиденко С. Г. Абсолютный возраст метаморфических сланцев домезозойского фундамента Польских Карпат и Свентокшиских гор—Тр. XIII сессии Комис. опред. абсол. возраста геол. формаций при ОНЗ АН СССР, М., «Наука», 1966.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. О международной тектонической карте Европы, масштаб 1:2.500.000.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 4.
- Baker J. W. The Proterozoic history of Southern Britain.— Proc. Geol. Assoc., 1971, vol. 82, No. 2.
- Bailey E. B. The Paleozoic mountain systems of Europe and America.— Rept. Brit. Assoc. Advances Sci., sec. C. Glasgow, 1929.
- Becker H. Mittel und Westeuropa. Regionale Geologie der Erde, Bd 2. Paläozoische Tafeln und Gebirge. Abschn. III. Leipzig, 1938.
- Bubnoff S. v. Geologie von Europa. Bd I. Berlin, 1926.
- Christensen O. B. Lower Carboniferous of the boring Orslev N1 im Falster.— Geological Survey of Denmark, Rep. No. 5. Kopenhagen, 1971.
- Christensen O. B. Upper Silurian of the boring Novling N1 im central Jylland.— Geological Survey of Denmark, Rep. No. 7. Kopenhagen, 1971.
- Czerminski J. Metamorficzne podłoże dewonu w Goscinie k Kolobrzegu.— Kwart. geol., 1967, T. 11, No. 3.
- Czerminski J., Znosko J. Zum Problem der Kaledoniden in Südostpolen.— Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., Reihe A, 1967, Bd 12, H. 1/2.
- Depowski S., Wagner R. Perspektywy odkrycia złoz ropy naftowej i gazu ziemnego w utworach paleozoiku i triasu obszaru kolobrzeckiego.— Geofiz. i Geol. naft. Krakow, 1969.
- Dvořák J. Synsedimentary tectonics of the Palaeozoic of the Drahany Upland (Sudeticum, Moravia, Czechoslovakia).— Tectonophys., 1973, v. 17.
- Dorn P. Geologie von Mitteleuropa. Stuttgart, 1960.

- Franke D.* Zu den Varisziden und zum Problem der Kaledoniden im nördlichen Mitteleuropa.—Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., Reihe A, 1967, Bd 12, H. 1/2.
- Gaertner G. R. von.* Über der Verbindung der Bruchstücke des kaledonischen Gebirges im nördlichen Mitteleuropa.—Internat. Geol. Congr., Rep., pt 19, Copenhagen, 1960.
- Hedemann H.-A., Teichmüller R.* Die paläogeographische Entwicklung des Oberkarbons.—Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., 1971, Bd 19, Krefeld.
- Hinz K.* A contribution to the geology of the North Sea according to geophysical investigations by the Geological Survey of German Federal Republic.—Geology of the Shelf Seas. Edinburgh, 1968.
- Jaeger H.* Ordoviz auf Rügen, Datierung und Vergleich mit anderen Gebieten.—Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., Reihe A, 1967, Bd 12, H. 1.
- Jacobsen F. L.* De dybeste lag i Ronde nr 1 (4873—5300 m). Lithologisk beskrivelse og inddeling.—Danm. geol. Underso n., III Raekke, No. 39, 1971.
- Kölbl H.* Regionalgeologische Stellung der DDR im Rahmen Mitteleuropas.—Grundriss der Geologie der DDR. Akad.-Verlag, Berlin, 1968.
- Kölbl H.* Allgemeiner Überblick über die paläogeographische und tektonische Stellung des Nordostdeutschen Tieflandes nebst Einführung in die Problemstellung.—Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., Reihe A, 1967, Bd 12, H. 1/2.
- Kölbl H.* Stand und Ergebnisse der Kartierung des tieferen Untergrundes Nordostdeutschlands und angrenzender Gebiete.—Ber. Geol. Ges. DDR, 1959, Bd 4, H. 2/3.
- Kotas A.* Occurrence of Cambrian formations in the substratum on the Upper Silesia Coal Basin.—Przepl. geol., 1973, No. 1.
- Książkiewicz M., Samsonowicz J.* Zarys geologii Polski. Warszawa, 1953.
- Kutek J. a. Glazek J.* The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine cycle.—Acta geol. polon., 1972, vol. 22, No. 4.
- Larsen O.*—Kalium/Argon datering of prøver fra danske dybdeboringen.—Danšk geol. Foren., Arsskrift for 1971, 1972.
- Mitura F.* Glowne kierunki poszukiwan naftowych w regionie Cubelskim.—Nafta, 1971, No. 11.
- Modlinsky Z.* Ordovic Pomorza Zachodniego.—Kwart. Geol., 1968, T. 12, No. 3.
- Porstendorfer G.* Beiträge der Magnetotellurik zu einem komplex geophysikalischen Nord-Süd-Profilsschnitt durch die DDR.—Geophysik und Geologie, 1968, Folge, 13.
- Pozaryski W.* Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Nizu polskiego.—Kwart. geol., 1964, T. 8, No. 1.
- Pozaryski W.* Main pre-alpine tectonic elements of Poland.—Mat. i Prace Inst. Geofiz., 1973, vol. 60.
- Pozaryski W.* Południowo-zachodnia krawędź Fennosarmacji.—Kwart. geol., t. 1, No. 3—4, 1957, s. 383—424.
- Putzider K., Reinhardt H.-G., Wegert F.* Geophysikalische Beiträge zur Erkundung des regionalen geologischen Baues in Norddeutschland.—Geophysik und Geologie, 1966, Folge 8.
- Rasmussen L.-B.* Ronde No. 1—Oversigt over boringens historie og geologiske resultater.—In: Dybdeboringen Ronde nr 1 på Djursland.—Danm. Geol. Undersog. III Raekke, Nr 39, 1971.
- Rast N., Crimes T. P.* Caledonian orogenic episodes in the British Isles and Northwestern France, and their tectonic and chronological interpretation. Tectonophysics, 1969, vol. 7, No. 4.
- Richuren J., Schuster A., Teichmüller R., Wolburg J., Kelen H. J.* Vorläufige Ergebnisse der Bohrung Münsterland.—Erdöl und Kohle, 1963, No. 5.
- Sorgenfrei T.* Geological perspectives in the North Sea area.—Bull. Geol. Soc. Denmark, 1969—1970, vol. 19.
- Sorgenfrei Th. a. Buch A.* Deep tests in Denmark 1935—1959. Danm. Geol. Unders., III Raekke, No. 36, 1964.
- Stille H.* Der geotektonische Werdegang der Karpathen.—Reih. geol. Jahrb. H. 8, 1953.
- Stille H.* Zur Paläogeographie des nordöstlichen Niedersachsens. Nach. Ges. Wiss. Göttingen, Berlin., 1932, s. 283—311.
- Stille H.* Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des Gesamteuropäisch.—Reih. geol. Jahrb, 1951, H. 2.
- Teichmüller R.* Die Entwicklung der subvaristischen Vortiefe und der Werdegang des Ruhrkarbons.—Z. Dtsch. geol. Ges., 1956, Bd. 107.
- Tomczyk H.* Stratygrafia syluru w obszarze nadbałtyckim Polski na podstawie wiercen.—Kwart. geol., 1968, T. 12, No. 1.
- Wienholz R.* Über den geologischen Bau des Untergrundes im Nordostdeutschen Flachland.—Jahrb. Geol., 1967, Bd 1.
- Zelichowski A. M.* Rozwoj budowy geologicznej obszaru między Gorami Swietokrzyskimi i Bugiem.—Biul. Inst. Geol. Warszawa, 1972, vol. 263.
- Znosko J.* Problem kaledonidow i granicy platformy prekambryjskiej w Polsce.—Biul. Inst. Geol. Warszawa, 1965, vol. 188.

Московский государственный  
университет  
ВНИГНИ

Статья поступила  
1 апреля 1974 г.

УДК 551.242.51 + 551.243.12 (470.22 + 571.55)

В. Д. КОНКИН, Г. В. РУЧКИН, В. С. ФЕДОРОВСКИЙ

**СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ШОВНЫХ СТРУКТУР  
ДОКЕМБРИЯ КАРЕЛИИ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ**

Линейные шовные структуры Карелии и Забайкалья сближает наложенный характер по отношению к подстилающим архейским комплексам, единый стиль складчатости, наличие пограничных разломов древнего заложения, служивших впоследствии зонами интенсивной гранитизации, одинаковый и одноактный метаморфизм эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Полностью сходны и породы, образующие структуры, которые относятся к двум раннепротерозойским формациям: осадочно-вулканогенной и вулканогенно-кремнистой. Рассмотренные структуры Карелии и Забайкалья представляют собой единый тип шовных прогибов.

Узкие шовные структуры, образованные вулканогенно-терригенными докембрийскими формациями, в последнее время все чаще обнаруживаются при проведении геологических исследований в пределах древних протформ. М. С. Марков (1962, 1964) впервые выделил их как «геосинклинальные трогии» на примере шовой синклинали Тимискаминг в Канаде. Е. В. Павловский и М. С. Марков (1963), обсуждая проблемы геологического развития материков в раннем докембрии, привели сравнительную характеристику шовных структур различных древних платформ и убедительно показали, в частности, сходство трогов Канадского и Балтийского щитов. Хотя эти структуры были названы «геосинклинальными» трогиями, Е. В. Павловский и М. С. Марков подчеркивали их специфику и отличие от геосинклиналей и геосинклинальных систем в обычном понимании этих терминов. В качестве основных особенностей указывались резкая наложенность на древнее гранитизированное основание, приуроченность к крупным зонам тектонических разрывов, отсутствие смежных геантиклинальных поднятий, соизмеримых с трогиями, своеобразие формационных рядов (сочетание эв- и миогеосинклинальных формаций). Е. В. Павловский и М. С. Марков предполагают, что «...в дальнейшей эволюции земной коры геосинклинальные трогии нижнего протерозоя сменяются структурами типа авлакогенов, ... характерными для начального этапа рифейского развития платформ неогей» (Павловский, Марков, 1964, стр. 101).

В Олекмо-Витимской горной стране структуры такого рода выделили В. С. Федоровский и А. М. Лейтес (1968), также подчеркившие их сходство с шовными трогиями Канадского щита. Если на первых порах шовные прогибы-трогии казались исключительной принадлежностью докембрийского этапа развития Земли, то в последнее время обсуждается вопрос о их генетическом сходстве с морфологически однотипными структурами фанерозоя. А. М. Лейтес с соавт. (1970) рассмотрели черты сходства и различий раннедокембрийских трогов, рифейских и палеозойских авлакогенов. «Палеоавлакогены» — так М. В. Муратов предложил называть древнейшие структуры этого типа. А. Ф. Грачев и В. С. Федоровский (1970), сравнивая разновозрастные структуры, локализованные в зонах тектонических разрывов, высказали мысль о морфологическом, формационном сходстве и генетическом единстве таких

структур, как рифты, авлакогены и шовные трогии (палеоавлакогены), которые можно установить практически на протяжении всех этапов геологической истории — как результат существования режима рифтогенеза.

В данной статье авторы ограничивают свою задачу сравнительной характеристикой шовных структур Карелии и Олекмо-Витимской горной страны в Забайкалье. Совместные маршруты в районах развития раннепротерозойских осадочно-вулканогенных толщ Карелии позволили убедиться в возможности такого сопоставления.

### ШОВНЫЕ ТРОГИ ОЛЕКМО-ВИТИМСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

В Олекмо-Витимской горной стране сейчас известно около 15 шовных прогибов. Подробное описание каждого из них приведено в упоминавшейся статье В. С. Федоровского и А. М. Лейтеса (1968), что позволяет ограничиться здесь обобщенной характеристикой.

В структуре докембрия Олекмо-Витимской горной страны обособляются два структурных этажа — нижний и верхний. Нижний сформирован архейскими кристаллическими сланцами, образующими широкие линейные структуры, архейскими анортозитами, чарнокитами и раннепротерозойскими гранито-гнейсами. Верхний структурный этаж — гетерогенный. Его нижний ярус представлен толщами шовных трогов, а верхний — терригенной формацией удоканской серии, образующей чехол протоплатформы (Лейтес, Федоровский, 1972).

Троги Олекмо-Витимской горной страны — это шовные синклинали, ограниченные разломами. Наиболее крупные трогии при ширине 10—20 км протягиваются на расстояния до 200 км. Чаще всего в современном эрозионном срезе устанавливаются шовные структуры с параметрами 50×5, 50×1, 30×2, 100×2, 80×10 км. В строении трогов участвуют разнообразнейшие кристаллические сланцы, возникшие в результате метаморфизма пелитовых пород и вулканитов основного и среднего состава (двуслюдяные, биотитовые, гранат-биотитовые, графит-гранат-биотитовые, гранат-кордиеритовые, роговообманково-биотитовые, актинолитовые, актинолит-гранатовые, куммингтонитовые, гранат-куммингтонит-магнетитовые, кварц-хлоритовые, кварц-хлорит-серицитовые и другие разновидности). В качестве подчиненных горизонтов встречаются мономинеральные кварциты, а также кварциты с куммингтонитом, жедритом, гранатом, ставролитом, фибролитом, графитом, андалузитом. В большинстве трогов встречены мощные пласты железистых (магнетитовых) кварцитов. В отдельных структурах удается обнаружить метаморфизованные эффузивы (метадиабазы, амфиболизированные роговообманковые порфириты и их туфы, метафельзиты), мраморы, кварцевые конгломераты, пиритносные углистые сланцы. Все перечисленные породы входят в состав двух формаций: вулканогенно-осадочной и кремнисто-железистой. Видимая мощность отложений в троггах достигает 2000—4000 м. Среди этих пород обычны гипербазиты, габбро, габбро-амфиболиты, образующие послонные и субсогласные тела.

Внутренняя структура шовных прогибов сложна. Чаще всего наблюдаются узкие линейные синклинали, нередко опрокинутые. Крылья складок осложнены гофрировкой. В подавляющем большинстве трогов крылья синклиналей сорваны разломами, плоскости которых имеют крутое или сравнительно пологое (30—40°) залегание. В последних случаях архейские кристаллические толщи надвинуты на вулканогенно-терригенные образования трогов. В некоторых троггах синклинали не установлены: здесь наблюдаются моноклинали, представляющие собой, по видимому, сохранившиеся в результате тектонических подвижек фрагменты синклинальных структур.

Положение трогов в общей структуре докембрия территории и возраст трогового комплекса определены достаточно надежно. Подстилающий комплекс представлен глубокометаморфизованными (гранулитовая фация) кристаллическими сланцами чарской серии, анортозитами и чарнокитами с возрастом 3100—2700 млн. лет (Салоп, 1964; Федоровский, 1972; Глуховский, 1969). Шовные трого, хотя они в целом и наследуют генеральное простирание структур архея, имеют наложенный характер по отношению к конкретным складкам архейских пород в зоне непосредственного контакта. Вблизи трогов архейские породы претерпели повторный (регрессивный) метаморфизм амфиболитовой фации, отвечающий по времени эпохе метаморфизма трогового комплекса и удоканской серии (Кориковский, Федоровский, 1971). Перекрывающий комплекс представлен мощной (10—15 км) удоканской серией, которая образует Кодаро-Удоканский прогиб (Лейтес, 1965; Лейтес, Федоровский, 1972). Специальными исследованиями было показано, что верхняя часть трогового комплекса соответствует самым нижним горизонтам удоканской серии, терригенные породы которой (нижняя подствита икабийской свиты) по простиранию фашиально замещаются вулканогенно-терригенной толщей (Мельчикитский трог на хр. Кодар; Кориковский, Федоровский, 1971). В зонах стыка трогов и Кодаро-Удоканского прогиба троговый комплекс и удоканская серия залегают согласно, однако в целом обнаруживается крупное структурное несогласие между обоими комплексами.

Троговый комплекс и удоканская серия имеют нижнепротерозойский возраст. Они залегают на архейских породах и в свою очередь перекрыты верхнепротерозойской патомской серией. Троговой комплекс и удоканская серия подверглись одинаковому по глубинности и температуре одноактному региональному метаморфизму и гранитизации, они прорваны одними и теми же гранитами и характеризуются одинаковыми цифрами радиологического возраста (среднее значение по различным методам 1900—2000 млн. лет).

### ШОВНЫЕ СТРУКТУРЫ КАРЕЛИИ

Впервые мнение о развитии шовных трогов в докембрии Карелии высказали Е. В. Павловский и М. С. Марков (1963, 1964), причислившие к такого рода структурам узкие прогибы, выполненные вулканогенно-терригенными толщами ранних карелид. Другие исследователи относят эти толщи либо к геосинклинальным образованиям карелид (Кратц, 1963; Салоп, 1971), либо к образованиям подвижных зон карелид, обрамляющих Карельский срединный массив, и межглыбовых, прогибов, расчленяющих этот массив (Харитонов, 1966). А. С. Новикова (1969, 1971), проводившая исследования в восточной Карелии, считает, что указанные толщи локализованы в корневых частях надвиговых структур, непосредственно связанных с глубинными зонами земной коры и верхней мантии.

Четырехлетние полевые исследования, проведенные Г. В. Ручкиным, В. Д. Конкиным и Н. Е. Сергеевой в Парандовском и Хаутаваарском районах Карелии, доставили новые материалы о строении и формационном составе двух крупных линейных структур — Парандовской и Хаутаваарской, которые по комплексу признаков обнаруживают сходство с шовными прогибами. На их характеристике целесообразно остановиться более подробно.

Парандовская шовная структура (рис. 1), расположенная в восточной Карелии, протягивается на 60 км при ширине от 1,5 до 10 км; она образована протерозойскими осадочно-вулканогенными отложениями. Положение этой структуры, по данным М. А. Гиляровой (1967), контролируется Парандово-Выгозерским глубинным разломом,

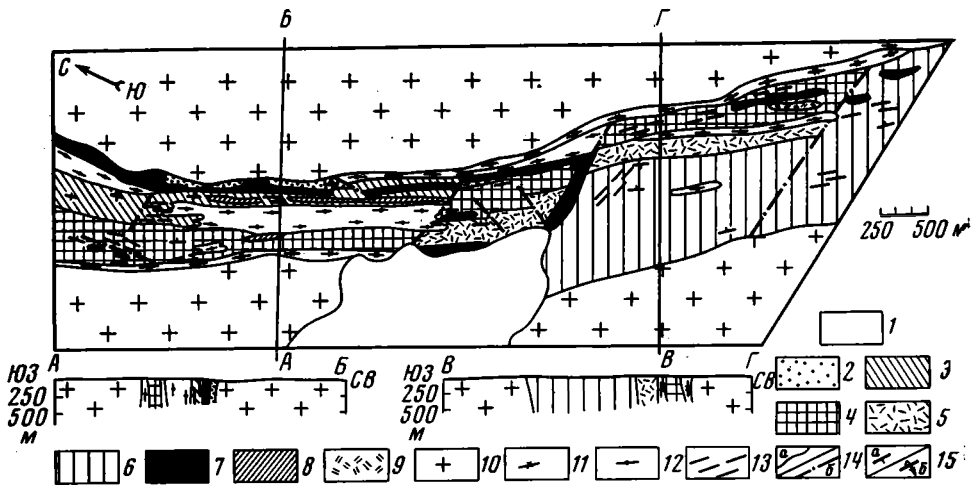


Рис. 1. Схема геологического строения северной части Парандовской шовной структуры. Составили В. Д. Конкин, Г. В. Ручкин, Н. Е. Сергеева.

1 — Четвертичные отложения; 2—13 — нижнепротерозойские отложения: 2—5 — верхняя толща: 2 — четвертая пачка (кварциты, мраморы, графитовые сланцы), 3 — третья пачка (диабазы канатной, шаровой и массивной текстур), 4 — вторая пачка (диабазы массивной и шаровой текстур), 5 — первая пачка (кварциты и дацитовые порфириды); 6 — нижняя толща (миндалекаменные диабазы и их лавобрекчии); 7 — габбро-диабазы; 8 — тальк-хлоритовые сланцы по гипербазитам; 9 — дайки дацитовых порфиридов; 10 — граниты; 11 — кварц-амфибол-биотитовые сланцы; 12 — порфиробластические сланцы; 13 — зоны бластомилонитизации; 14 — линии стратиграфического и интрузивного (а) и тектонического (б) контактов; 15 — залегание пород нормальное (а), опрокинутое (б)

к которому приурочены линейно-вытянутые зоны распространения вулканогенных толщ, ультраосновных и габбровых тел. Осадочно-вулканогенные породы развитой здесь парандовской серии имеют нижнепротерозойский возраст (Кратц, 1963). В северной части структуры в составе серии выделяются две толщи: 1) нижняя — метаморфизованные миндалекаменные лавы основного состава с прослоями туфов, лавобрекчий и кварцитов; 2) верхняя — метаморфизованные лавы основного состава подушечной (шаровой) и канатной отдельности с пачками и прослоями кварцитов, мраморов, графитистых сланцев и дацитовых порфиридов.

Непосредственные соотношения между толщами не наблюдались, однако единый структурный план, согласное залегание, близкий по температуре и глубинности метаморфизм, сходный состав эффузивов, развитые наложенных процессов бластомилонитизации, образование однотипных порфиробластических амфиболовых и гранатовых сланцев — все это позволяет уверенно считать обе толщи принадлежащими единому разрезу. На это же указывают данные о перекрытии вулканогенных толщ в центральной и южной частях структуры ятулийскими конгломератами, содержащими гальки вулканогенных пород и прорывающих их гранитов (Робонен, 1966; Гилярова, 1967). Наблюдения над положением кровли и подошвы лавовых потоков позволили установить, что наращивание разреза происходит при движении вкрест структуры с запада на восток.

Мелкозернистые амфиболизованные диабазы нижней толщи содержат миндалины эпидота, кварца, хлорита и карбоната. Диабазы образуют пласты мощностью от 4 до 7 м. Встречаются отдельные линзы диабазов шаровой и вариолитовой текстур, их туфов, прослой кварцитов и лавобрекчий с остроугольными обломками базальтов офитовой и гломеропорфировой структур, сцементированных мелкозернистым лавовым цементом порфировой структуры. Видимая мощность толщи более 600 м.

В составе верхней толщи, согласно залегающей на нижней, выделяются четыре пачки. Первая (нижняя) пачка представлена кварцитами с прослоями графитистых сланцев и миндалекаменных дацитовых метапорфиритов; ее мощность — 350 м. Вторая пачка сложена массивными амфиболизированными мелкозернистыми диабазами с многочисленными пластами диабазов подушечной (шаровой) текстуры мощностью до 25—30 м. Встречаются единичные пласты канатных лав мощностью 50—60 м и прослой туффитов основного состава (1—5 м мощностью). В верхней части обособляется горизонт первично-осадочных пород (мраморизованные известняки, известковистые кварциты, кварциты и графитистые сланцы). К этому горизонту приурочены линзовидные пласты серноколчеданных руд. Максимальная видимая мощность второй пачки составляет примерно 1100 м. Характерной особенностью третьей пачки является широкое развитие основных лав канатной текстуры. Пласты таких пород имеют узкую матрацевидную отдельность и сложены вытянутыми веретенообразными и лентовидными обособлениями метаморфизованных мелкозернистых диабазов; размеры этих обособлений по длинной оси меняются от 50 см до 5 м при ширине от 10 до 40 см. Канатные диабазы переслаиваются с массивными, шаровыми диабазами, туфами и туффитами основного состава. К верхней части третьей пачки приурочен горизонт кварцитов с линзами мраморизованных известняков, графитистых сланцев и серноколчеданных руд. Мощность третьей пачки составляет 500 м. В основании четвертой пачки залегают переслаивающиеся мраморы, кварциты, известковистые кварциты и графитистые сланцы; в ее верхней части преобладают кварциты. Видимая мощность четвертой пачки 175 м.

Осадочно-вулканогенные отложения парандовской серии прорваны амфиболизированными среднезернистыми габбро-диабазами, образующими пластовые и секущие тела, и дайками метаморфизованных дацитовых порфиритов, которые имеют секущие контакты не только с эффузивными породами, но и с габбро-диабазами. В породах третьей пачки буровыми скважинами вскрыты тальк-хлоритовые и тальк-актинолит-хлоритовые сланцы, по химическому составу и повышенному содержанию в них никеля, кобальта и хрома соответствующие серпентинизированным ультраосновным породам. Контактные соотношения ультраосновных пород с другими интрузивными образованиями не известны.

В пределах изученной нами части Парандовской шовной структуры устанавливается преимущественно моноклиналиное строение слагающих ее толщ, осложненное изоклинальными складками на участках развития миндалекаменных эффузивов нижней толщи. Породы верхней толщи падают на северо-восток под углами от 65 до 85°. Вместе с тем отмечается и опрокинутое залегание. Моноклиналиное залегание пачек верхней толщи подтверждается по замерам ориентировки выпуклых поверхностей отдельных подушек шаровых, лав, определяющих положение кровли лавовых потоков и другим структурно-текстурным особенностям лав основного состава. Вследствие плохой обнаженности внутреннее строение нижней толщи не может быть выявлено полностью. Однако моноклинали фиксируется не везде: в южной части структуры нижняя толща, по данным В. И. Робонена (1966) и нашим наблюдениям, смята в многочисленные изоклиналиные складки.

Характерной особенностью тектоники Парандовской шовной структуры является широкое развитие разрывных нарушений и зон расщепления. Серией крупных разломов субширотного простирания, частично залеченных телами габбро-диабазов, структура расчленена на четыре блока. Мощные зоны крутопадающей сланцеватости, по которым наблюдаются лишь незначительные перемещения, в большинстве случаев простираются согласно с вмещающими породами, иногда срезая слоистость под углами от 5 до 20°. Зоны охватывают участки пород шириной



от нескольких метров до 300—500 м, протяженностью от десятков метров до нескольких километров и характеризуются неравномерным строением. Внутри этих зон развиты blastsилониты, в большинстве своем имеющие грубосланцеватую текстуру, реже выделяются участки тонкосланцеватых плейчатых blastsилонитов существенно амфиболового состава (если blastsезу подверглись диабазы) и кварц-биотитового состава (по кварцитам и кислым породам). Развитие сланцеватости имеет «сквозной» характер, захватывая не только все осадочно-вулканогенные породы, но и габброиды, залечивающие субширотные разломы. К зонам blastsилонитов приурочены кварц-хлорит-полевошпатовые и кварц-биотит-полевошпатовые породы с порфиробластами амфибола, граната, карбоната и биотита, которые являются наложенными на ранее метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования и интрузивные тела габбро-диабазов (Ручкин и др., 1971).

Пространственно Парандовская шовная структура расположена в поле гранитоидов, возраст которых ряд исследователей считает архейским, полагая, что они образуют гранито-гнейсовый фундамент толщ нижнего протерозоя (Кратц, 1963; Харитонов, 1966). Такое мнение, однако, не единственное. М. А. Гилярова (1967) считает, что все граниты в районе Парандовской структуры более молодые по отношению к осадочно-вулканогенным породам. Наблюдавшиеся нами граниты Идельского и Кочковского массивов в северном обрамлении Парандовской структуры всегда имеют активные контакты с осадочно-вулканогенными породами и почти повсеместно сопровождаются в экзоконтакте кварц-амфибол-биотитовыми сланцами. Отмечаются многочисленные жилы и апофизы мелкозернистых и аплитовидных гранитов от указанных массивов в породы парандовской серии. Кроме того, на указанных участках в blastsилонитизированных среднезернистых диабазах вблизи контакта с гранитами наблюдается метасоматическая микроклинизация с образованием изометричных и таблитчатых порфиробласт микроклина. Согласно последним данным (Лобач-Жученко и др., 1972), в районе Парандово выделяются разновозрастные граниты. Ранние из них характеризуются возрастом  $2760 \pm 55$  млн. лет, а более молодые —  $2220 \pm 90$  млн. лет (рубидиево-стронциевый метод). Последние и имеют активные контакты с нижнепротерозойскими толщами.

Хаутаваарская шовная структура Южной Карелии (рис. 2) протягивается в виде узкой полосы субмеридионального простирания почти на 100 км при максимальной ширине около 10 км и, по данным М. А. Гиляровой, приурочена к Хаутаваарско-Совдозерско-Маслозерскому глубинному разлому, который документируется узкой полосой развития докембрийских вулканитов, милонитов и ультраосновных тел. Эта структура образована нижнепротерозойскими осадочно-вулканогенными отложениями парандовской (хаутаваарской) серии (Робонен, 1960; Кратц, 1963), ограниченными серией тектонических нарушений и полями гранито-гнейсов.

В разрезе серии преобладают вулканиты среднего и кислого состава (андезитового, андезито-дацитового, дацитового и реже липаритового), среди которых выделяются сложно построенные пачки и линзы вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород базальтового состава. Средние и кислые вулканогенные породы (общей мощностью 3,5—4 км) представлены метаморфизованными кристаллокластическими, бомбовыми и глыбовыми туфами, реже лавами с маломощными прослоями кварцитов, графитистых кварцитов и сланцев. Пачки базальтовых вулканогенных пород сложены метаморфизованными мелкозернистыми диабазами шаровой и массивной текстур, содержащими маломощные слои туфогенно-осадочных образований, кварцитов, графитистых кварцитов и сланцев, а также кварц-магнетит-амфиболовых и актинолитовых сланцев с конкрециями магнетита и ильменита.

Наиболее полный разрез изучен в районе Хаутаваарского месторождения. В нижней его части располагаются вулканиты кислого состава, на которых залегают слоистые кварц-графитовые сланцы с графито-кремнистыми и кремнистыми конкрециями, слагающие обособленный

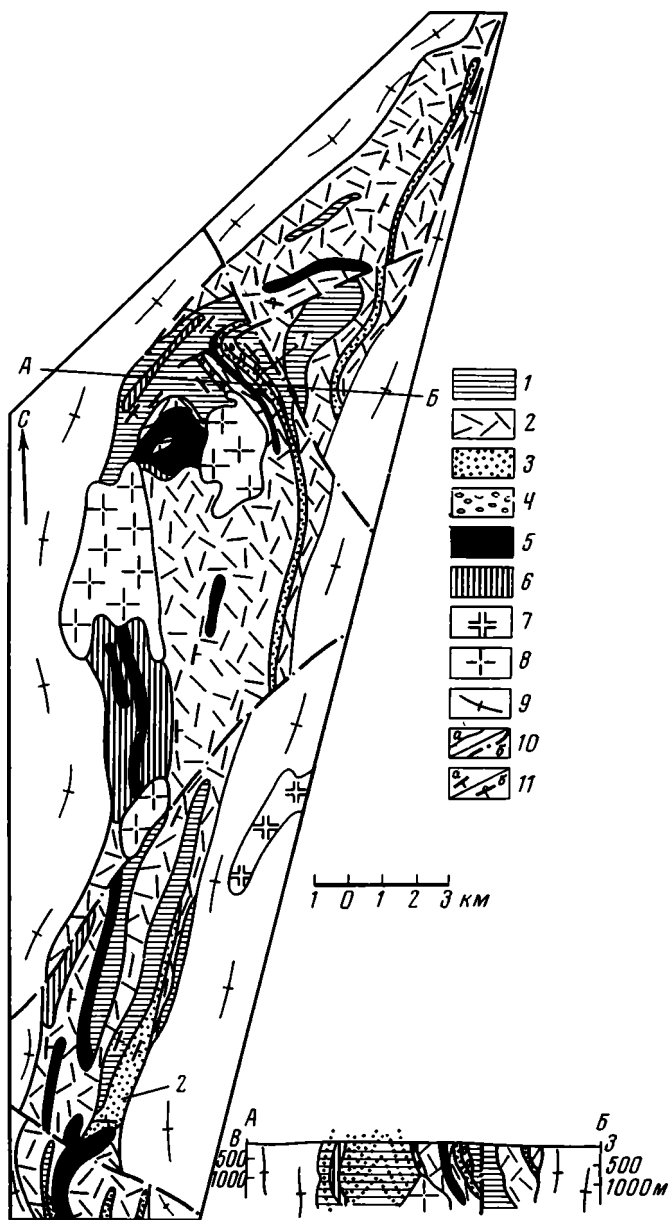


Рис. 2. Схема геологического строения Хаутаваарской шовной структуры. Составили В. Д. Конкин, Г. В. Ручкин с использованием материалов В. И. Робонена, С. И. Рыбакова и геологов СЗГУ.

1 — Вулканогенные породы основного состава; 2 — вулканогенные породы среднего и кислого состава; 3 — рудовмещающая толща; 4 — полимиктовые конгломераты и туфо-конгломераты; 5 — габбро-диабазы; 6 — гипербазиты; 7 — граниты-рапакиви; 8 — гранодиориты и микроклиновые граниты; 9 — гранито-гнейсы; 10 — линии стратиграфического и интрузивного (а) и тектонического (б) контактов; 11 — залегание пород нормальное (а), опрокинутое (б). Цифры на схеме: 1 — Хаутаваарское серноколчеданное месторождение, 2 — Нялмозерское серноколчеданное месторождение

горизонт. Выше следует пачка основных вулканитов мощностью около 2 км, в кровле которой появляется горизонт магнетитовых кварцитов и полимиктовых конгломератов с обломками подстилающих диабазов. Выше по разрезу согласно залегает толща (мощностью 1000—1200 м) полевошпатовых туфопесчаников и туфокварцитов с горизонтами хемогенных кварцитов и линзами туфоконгломератов андезито-дацитового состава. Толща заканчивается пачкой кварц-графитовых, кварц-серицит-графитовых и графитовых сланцев с прослоями кварцитов. К низам этой пачки приурочены серноколчеданные залежи Хаутаваарского месторождения. Данная толща согласно перекрывается горизонтом туфоконгломератов с обломками подстилающих пород и основным вулканогенным цементом, на которых в свою очередь залегает верхняя пачка эффузивных пород основного состава.

Подобные же взаимоотношения между основными и более кислыми вулканитами наблюдаются на Нялмозерском месторождении, расположенном южнее, где непосредственно на эффузивных диабазах залегает рудовмещающая толща. В нижней части эта толща представлена графитовыми и графитосодержащими сланцами, кварцитами и туфопесчаниками андезито-дацитового состава, а в верхней части — мраморизованными известняками, известковистыми кварцитами, филлитовидными и графитистыми сланцами. Эта толща, выходя за пределы выклинивающейся пачки основных эффузивов, залегает уже на туфогенных образованиях андезито-дацитового состава.

Приведенные материалы свидетельствуют, таким образом, о переслаивании различных по составу вулканогенных пород, причем линзы базальтовых вулканитов, имея мощность до 200 м и более, резко выклиниваются на расстоянии первых километров. В свете этих данных нижнепротерозойские вулканические породы, слагающие Хаутаваарскую структуру, могут быть отнесены к комплексам гетерогенного происхождения (Коптев-Дворников и др., 1967). Можно предполагать, что в начальном этапе система разломов, на которых заложилась шовная структура, вскрывала очаги магматических расплавов кислого состава. По мере развития структуры глубина проникновения отдельных кулисообразно расположенных разломов увеличивалась, и по ним на поверхность поступала лава уже основного состава.

Среди интрузивных пород в пределах структуры наибольшее распространение имеют метаморфизованные габбро-диабазы, гипербазиты и дацитовые порфириды, которые прорываются телами гранодиоритов и микроклиновых гранитов.

Толщи метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород, слагающих Хаутаваарскую структуру, круто, под углами 60—85°, наклонены на запад или юго-запад и образуют моноклинали. Часто наблюдается опрокинутое залегание пород, которое в каждом конкретном случае устанавливается по соответствующему положению кровли потоков основных эффузивов и (или) опрокинутому залеганию ритмичной слоистости осадочно-вулканогенных пачек. В районе Хаутаваарского месторождения наблюдается резкое усложнение моноклинали. Здесь фиксируются резко погружающиеся в северном направлении сопряженные антиклинальная и синклинали складки. В южном направлении их шарниры постепенно воздымаются, и породы вновь приобретают моноклиналиное залегание. Протяженность зон складок второго порядка около 6 км. Хаутаваарская структура рассечена зонами поперечных и диагональных разломов, вдоль которых устанавливаются интрузивные тела основного и ультраосновного состава.

Так же как и в охарактеризованной выше Парандовской структуре, осадочно-вулканогенные толщи Хаутаваарской структуры заключены в поле гранито-гнейсов. По мнению Г. О. Глебовой-Кульбах и соавт. (1963) и К. О. Кратца (1963), большая часть гранитоидов имеет архей-

ский возраст. Лишь на контакте глыб архейского гранито-гнейсового фундамента с осадочно-вулканогенными породами нижнего протерозоя, по данным этих авторов, размещаются гранитоиды протерозойского возраста. Впоследствии К. О. Кратц и соавт. (1969) установили, что раннепротерозойские гранитоиды развиты шире, чем это предполагалось ранее. В частности, гранитоиды этого возраста формируют весь западный борт интересующей нас структуры и содержат ксенолиты кристаллических сланцев и амфиболитов предположительно архейского возраста (радиологический возраст 2570—3070 млн. лет) и нижнепротерозойских вулканогенных пород. Такие же граниты развиты и на восточном борту структуры.

Кроме Парандовской и Хаутаваарской полос нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных пород к шовным структурам могут быть отнесены и другие подобные структуры, например Бергаульская и Койкарско-Кумчезерская. По нашим данным, первая имеет моноклиналиное строение, а вторая на ее южном окончании — антиклинальное. Бергаульская структура шириной около 1,5 км протягивается на 3 км, Койкарско-Кумчезерская при ширине до 10 км — на 100 км. Нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные породы обеих структур, к которым приурочены проявления серноколчеданных руд, несогласно перекрыты ятулийскими кварцито-сланцевыми толщами. Вероятно, такую же природу имеют Гимольская, Костамукшская и другие структуры, сложенные осадочно-вулканогенными железистыми формациями нижнего протерозоя, локализованными среди пород архейского фундамента (Чернов, 1966).

Изложенные материалы позволяют утверждать, что в раннем протерозое в таких далеко разобщенных районах, как Карелия и северо-восточное Забайкалье, происходило накопление сходных осадочно-вулканогенных формаций, локализованных в однотипных специфических линейных структурах. Можно полагать, что попытка сравнения этих структур не будет бесполезной, так как позволит выяснить общие закономерности развития фундамента древних платформ.

Прежде всего бросается в глаза сходство формационного состава отложений. В Карелии это главным образом вулканиты (базальтовые порфириты, диабазы и их туфы и лавобрекчии, андезитовые, андезиодацитовые порфириты, липаритовые порфиры и их туфы), содержащие подчиненные горизонты осадочно-вулканогенных и осадочных пород (кварциты, железистые и известковистые кварциты, мраморы, графитистые и филлитовидные сланцы, туфопесчаники, туфоконгломераты, актинолитовые сланцы). В Забайкалье собственно вулканические породы занимают подчиненное положение в разрезах шовных прогибов (метадиабазы, метапорфириты, метафельзиты и их туфы). Здесь преимущественно распространены осадочные и осадочно-вулканогенные разности (широкая гамма различных сланцев, кварцитов, в том числе и железистых, конгломераты, мраморы). Обязательной составной частью этих комплексов в обоих районах являются габброиды и гипербазиты, образующие субпластовые залежи. Таким образом, набор вулканитов, осадочно-вулканогенных и осадочных образований практически одинаков. Различия касаются по существу только количества вулканитов, которые преобладают в разрезах шовных структур Карелии. В целом формацию этих структур можно определить как осадочно-вулканогенную и подчиненную вулканогенно-кремнистую (кремнисто-железистую). Сравнимы и мощности формаций (2—5 км). Интересно отметить и одинаковый по термодинамическим условиям метаморфизм изученных комплексов, соответствующий эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям метаморфизма.

Шовные структуры обоих районов отличаются ярко выраженным линейным строением — типично соотношение длины к ширине как 5 : 1,

10 : 1 и т. д. В Забайкалье, например, наиболее крупные известные трогги достигают протяженности 200 км при ширине до 20 км (Каларский трог). Охарактеризованная выше Хаутаваарская структура в Карелии имеет длину 100 км при максимальной ширине в плане 10 км. Можно полагать, однако, что истинные размеры шовных структур были гораздо крупнее, чем их параметры, наблюдаемые в современном эрозионном срезе. Анализ геологических карт указывает на возможность выделения в Карелии шовных структур или систем таких структур, простирающихся на 1000 км и более (системы Восточно-Карельская и Ветренного пояса). То же самое касается и ширины структур — она могла быть значительно большей, чем это сейчас наблюдается. Об этом могут свидетельствовать отсутствие заметных фациальных изменений осадочных отложений по направлению от центра к бортам структур, а также напряженная внутренняя тектоника толщ, заключенных в шовных прогибах Забайкалья и в шовных структурах Карелии.

Если обратиться к комплексам, подстилающим и перекрывающим указанные формации, то можно видеть, что в Забайкалье, например, шовные прогибы занимали вполне определенное возрастное и структурное положение. Подстилающий комплекс представлен здесь глубоко метаморфизованными (гранулитовая фация) кристаллическими сланцами, анортозитами и чарнокитами архея (3100—2700 млн. лет), повторно преобразованными в результате регионального метаморфизма и гранитизации, поразивших породы трогового комплекса и удоканской серии. Последняя представляет собой перекрывающий комплекс, трансгрессивно залегающий на осадочно-вулканогенной формации шовных прогибов. Многочисленные цифры изотопного возраста (среднее значение 1900—2000 млн. лет) указывают на необходимость отнесения трогового комплекса Сибири к нижнему протерозою. Такой же возраст имеют, по представлениям всех исследователей, образования парандовской, хаутаваарской серии и их аналогов в Карелии. Менее ясен в этом регионе вопрос о возрасте выше- и нижележащих комплексов. Подстилающий комплекс в большинстве районов представлен гранитоидами, возраст которых одни геологи определяют как архейский, другие — как раннепротерозойский. В последнее время вместе с тем появились данные об обнаружении в ряде районов Карелии глубоко метаморфизованных супракристалльных пород, заключенных среди гранито-гнейсов (Кратц и др., 1969; Синицын, Корсакова, 1971). Именно эти породы совместно с гранитами и составляют выходы архейского кристаллического фундамента, разделяющего шовные структуры. Учитывая эти данные, можно убедиться в очень значительном петрологическом и возрастном сходстве комплексов, подстилающих осадочно-вулканогенные формации Карелии и Забайкалья.

Перекрывающий комплекс в Карелии представлен отложениями ятулия, возраст которого большинство исследователей склонно считать среднепротерозойским. Авторам кажется, что такое мнение нельзя считать окончательными: по формационным признакам ятулий обнаруживает значительное сходство с разрезом средней и верхней частей удоканской серии, а также с супергруппой Гурон Канадского щита — типичными представителями нижнепротерозойских образований древних платформ. Можно ожидать, что представления о среднепротерозойском возрасте ятулийских отложений будут пересмотрены. В целом представляется достаточно очевидным, что шовные структуры Карелии и Забайкалья занимают вполне определенное место в истории геологического развития древних платформ: их формирование приурочено к промежутку времени, заключенному между этапами становления кристаллического цоколя древней платформы (региональный метаморфизм гранулитовой фации) и ее чехла.

Обращает на себя внимание тот факт, что к шовным структурам обоих районов приурочены пластовые залежи железных руд двух типов:

окисной (магнетитовые кварциты) и сульфидной (колчеданные руды) фаций. По преобладанию тех или иных фаций этих руд можно выделить три типа структур. В первом сосредоточены пластовые залежи магнетитовых кварцитов при отсутствии сульфидных руд (большинство шовных прогибов Забайкалья, Гимольская и другие структуры Карелии); ко второму типу приурочены исключительно сульфидные руды (Парандовская структура Карелии); третий тип характеризуется преобладанием колчеданных залежей при подчиненном значении магнетитовых кварцитов (Хаутаваарская структура Карелии). Не рассматривая здесь вопросов генезиса тех и других руд, подчеркнем лишь, что само присутствие пластовых залежей окисных и сульфидных железных руд является характерной особенностью раннепротерозойских шовных структур.

Боковые ограничения шовных структур обычно тектонические. По-видимому, права А. С. Новикова (1969, 1971), доказывающая широкое развитие в Карелии надвиговых явлений в пределах зон, ограничивающих шовные структуры. Пограничные надвиги нередки и в Забайкалье (Федоровский, Лейтес, 1968). Однако надвиги являются обычной, но не обязательной принадлежностью этих структур. Столь же часто можно наблюдать круто или сравнительно полого расположенные зоны разломов, которые ограничивают шовные структуры; их плоскости направлены к центру прогибов (Саймаганский, Итчилякский, Каларский прогибы в Забайкалье).

Внутренняя структура шовных прогибов Забайкалья и линейных структур Карелии, как уже указывалось, сложна. В Сибири это, как правило, сложно гофрированные нормальные или опрокинутые синклинали, иногда (как частный случай) встречаются и структуры типа моноклиналей. В Карелии А. С. Новикова склонна рассматривать последние как основной (или единственный) тип структур, возникших в результате существования зон сжатия, связанных с динамическими процессами вдоль поверхностей глубинных надвигов. Действительно, в Карелии моноклинали — господствующий тип структур, а наблюдавшиеся нами и другими авторами разномасштабные складки в их пределах могут рассматриваться как структуры, осложняющие моноклинали.

Таким образом, пока нет структурных данных, которые позволили бы строго доказать, что рассмотренные структуры Карелии можно отнести к типу шовных прогибов, как это сделано в Забайкалье. Однако приведенная выше краткая сравнительная характеристика шовных структур раннего докембрия Карелии и Забайкалья показывает, что уже на данной стадии изученности можно сделать вывод об их одинаковой природе. Им свойственны приуроченность к зонам разрывов, определившим резко вытянутый линейный тип структур, наложенный характер по отношению к подстилающим архейским комплексам, наличие пограничных разломов древнего заложения, служивших впоследствии зонами интенсивной гранитизации. Одинаковый и одноактный метаморфизм эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций — типичная черта этого этапа. Полностью сходны и породы толщ шовных структур, входящие в состав двух формаций — осадочно-вулканогенной и вулканогенно-кремнистой, а также их мощности; одинаковы и интрузивные образования основного и ультраосновного состава, представленные субпластовыми телами. Все это позволяет предполагать, что моноклинали шовных структур Карелии по аналогии с шовными структурами Забайкалья представляют собой, по-видимому, не самостоятельные образования, а принадлежат к сохранившимся в эрозионном разрезе фрагментах полных структур, которые можно классифицировать как шовные прогибы.

## Литература

- Гилярова М. А.* Зеленокаменные породы района Надвоицы — Парандово Карельской АССР и их метаморфизм.— В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-запада РСФСР», вып. 7. «Недра», 1967.
- Глбова-Кульбах Г. О., Лобач-Жученко С. Б., Пинаева Н. И., Борисова К. Д.* Граниты Южной Карелии.— Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1963, вып. 15.
- Глуховский М. З.* Некоторые особенности тектоники ранних этапов развития Олекмо-Витимской горной страны.— Геотектоника, 1969, № 3.
- Грачев А. Ф., Федоровский В. С.* О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклинальных трогов.— Сов. геология, 1970, № 12.
- Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А.* Вулканогенные породы и методы их изучения. М., «Недра», 1967.
- Кориковский С. П., Федоровский В. С.* Геологические соотношения пород удоканской серии и трогового комплекса (юго-западная часть Алданского щита).— Сов. геология, 1971, № 10.
- Кратц К. О.* Геология карелид Карелии. Изд-во АН СССР, 1963.
- Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Яскевич Н. И., Борисова К. Д., Сокол Р. С.* Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии. «Наука», 1969.
- Лейтес А. М.* Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. М., «Наука», 1965.
- Лейтес А. М., Муратов М. В., Федоровский В. С.* Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ.— Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 6.
- Лейтес А. М., Федоровский В. С.* Тектоника запада Алданского щита (Олекмо-Витимская горная страна).— Геотектоника, 1972, № 2.
- Лобач-Жученко С. Б., Кратц К. О., Герлинг Э. К., Горохов И. М., Морозова И. М., Крылов И. Н., Чекулаев В. П., Пушкарев Ю. Д., Спрингсон В. Д., Анферовский А. А.* Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. «Наука», 1972.
- Марков М. С.* Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (на примере Канадского щита).— В кн. «Геология и петрология докембрия. Общие и региональные проблемы». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Марков М. С.* О некоторых чертах строения протерозойских геосинклинальных трогов.— В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». М., «Наука», 1964.
- Новикова А. С.* Элементы тектоники глубокого докембрия основания Восточно-Европейской платформы.— Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 2.
- Новикова А. С.* Тектоника основания Восточно-Европейской платформы.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1971, вып. 237.
- Павловский Е. В., Марков М. С.* Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры).— В кн. «Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Павловский Е. В., Марков М. С.* Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов.— В кн. «Деформация пород и тектоника». Докл. сов. геологов на XXII сессии Междунар. геол. конгресса. М., «Наука», 1964.
- Робонен В. И.* К стратиграфии протерозоя района Хаутаваара — Чалка.— Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. XXVI. Петрозаводск, 1960.
- Робонен В. И.* К стратиграфии протерозоя района Парандово — Надвоицы (Восточная Карелия).— В кн. «Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии». Петрозаводск, 1966.
- Ручкин Г. В., Конкин В. Д., Сергеева Н. Е.* Порфиروبластические амфиболовые породы Парандовского серноколчеданного месторождения (Восточная Карелия).— Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 4.
- Салоп Л. И.* Геология Байкальской горной области, т. 1. Стратиграфия. «Недра», 1964.
- Синицын А. В., Корсакова М. А.* О докембрии и метаморфических фациях Ребольско-Муезерского района Центральной Карелии (в связи с проблемой гранулитов в беломорском комплексе).— В кн. «Метаморфические пояса СССР». «Наука», 1971.
- Федоровский В. С.* Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М., «Наука», 1972.
- Федоровский В. С., Лейтес А. М.* О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны.— Геотектоника, 1968, № 4.
- Харитонов Л. Я.* Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита.— В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-запада РСФСР», вып. 6. Л., «Недра», 1966.
- Чернов В. М.* Вулканогенные железисто-кремнистые и колчеданные формации Карелии.— В кн. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1. «Недра», 1966.



УДК 551.242.51+551.243.11 (477)

А. А. ГОЙЖЕВСКИЙ

## СЕВЕРО-УКРАИНСКАЯ ГОРСТОВАЯ ЗОНА

Выделяется активная тектоническая зона широтного направления, протягивающаяся на 750—800 км, возникшая в среднем протерозое и развивавшаяся на протяжении всего фанерозоя. Зона, названная Северо-Украинской горстовой зоной, является зоной глубинного разлома, в которой неоднократно имели место магматические процессы. Строение зоны очень сложное: она состоит из многочисленных мелких блоков, периодически испытывавших разнонаправленные тектонические движения. Широко представлены в зоне и неотектонические явления. Подчеркивается металлогеническое значение зоны.

На крайнем севере Украины в полосе широтного направления, от границы с Польшей и до района Чернигова, наблюдается ряд тектонических структур, занимающих аномальное положение по отношению к окружающим площадям (рис. 1). Значительная часть этих структур была описана ранее, некоторые из них выделены автором. Автором помимо личных наблюдений использованы данные многих сотен скважин, пробуренных в процессе геологических съемок, выполненных Б. И. Власовым, В. С. Анисимовым, А. Е. Бирюлевым, Г. А. Уженковым, А. Г. Ролликом, А. С. Дранником и В. П. Бухаревым.

В пределах Волыно-Подольской плиты к таким структурам принадлежит Припятский вал (рис. 2), который в последнее время описали В. М. Шестопалов (1971) и А. Е. Бирюлев (1968) по материалам геологических съемок, структурно-профильного бурения, а также данным геофизических исследований. Ширина Припятского вала составляет 15—20 км. Он пересекается субмеридиональными разломами, удаленными друг от друга на 10—20 км, в результате чего вал разбит на ряд блоков с резко различными уровнями залегания поверхности докембрийского фундамента. Наиболее высокое положение поверхности фундамента наблюдается на блоках сел. Хотислава (—150 м) и г. Ратно (—55 м). Вместе с тем другие блоки резко опущены: так, на блоке сел. Хотешова поверхность фундамента находится на отметках —540 м, а на отдельных блоках восточнее г. Камень-Каширского и между Хотиславским и Ратновским блоками поверхность фундамента не была достигнута глубокими скважинами, но, судя по большой мощности вендских и рифейских отложений, поверхность фундамента опущена до —1000÷1200 м. Ограничен Припятский вал крупными разломами. Севернее и южнее вала поверхность фундамента опущена на многие сотни метров. В частности, у Ратновского выступа она залегает на отметках —1200÷—1400.

Припятский вал перекрыт рифейскими и вендскими отложениями, но в пределах Ратновского блока фундамент залегает непосредственно под верхнемеловыми отложениями. Резко различаются мощности верхнепротерозойских осадочных образований на различных блоках вала. Так, на Хотиславском блоке мощность рифейских отложений (полесская серия) 100—200 м, а на других блоках она достигает 500—800 м. Вендские отложения, представленные туфогенно-эффузивной толщей волынкой серии, в пределах вала имеют мощность 200—300 м, но они частично или полностью размыты на Хотиславском, Ратновском и Хотешовском блоках, и здесь на доверхнемеловую поверхность выходят породы полес-

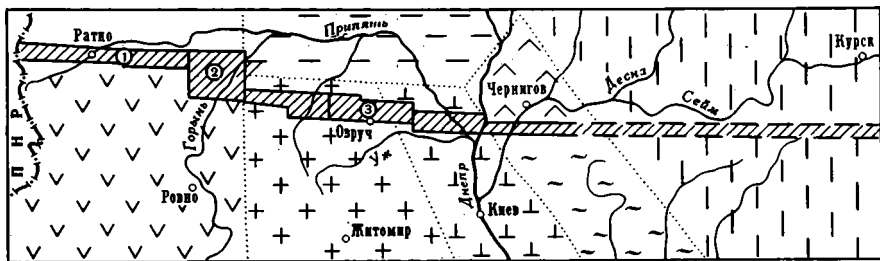


Рис. 1. Положение Северо-Украинской горстовой зоны  
 1 — Украинский щит; 2 — Волыно-Подольская плита; 3 — склон Украинского щита; 4 — Припятский грабен; 5 — Черниговско-Брагинский выступ; 6 — Днепровско-Донецкий прогиб; 7 — Воронежский массив и его склон; 8 — Северо-Украинская горстовая зона.

Цифры в кружках: 1 — Припятский вал; 2 — Дубровицкий горст; 3 — Овручский горст

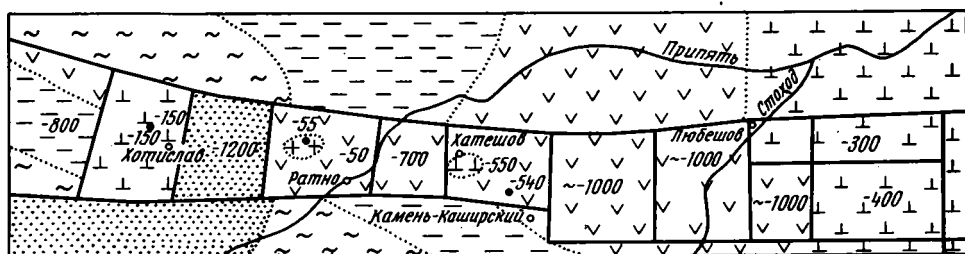


Рис. 2. Схематический план Припятского вала (по домезозойской поверхности)  
 1 — породы докембрийского фундамента; 2 — отложения полесской серии; 3 — образования волынской серии; 4 — отложения валдайской серии; 5 — кембрийские отложения; 6 — силурийские отложения; 7 — разломы; 8 — средние отметки поверхности докембрийского фундамента в пределах блока; 9 — скважина и абсолютная отметка поверхности фундамента

ской серии. Породы валдайской серии, мощность которых достигает 300—400 м, известны лишь западнее Хотиславского блока и между ним и Ратновским блоком. И только здесь развиты кембрийские отложения, а породы силура мощностью до 150 м встречены между Хотиславским и Ратновским блоками. Вместе с тем силурийские, кембрийские и валдайские отложения широко развиты к югу и северу от Припятского вала.

Таким образом, Припятский вал состоит из отдельных блоков, на которых домезозойский разрез представлен с весьма различной полнотой. Тут есть блоки, где вся осадочная толща размыта; есть блоки, где развиты лишь маломощная полесская серия; блоки, на которых присутствуют мощные толщи полесской и волынской серий, и, наконец, блоки, в которых развиты также валдайские, кембрийские и силурийские отложения значительной мощности. При этом наблюдаются большие колебания мощности домезозойских образований — так, по западному краю Ратновского блока они достигают 1000—1200 м.

Поверхность домезозойских отложений в пределах вала довольно ровная и слегка повышается к востоку от  $-20 \div -30$  до  $+30 \div +40$  м. Впрочем впечатление выравнивания, возможно, создается из-за довольно редкой сети скважин. В. М. Шестопапов (1971) высказал мысль о том, что имеются вертикальные смещения домеловой поверхности на первые десятки метров. На геологических профилях вкрест простираения вал по

домезозойской поверхности не выражен. Эта поверхность поднимается постепенно к югу и южнее вала несколько выше, чем в его пределах. В связи с этим необходимо вспомнить о широко известных карстовых формах рельефа в верхнемеловых отложениях (озера, глубокие воронки и т. д.) севера Волынской области. Почти все они расположены в неширокой полосе, примыкающей с юга к Припятскому валу. Мезозойско-кайнозойский покров в пределах вала представлен толщей карбонатных пород верхнего мела, мощность которых увеличивается на запад от 70—80 до 200—250 м. Перекрыты они четвертичными осадками, в основном флювиогляциальными песками. В современном рельефе площадь Припятского вала не выделяется по отношению к соседним территориям — это типичная песчаная заболоченная полесская равнина с высотами в 150—170 м, прорезанная очень неглубокими и широкими долинами рек с медленным течением.

Припятский вал протягивается на востоке до долины р. Стырь, вдоль которой по геофизическим данным устанавливается меридиональный разлом. Западнее последнего, на блоке сел. Кухотская Воля, поверхность фундамента залегает на отметках  $-300 \div -400$ , восточнее  $-150 \div -200$  м. Ширина поднятых блоков восточнее разлома р. Стырь резко расширяется до 40—50 км. Такая ширина сохраняется на протяжении 60 км вплоть до границы Украинского щита. Таким образом, поднятие восточнее долины р. Стырь теряет линейный характер и этот более или менее изометрический отрезок описываемой тектонически активной зоны мы предлагаем именовать Дубровицким горстом (рис. 3). В пределах горста поверхность фундамента расположена на отметках  $-200 \div +40$  м, вокруг него она значительно меньше. Лишь на крайнем юго-востоке, где горст примыкает к Украинскому щиту, поверхность фундамента оказывается на 50—100 м ниже, чем на соседних участках щита.

На площади Дубровицкого горста пройдено ограниченное количество скважин и выполнены небольшие объемы геофизических исследований, поэтому строение его в настоящее время представляется в довольно схематическом виде. Однако уже сейчас четко намечается сложное строение горста, распадающегося на ряд блоков, вытянутых в широтном или меридиональном направлениях. Высота поверхности фундамента блоков, расположенных южнее г. Дубровицы, достигает отметок 30—40 м, хотя на отдельных очень небольших блоках она уменьшается до  $-50$  и

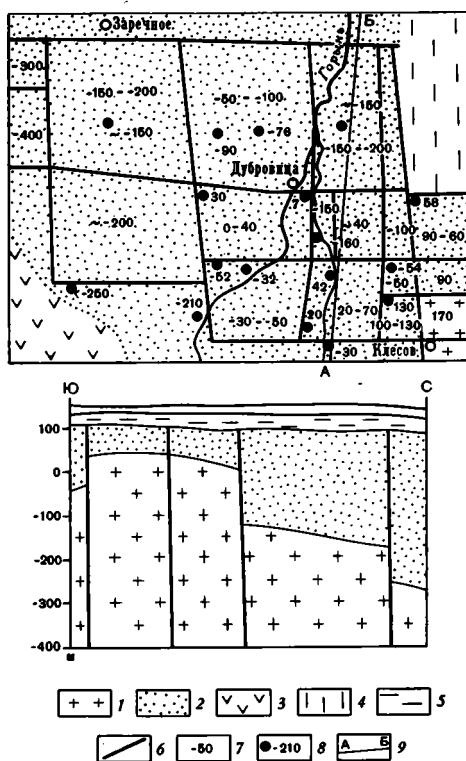


Рис. 3. Схематический план и разрез Дубровицкого горста  
 1 — породы докембрийского фундамента; 2 — отложения полесской серии; 3 — образования волынской серии; 4 — девонские отложения; 5 — меловые отложения; 6 — разломы; 7 — абсолютные отметки поверхности докембрийского фундамента в пределах блока; 8 — скважина и абсолютная отметка поверхности фундамента; 9 — линия разреза

—200 м. На остальных блоках (на западе и северо-востоке) поверхность фундамента опущена до —150÷—200 м, но на блоке к северу от Дубровицы скважины вскрывают докембрийские породы на отметках —50÷—100 м.

Из докембрийских образований в пределах Дубровицкого горста развиты только отложения полесской серии, поверхность которых довольно ровная, расположенная на отметках 100—120 м, т. е. на 60—80 м выше, чем на Припятском валу. Мощность их меняется от блока к блоку от 60—70 до 300 м.

Следует заметить, что к Дубровицкому горсту и Припятскому валу приурочено большинство из выявленных к настоящему времени на Волыно-Подоллии интрузивных тел габбро-долеритов волинской серии. Б. Я. Воловник (1971) значительную часть корневых зон времени формирования волинской трапповой формации приурочивает к Припятскому валу.

Мезозойско-кайнозойские отложения Дубровицкого горста представлены карбонатными породами сеноманского и туронского ярусов мощностью 30—70 м, мергельно-глинистыми породами верхнего эоцена мощностью 10—30 м и четвертичными отложениями, преимущественно флювиогляциальными песками, мощностью 10—20 м.

Современная поверхность — типичная полесская песчаная равнина высотой 150—160 м, во многих местах заболоченная. Вместе с тем необходимо отметить необычайный для этого района Полесья крутой склон долины р. Горыни у г. Дубровицы высотой в 15—20 м с единственными на Полесье выходами верхнеэоценовых отложений. В г. Дубровице течение р. Горыни настолько быстрое, что дно усеяно галькой, что также необычно для полесских рек.

В пределах Украинского щита описываемая активная тектоническая зона вновь приобретает линейный характер и имеет ширину 15—20 км. С севера она по Прилуцкому разлому граничит с узким северным скло-

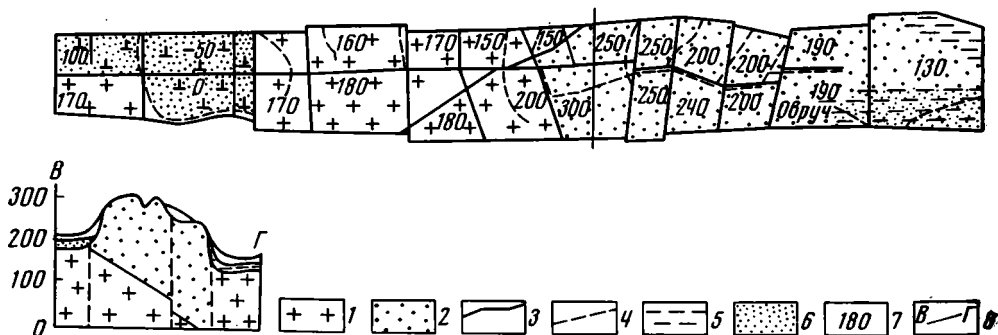


Рис. 4. Схема структуры Северо-Украинской горстовой зоны в пределах Украинского щита

1 — породы докембрийского фундамента; 2 — породы оvrучской серии; 3 — разломы; 4 — мезозойские речные долины; 5 — юрские отложения; 6 — меловые отложения; 7 — высота водораздельных участков поверхности докембрийского фундамента в пределах блока; 8 — линия разреза

ном Украинского щита, примыкающим к Припятскому грабену, а на юге по Норинскому разлому с Волинской глыбой, в пределах которой поверхность фундамента залегает на отметках 160—200 м. Высота этой же поверхности на северном склоне 90—150 м (рис. 4).

На Украинском щите в пределах активной зоны пробурены многие сотни скважин, имеются многочисленные выходы кристаллических пород и проведены детальные геофизические исследования. Это дало возможность составить детальную карту гипсометрии поверхности фундамента.

Несмотря на значительную сложность рельефа, всюду водораздельные пространства представляют собой более или менее горизонтальные площадки, высоты которых меняются от блока к блоку. Показанные на рис. 4 высоты поверхности фундамента характеризуют высоту именно таких площадок.

Ввиду того что автором (Гойжевский, 1972) уже была дана детальная характеристика Северо-Украинской горстовой зоны в пределах Украинского щита, здесь приводится лишь краткое описание этого отрезка ее. Здесь зона распадается на две узкие полосы, разделенные продольным Словечанским разломом, а по простиранию на два резко отличных отрезка. Восточному отрезку мы предложили название Овручского горста.

В пределах Овручского горста, протягивающегося на 80 км, развиты породы верхнепротерозойской овручской серии мощностью до 1200 м. В составе выделяется две свиты. Нижняя — збраньковская — сложена преимущественно покровами диабазов, порфиоров и кварцевых порфиоров. Возраст эффузивов 1100—1400 млн. лет, мощность свиты 200—300 м. Верхняя свита (толкачевская) сложена кварцитовидными песчаниками мощностью до 900 м (Дранник, 1968). Породы овручской серии выполняют грабен, заложный в гранитоидах коростенского комплекса. Глубина грабена увеличивается к северу. Начиная с палеозоя, здесь происходили восходящие движения, вследствие чего в мезозойско-кайнозойской структуре района площадь развития пород овручской серии представляет собой горст.

Как было установлено ранее (Гойжевский, 1964, 1969; Дранник, 1968), Овручский горст разбит несколькими меридиональными и широтным Словечанским разломами на многочисленные мелкие блоки с поперечниками в 5—15 км (см. рис. 4). На большей части площади Овручского горста докембрийские породы перекрыты только четвертичными песками крайне незначительной мощности, вследствие чего рельеф поверхности фундамента и современный рельеф обычно аналогичны. Известно много обнажений овручских пород. К Словечанскому разлому приурочена древняя долина глубиной до 50—70 м, которая делит Овручский горст (Овручская возвышенность) на две гряды: северную Девошинскую и южную Городецкую (Гойжевский, 1969).

По поверхности фундамента в пределах Городецкой гряды четко выделяются ступени, соединенные пологими склонами высотой (с запада на восток) 300—320, 230—250, 180—190 и 130 м и разделенные меридиональными разломами. В Девошинской гряде выделяются две ступени: 250 и 180—200 м, разделенные разломом р. Ясенец. Поверхность гряды сильно расчленена. Она прорезана субмеридиональными долинами глубиной 40—70 м с многочисленными мелкими притоками. За пределами гряды, а кое-где и в ее пределах долины выполнены батскими отложениями, чем определяется возраст основных черт рельефа Девошинской гряды. Юрский возраст имеет и продольная Словечанская-Радичская долина.

Как это широко известно (Гутковский, 1923, Бондарчук, 1949), в западной части Городецкой гряды развиты слоистые лёссы. Нами было показано, что площадь из развития ограничена зонами разломов. Кое-где под лёссами залегают валунные суглинки. В некоторых местах широкие плоские ложбины, выработанные в лёссах и не выраженные в современном рельефе, выполнены темно-серыми гумусированными суглинками мощностью в несколько метров. Эти суглинки по данным спорово-пыльцевого анализа (Зеров, Артюшенко, 1966) образовались в начале голоцена в заболоченных долинах и озерах. В настоящее время и лёссы, и гумусированные суглинки находятся на наиболее высоких блоках Городецкой гряды, и площадь развития их отличается густой и быстро растущей овражной сетью. Таким образом, западные блоки Городецкой

гряды, на которых развиты лессы, испытали сложные неотектонические движения. К моменту их накопления произошло значительное опускание этих блоков, и на опущенной поверхности накопились лессы. Опущенными были эти блоки и в начале голоцена, когда в широких ложбинах и впадинах происходило накопление илов с органическим веществом. И только позднее, буквально в историческое время, произошло резкое воздымание этой площади, приведшее к интенсивному развитию овражной сети.

Обычно существование Овручской возвышенности связывается с повышенной устойчивостью слагающих ее кварцитовидных песчаников. Несомненно, это обстоятельство имело определенное значение, но главная роль в возникновении и развитии возвышенности, конечно, принадлежит вертикальным движениям блоков. Ничем другим нельзя объяснить существование резко различных по высоте гипсометрических уровней, развитых на площади развития одних и тех же песчаников. К тому же контуры возвышенности не всюду совпадают с границами развития песчаников. Так, на юге — от с. Хайчи до г. Овруча — край возвышенности отступает на 1—3 км к югу от площади развития песчаников и приурочивается к Норинскому разлому. И наоборот, песчаники распространяются на низкую Полесскую равнину на 6—7 км западнее Девосинской гряды, окончание которой связано с субмеридиональным разломом.

Западнее Овручского горста, вплоть до р. Ствиги находятся блоки с довольно ровной поверхностью фундамента высотой 160—180 м. На небольших площадях здесь развиты осадки верхнего эоцена мощностью до 10 м, располагающиеся вдоль склонов древних долин. Современный рельеф здесь предельно равнинный, долины рек неглубокие, широкие, много заболоченных участков. Четвертичные отложения представлены флювиогляциальными песками, но нередко встречаются выходы кристаллических пород как в долинах рек, так и на водоразделах. В целом эти блоки не выделяются по своему гипсометрическому уровню по отношению к более северным и южным участкам щита.

Резко различны по высотному положению фундамента и геологическому строению блоки, расположенные западнее р. Ствиги. Между реками Ствигой и Львой находится блок (Залавьевский грабен), где поверхность фундамента опущена до 0—50 м и развиты полесские песчаники мощностью от 70 до 170 м. Вместе с тем поверхность полесских отложений довольно ровная (120—140 м). Севернее за Словечанским разломом расположен еще более опущенный блок, где поверхность фундамента на отметках —40÷—70 м. С запада к Залавьевскому грабену примыкает Томашгородский горст, на котором фундамент поднят на высоту до 170 м и встречаются обнажения кристаллических пород. На опущенных блоках западнее р. Ствиги развиты верхнемеловые карбонатные осадки мощностью 10—12 м, а также породы верхнего эоцена. Современная поверхность (высоты 150—160 м) крайне выравненная, на опущенных блоках располагаются огромные болота.

Ограниченность фактического материала не позволяет дать достаточно убедительную характеристику активной зоны восточнее Овручского горста, т. е. в пределах северо-восточного склона Украинского щита. В районе сел. Полесского при проведении геологической съемки были встречены эффузивы овручской серии. Западнее Чернобыля намечается поднятый блок (поверхность фундамента на отметках около 0 м, вокруг блока —50÷—200 м), на котором отсутствуют келловейские отложения, развитые вокруг. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что р. Уж, имеющая северо-восточное направление, подойдя к активной зоне, резко поворачивает на восток, следуя вдоль ее южного края, а не пересекает эту зону. В районе Чернобыля известны нарушения четвертичных отложений, описывавшихся как гляциодислокации (Бондарчук, 1949). Мы не беремся давать генетическое истолкование

этих дислокаций, но должны обратить внимание, что расположены они в пределах описываемой нами активной зоны. Следует также отметить, что поднятия в зоне на северо-восточном склоне щита четко выделяются на структурных картах юрских, меловых и отчасти палеогеновых отложений. Есть тут и небольшой грабен, прерывающий поднятие, в котором фундамент опущен до  $-40$  м (на соседних блоках  $+40$  и  $0$  м).

По-видимому, не должно вызывать сомнения продолжение описываемой зоны и в пределы Днепровско-Донецкого грабена. Именно на продолжении этой зоны находится южный край Черниговско-Брагинского выступа и такие локальные поднятия фундамента, как Видельцевское и Кошелевское. Здесь же располагаются крупные тела девонских основных эффузивов.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что по северу Украины протягивается широтная тектоническая активная зона, в которой докембрийский фундамент большей частью значительно поднят. Это — Северо-Украинская горстовая зона. Описанная в настоящей статье ее часть протягивается на расстояние около 600 км. Однако известное поднятие фундамента на простирании зоны в Польше (Вишнице) свидетельствует о продолжении ее к западу от границ Советского Союза.

Автор, к сожалению, не владеет в достаточной степени геологическими материалами для района, расположенного восточнее Чернигова. Однако нельзя не обратить внимание на одну особенность гидрографической сети в этом районе. На территории Днепровско-Донецкой впадины все основные реки имеют южное направление. Таково и направление Десны на севере Украины и р. Сейм в Курской области. Однако на широте Чернигова эти реки резко поворачивают на запад, а Десна южное направление вновь приобретает лишь у Чернигова. Общая длина широтной долины Сейма и отрезка Десны от устья Сейма до Чернигова составляет около 200 км. Создается впечатление, что Десна и Сейм, направляясь на юг, наткнулись на препятствие и вынуждены были резко повернуть (как это произошло с р. Уж). Положение же этого препятствия, имеющего широтное простирание, приурочено к линии, расположенной на продолжении Северо-Украинской горстовой зоны. Можно, таким образом, предполагать, это зона продолжается по крайней мере на 200 км восточнее Чернигова и что неотектонические движения ее привели к резкому изменению направления рек Сейма и Десны. Если это так, то известная нам длина зоны достигает 750—800 км.

Северо-Украинская горстовая зона помимо большой протяженности обладает и другими признаками, характерными для зоны глубинных разломов.

Прежде всего для нее характерен неоднократно возникавший магматизм. Наиболее древние вулканические явления относятся к позднему протерозою и имеют возраст 1100—1400 млн. лет. В результате их образовалась эффузивная збраньковская свита овручской серии. Следующий этап вулканизма относится к венду, когда на Припятском валу и Дубровицком горсте формировалась трапповая формация, в том числе и тела интрузивных пород. Наконец, в девоне на площади Днепровско-Донецкого грабена произошли излияния основных лав. Определенную роль зона играла и во время становления коростенского плутона; она проходит по северному краю массива пород коростенского комплекса и последние не распространяются севернее ее.

Возникновение Припятского вала как линейной положительной структуры, по-видимому, следует относить к кембрию. В пределах вала, как мы видели, кембрийские отложения развиты лишь на двух блоках вблизи границы с Польшей. То, что отсутствие кембрийских отложений на большей части Припятского вала не связано с позднейшим размывом, доказывается тем, что они развиты севернее вала только на западе. Силурийские отложения известны в пределах только одного небольшого



блока, они широко развиты южнее вала и отсутствуют севернее его. То же относится и к девонским отложениям. Таким образом, в кембрии, силуре и девоне Припятский вал располагался на краю приподнятой области, южнее которых находились бассейны седиментации. В конце девона произошло воздымание площади развития пород овручской серии, возникает Овручский горст. Это устанавливается по появлению валунно-галечниковых горизонтов, существенно состоящих из галек овручских песчаников в фаменских отложениях по южной окраине Припятского грабена.

При проведении геологической съемки было установлено, что валунно-галечниковые горизонты у южной границы Припятского грабена, существенно состоящие из галек овручских песчаников, находятся также в визейских, верхнепермских, нижнетриасовых, батских и альбских отложениях. В меньшей степени они развиты в эоценовых отложениях. Галечные горизонты, сложенные преимущественно гальками овручских песчаников, известны в юрских и палеогеновых отложениях в древних долинах северного склона щита.

Таким образом, можно утверждать, что Овручская возвышенность существует начиная с конца девона, причем, по-видимому, в отдельные отрезки времени она меняла свою высоту, размывалась, в значительной степени нивелировалась, затем возникала вновь вследствие новых тектонических поднятий. По-видимому, менялась во времени и площадь Овручской возвышенности, что было связано с неравномерным движением блоков. Именно этим могут быть объяснены различия в степени расчлененности поверхности фундамента на разных блоках. Различной интенсивности вертикальные движения блоков имели место и в мезозое. Так, в юре северная часть Овручского горста занимала высокое положение и здесь были выработаны глубокие долины. В то же время крайние восточные блоки горста были опущены, они отчасти перекрыты морскими юрскими и меловыми осадками. Келловейские осадки имеют сплошное распространение на северо-восточном склоне щита, но они отсутствуют на поднятом блоке западнее Чернобыля, и на батских отложениях тут залегают морские осадки верхнего альба. Опущенными в мелу были некоторые блоки зоны и на Украинском щите (например, Залавьевский грабен). Несомненно интенсивные предсеноманские движения на Дубровицком горсте и Припятском валу, где на досеноманскую поверхность выходят разновозрастные образования — от нижнепротерозойских до силурийских. Вместе с тем непосредственно к началу позднемеловой трансгрессии поверхность Припятского вала была снивелирована. Имеются данные, свидетельствующие о дифференцированных движениях блоков и в третичное время.

О неотектонических движениях в зоне свидетельствуют карстовые явления в северной части Волынской области. Вполне понятно, что карстовые формы, распространяющиеся иногда до глубины 50—60 м, не могли образоваться при том рельефе, который существует здесь сейчас. Расположение карстовых форм свидетельствует о том, что во время развития процессов карстообразования район к югу от Припятского вала был значительно поднят по отношению к валу. Впоследствии, однако, повторное поднятие вала (или опускание более южной площадки) более или менее уравнивали гипсометрическое положение зоны и прилегающих к ним площадей. Современные движения блоков происходят на Дубровицком горсте, о чем свидетельствует необычно быстрое течение р. Горыни в Дубровицах и почти сплошная заболоченность блока, расположенного к юго-востоку от Дубровиц. Неотектонические движения, вплоть до современных, связанные с формированием лессового покрова западнее Овруча и развитием по нему овражной сети, были описаны выше. Следствием слабо выраженных восходящих движений в зоне являются описанные выше повороты рек Ужа, Десны и Сейма.

Следует обратить внимание на форму Северо-Украинской горстовой зоны в плане. Имея почти строго широтное направление, она вместе с тем не прямолинейна, так как отрезки ее оказываются несколько смещенными по отношению к соседним. Эти смещения достигают обычно нескольких километров, а на границе Припятского вала и Дубровицкого горста смещение составляет 20 км. При этом смещение блоков и их групп при движении на восток все время происходит к югу. И если у границы с Польшей южная граница зоны находится на широте  $51^{\circ}37'$ , то у Чернобыля она опускается до  $51^{\circ}14'$ . Казалось бы, что эти смещения зоны должны быть связаны с горизонтальными перемещениями блоков вдоль меридиональных разломов. Однако нет данных, которые подтверждали бы такое предположение. Поэтому приходится говорить о первичном кулисообразном расположении серии широтных разломов, совокупность которых и образует Северо-Украинскую горстовую зону.

Северо-Украинская горстовая зона — одна из зон глубинных разломов юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы, развивавшихся после ее консолидации. Строение ее отражает периодически возникавшую тектоническую и магматическую активизацию в пределах платформы. Как было показано, строение зоны очень сложное: она состоит из многочисленных мелких блоков, периодически испытывавших и испытывающих разнонаправленные вертикальные перемещения.

В пределах Украинского щита и в прилегающих к нему районах имеют место еще несколько подобных зон глубинных разломов платформенного этапа развития. Среди них можно упомянуть широтный Конкский и меридиональные Звиздаль-Залесский и Остерско-Первомайский глубинные разломы. Они также отличаются большой протяженностью и длительностью тектонических движений. В них в той или иной степени развиты платформенные магматические образования.

Представляется, что изучение таких зон в пределах Украинского щита имеет большое практическое значение, так как с ними могут быть связаны различные рудные месторождения позднепротерозойского и фанерозойского возраста. В связи с этим следует отметить, что в пределах Северо-Украинской горстовой зоны располагается Пержанский рудный узел, что лишь на Припятском валу были установлены сульфиды меди в жильной форме залегания, а на Овручском горсте (сел. Усово) скважиной была пробурена жила барита, залегающая в толкачевских песчаниках.

Зоны глубинных разломов, подобных Северо-Украинской горстовой зоне, должны найти отражение на металлогенических картах, как важный объект геологических исследований с целью выявления различных рудных месторождений.

#### Литература

- Бирюлев А. Е. О стратиграфии волинской серии (верхний докембрий) Волини.— Сов. геология, 1968, № 3.
- Бондарчук В. Г. Геоморфология УРСР. «Радянська школа», 1949.
- Воловик Б. Я. Петрология и минералогия трапповой формации Волино-Подолли. Автореф. канд. дис., Львовский гос. ун-т, 1971.
- Гойжевський О. О. Нові дані про молоді рухи на Овруцькому кряжі.— Геол. ж., 1964, т. 24, вып. 3.
- Гойжевський А. А. Рельєф Овручських возвишенностей и история его развития.— Геол. ж., 1969, т. 29, вып. 5.
- Гойжевський А. А. Северо-Украинская горстово-грабенная зона в пределах Украинского щита.— Геол. ж., 1972, т. 32, вып. 5.
- Дранник А. С. Тектоника и стратиграфия Словечанско-Овручской возвышенности в северной части Украинского щита.— Геотектоника, 1968, № 3.
- Зеров Д. К., Артюшенко О. Т. Спориво-пилкові дослідження озерно-болотних відкладів Овруцького кряжа.— В кн. «Палеогеографічні умови території України в пліоцені та антропогені». «Наукова думка», 1966.
- Тутківський П. А. Словечансько-Овруцький кряж.— Тр. Фіз.-мат. відд., ВУАН, 1923, № 1.
- Шестопалов В. М. Про структуру Волинського палеозойського підняття.— Допов. АН УРСР, 1971, сер. Б, № 2.

Институт геохимии и  
физики минералов АН УССР

Статья поступила  
28 марта 1973 г.

УДК 551.243.4

В. Н. ЛАРИН, С. В. РУЖЕНЦЕВ

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОКРОВНЫХ СКЛАДОВ

В работе на пластилиновых образцах показано, что покровные складки формируются в результате сокращения ширины их основания. Проведено сравнение полученных моделей с реально наблюдаемыми структурами.

В настоящее время многочисленными работами доказано широкое развитие в альпинотипных складчатых системах покровных лежащих складок. Они образуют сложные каскады, а их амплитуда увеличивается по направлению от внешних частей складчатых систем к внутренним, где иногда достигает несколько десятков километров. Подобного рода нарушения установлены в большинстве горных сооружений Альпийско-Гималайского складчатого пояса, в Аппалачах, Шотландии, на Урале. Возможно, что они существуют и на Тянь-Шане. Без преувеличения можно сказать, что лежащие складки, впервые выделенные как особая категория дислокаций еще в начале столетия под названием покровов первого рода (Terrier, 1903), часто определяют региональную структуру целых тектонических зон (Гельветские и особенно Пеннинские Альпы, Центральный Памир, Западные Карпаты, некоторые эвгеосинклинальные зоны Аппалач).

Обычно покровные структуры образуют вполне определенный ряд закономерно меняющихся вкрест простираения, различных в морфологическом отношении нарушений. В краевых частях возникает система сорванных пластин, превращающихся в дальнейшем в серию не слишком крупных покровов. Примером могут служить структуры гор Юры, Пред-аппалачского краевого прогиба и провинции Долин и Хребтов (Аппалачи), западного склона Урала.

По направлению к внутренним частям складчатых систем амплитуда покровов увеличивается. Наряду с покровами-пластинами здесь появляются покровные складки продольного изгиба. Течение вещества в их пределах хотя и существует, но имеет в основном послонный характер. Лучшим примером зон с подобного рода дислокациями является западная часть Гельветских Альп, а также некоторые районы Северных Аппалач.

Наиболее широко покровные складки развиты во внутренних частях геосинклиналей, особенно в зонах, где достаточно широко проявились процессы метаморфизма. Наряду со складками продольного изгиба здесь в изобилии появляются гигантские складки течения. Существуют представления (Nabholz, 1953), что их формирование связано с поперечным сжатием разогретых весьма пластичных глубинных масс (например, ремобилизованных гранитов), выжимаемых в перекрывающие толщи. Примером могут служить структуры Пеннинских Альп и Центрального Памира.

Условия формирования рассмотренного ряда нарушений были выявлены в связи с изучением корневых зон покровов. Уже ранние исследования Альб. Гейма, Э. Аргана, Р. Штауба и К. Новарезе показали, что

корневые зоны альпийских покровов представляют собой узкие (часто несколько километров), круто наклоненные клинья, сложенные интенсивно и однотипно дислоцированными породами. Среди последних преобладают рассланцованные или катаклазированные разности. Они образуют систему расплющенных изоклинальных, рассеченных продольными сколами складок. Детальные петроструктурные работы (Wenk, 1953; Bearth, 1952; Baggio, 1965; Reinhardt, 1966) показали, что наряду с горизонтальным расплющиванием материала происходило вертикальное его перераспределение.

Подобного рода структуры не могли образоваться в результате радиально ориентированных напряжений. Кроме того, следует учитывать, что альпийские покровы, суммарная амплитуда которых достигает сотен

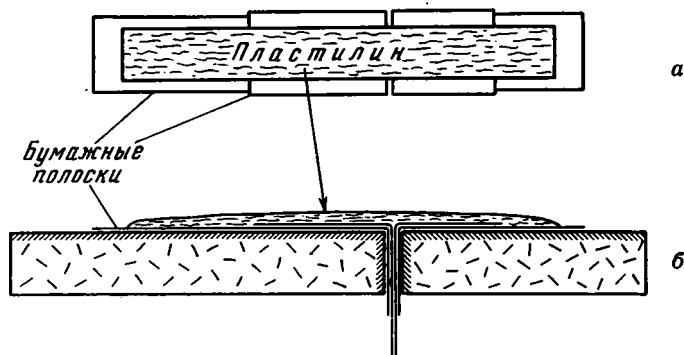


Рис. 1. Принципиальное строение исходной модели (а — вид сверху и б — сбоку)

километров, не могли возникнуть в корневой зоне, современная ширина которой равна нескольким километрам. Все это можно объяснить, только предположив пододвигание внешних масс под внутренние с одновременным выжиманием последних из корневой зоны. Такая модель объясняет следующие особенности структуры альпинотипных складчатых систем: 1) наибольшую напряженность дислокаций в их осевых частях и 2) максимальную деформированность глубинных структурных элементов (учитываются одновозрастные деформации). Дисгармония нарушений когда-то непрерывных осадочных серий, сопровождаемая нарастанием степени дислоцированности вниз по разрезу и в сторону от осевых частей складчатой системы, показывает, что не аллохтонные, первично внутренние массы надвигались на автохтонные, внешние, а наоборот, внешние пододвигались под внутренние (Трюмпи, 1965; Clag, 1965; Руженцев, 1971). Не аллохтон, а автохтон представлял собой смещавшийся элемент, активное пододвигание которого приводило лишь к передаче напряжений в верхние структурные горизонты.

Рассмотренная схема принята нами за основу при моделировании покровно-складчатых дислокаций. Главная идея эксперимента — показать характер смятия пластичных слоистых масс при поперечном сокращении площади основания, на котором они покоятся.

Исходная модель имеет следующее строение. Это тонкослойный брикет из разноцветного пластилина, уложенный определенным образом на бумажные полоски (рис. 1). Длина брикета 40—50 см, ширина 5,5—6 см, толщина 0,8—1,1 см.

Готовая модель (пластилиновый брикет вместе с бумажными полосками) подогревается до состояния, близкого к плавлению. Прогрев можно вести в сушильном шкафу, в газовой печи или на радиаторе парового отопления. Последний способ кажется предпочтительнее, так как в дан-

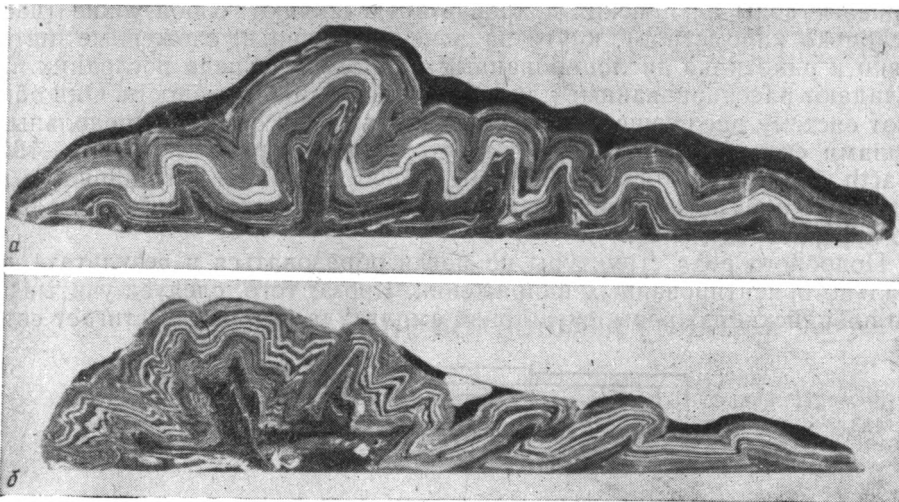


Рис. 2. Модель кавказского типа (а — сжатие меньше, б — сжатие больше)

ном случае прогрев ведется снизу, что, по-видимому, более отвечает природным условиям. Прогретый брикет укладывается на поверхность, и бумажные полоски за хвостики протаскиваются сквозь щель, сечение которой обеспечивает свободное продвижение бумаги, но не допускает существенной утечки разогретого пластилина.

Этим способом осуществляется сокращение площади основания, при котором пластичная масса сминается в складки. Предполагается, что сокращение длины модели имитирует сокращение ширины геосинклинальных зон, и модель, таким образом, является поперечным срезом складчатых поясов. Механизм сокращения основания, по-видимому, можно связать с передачей тангенциальных касательных напряжений, возникающих при заплывании депрессионной воронки в астеносфере в связи с формированием зоны «заглатывания» (Ларин, 1971).

Остывшая конечная модель разрезалась по длине на серию долей, которые исследовались.

При моделировании вязкопластичных деформаций критерию подобия удовлетворяется формула:  $C_\eta = C_\rho C_g C_l C_\tau$ , где  $C$  — отношение соответствующих модельных и природных показателей ( $\eta$  — вязкости,  $\rho$  — плотности,  $g$  — ускорения свободного падения,  $l$  — линейных размеров,  $\tau$  — времени) (Гзовский, 1963).

Для природных складкообразующих процессов (в геосинклинальных зонах) перечисленные показатели приняты следующими:  $\eta$  —  $10^{20}$  пуаз,  $\rho$  —  $2,6 \text{ г/см}^3$ ,  $g$  —  $10 \text{ м/сек}^2$ ,  $l$  —  $n \times 10^7 \text{ см}$  (сотни км),  $\tau$  —  $n \times 10^{13} \text{ сек}$  (миллионы лет).

Для пластилиновых моделей плотность, сила тяжести и линейные размеры не переменны ( $\rho$  —  $1,8 \text{ г/см}^3$ ,  $g$  —  $10 \text{ м/сек}^2$ ,  $l$  —  $n \times 10^1 \text{ см}^1$ ). Время эксперимента в нашем случае также ограничено способностью пластилина «схватываться» через несколько минут ( $\tau = n \times 10^2 \text{ сек}$ ) после окончания подогрева.

Следовательно, условия подобия на пластилиновых моделях можно выполнять, лишь варьируя вязкостью. Подставив определенные модельные и природные показатели в приведенную выше формулу, находим, что условию подобия соответствует вязкость пластилина  $\eta = 10^3 \text{ пуаз}$ .

<sup>1</sup> Изготовление моделей более 50 см в длину сильно усложняется, и, кроме того, появляется опасность отрыва бумажных хвостиков при протаскивании их через щель.

На вискозиметре РВ-7 были определены температуры (55—60° С), при которых пластилин приобретает необходимую для соблюдения условий подобия вязкость. Соответственно до этих температур проводился прогрев исходных моделей.

Эксперименты показали, что характер смятия при одной и той же определенной вязкости зависит: а) от масштаба сокращения площади основания и б) от характера дифференцированности этого сокращения по длине модели. Кроме того, большее значение имеет неоднородность строения модели, в нашем случае неравномерность ее прогрева.

Были установлены условия (а и б), при которых образуются складчатые структуры «типа Большого Кавказа» и «типа Альп», а также промежуточные между ними варианты.

Структура «типа Большого Кавказа» (рис. 2) получается при сокращении длины модели в 1,6—1,8 раза (дифференциация согласно рис. 3, а). На представленных разрезах (см. рис. 2) видны все основные черты,

установленные на территории северного склона и осевых частей мегантиклинория Большого Кавказа (Сорский, 1962). Это и уровни складчатости, гипсометрическое положение которых последовательно становится все более высоким по направлению к осевым частям модели. Это и усложнение морфологии складок по направлению от периферии к оси: замещение относительно широких коробчатых нарушений более узкими, часто также коробчатыми структурами. В пользу сходства полученной и реально наблюдаемой структур говорит и появление осевого «ядра выжимания», в пределах которого наблюдается максимальное смятие слоев. На разрезах (см. рис. 2, а, б)

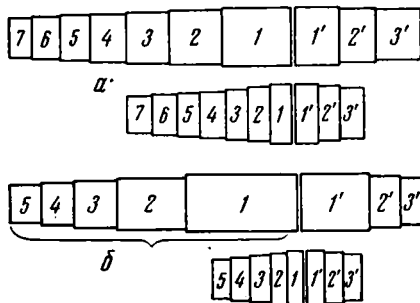


Рис. 3. Масштабы сокращения и его дифференцированность по длине модели. Показано начальное и конечное положение бумажных полос (вид сверху)

показаны две стадии развития такого ядра. Разрез 2, а характеризуется меньшими амплитудами сжатия. Поэтому осевая структура представляет собой относительно простую сжатую складку, лишь в ядре которой появляются осложняющие более мелкие складки течения. Разрез 2, б — сжатие значительнее. Осевая структура приобретает веерообразную форму и состоит из массы морфологически разнообразных, сжатых, отчетливо дисгармоничных складок.

Сравнительная простота полученных нами дислокаций, по-видимому, объясняется гомогенностью деформируемых моделей. Отсутствие чередующихся относительно жестких и пластичных горизонтов обусловило слабое развитие послышной дисгармонии, столь характерной для складчатых структур Большого Кавказа.

Структуры «типа Альп» (рис. 4 и 5) получаются при сокращении длины модели в 2,5—3,0 раза (дифференциация по модели согласно рис. 3, б). При указанных условиях на конечных моделях образуются многослойные покровные пакеты преимущественно в виде гигантских лежащих складок. Варьируя величину сокращения, условия дифференциации по длине, а также равномерность прогрева вдоль модели, был получен весьма пестрый набор структур, форма и взаимоотношение которых вполне сопоставимы с наблюдаемыми, например, в Альпах, Аппалачах и на Памире.

На рис. 4 показаны структуры типа «промежуточного» между кавказским и альпийским. Они возникли в условиях прогрессирующего сжатия за счет дислокаций кавказского типа. Основная тенденция развития сводится главным образом к изменению осевой структуры («ядра выжима-



Рис. 4. Модель промежуточного типа

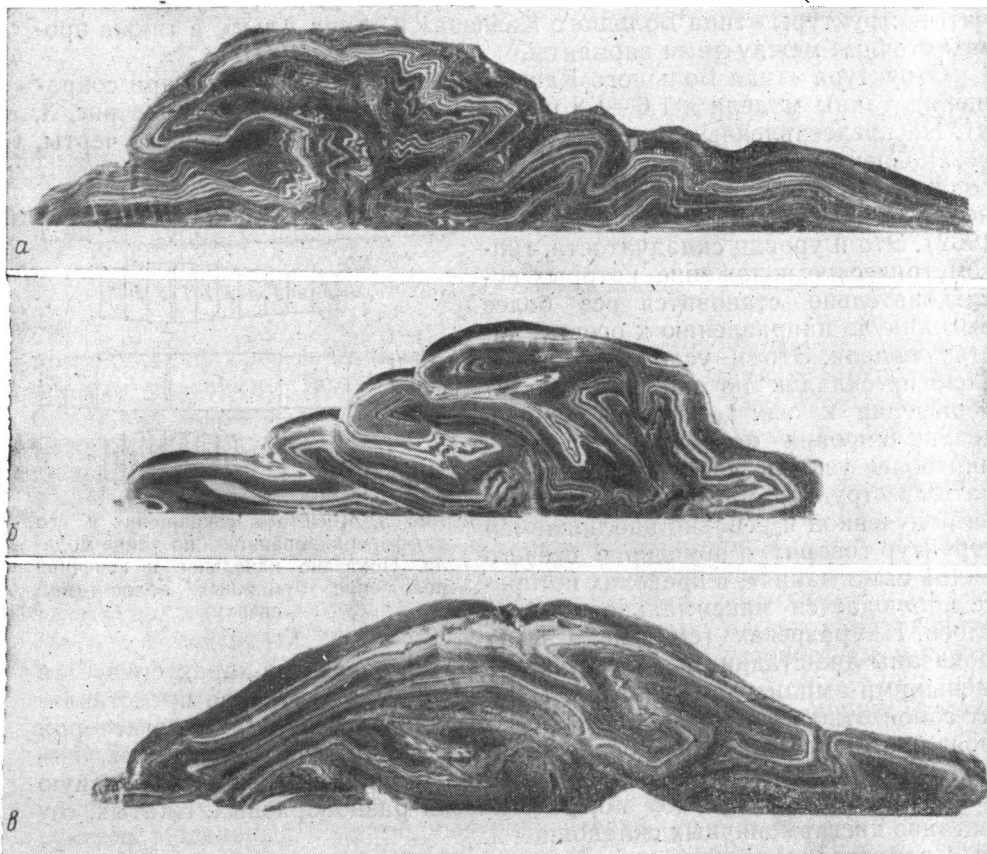


Рис. 5. Модель альпийского типа (а, б и в — различные варианты, объяснение в тексте)

ния»). Как уже отмечалось, она распадается на серию складок, одна из которых опрокидывается в какую-либо из сторон, давая начало лежащей складки («эмбриональный покров»). Амплитуда ее, как правило, не очень велика. В периферических частях сохраняются коробчатые открытые складки. Их формирование связано с появлением системы краевых поддвигов.

В условиях более интенсивного сжатия эмбриональная покровная складка увеличивается в размерах. Ее амплитуда заметно возрастает, а сама она начинает распадаться на серию частных нарушений, известных в альпийской литературе под названием «дигитаций» (см. рис. 5). В зависимости от степени и равномерности разогрева для моделей «типа Альп» было получено три варианта структур. Первый (см. рис. 5, б) представляет собой систему сопряженных лежащих складок. Каждая верхняя складка (первоначально наиболее внутренний элемент) облада-

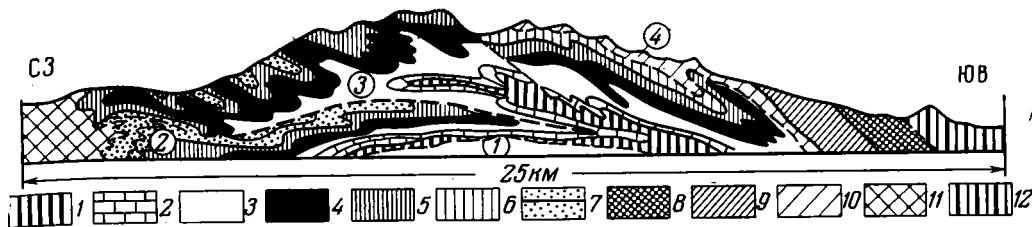


Рис. 6. Геологический профиль через массив Вильдхорн (Lugeon, 1901—1902). 1—7 — гельветские покровы: 1 — доггер, 2 — мальм, 3 — валанжин, 4 — готерив, 5 — баррем, 6 — апт — верхний мел, 7 — эоцен; 8—11 — ультрагельветские покровы: 8 — триас — лейас, 9 — доггер, 10 — мальм — мел, 11 — эоцен; 12 — пеннинские покровы. Цифры в кружочках: 1 — покров Меркль, 2 — Диаблере, 3 — Вильдхорн

ет наибольшей амплитудой, хотя и не целиком перекрывает нижележащие, первоначально периферические покровы. Указанный тип структур известен под названием «выпрыгивающие покровы» (Springdecken) (Cadisch, 1953). Он детально описан для центральной части Гельветских Известняковых Альп Швейцарии (Hantke, 1961). Такая серия гармонично сопряженных покровных складок возникает в относительно гомогенной массе пород, на что указывает простота и сходство формы дислокаций. Напряжения весьма равномерно распределялись по всей площади модели, вследствие чего наряду с четко выраженной осевой покровной складкой формируются и периферические покровы. Последние образуются в связи с подвижками по краевым надвигам.

Второй вариант (см. рис. 5, а) характеризуется резко выраженной осевой лежащей складкой. Основные деформации локализовались здесь. Здесь же вещество модели было наиболее прогрето, что обусловило интенсивное его течение (образование массы мелких, морфологически разнообразных, осложняющих складок). В то же время обращает на себя внимание относительная простота внешних частей модели, где сохранились складки, формирующиеся над фронтом периферических надвигов (поддвигов).

Третий вариант модели (см. рис. 5, в) представляет собой систему перекрывающих одна другую покровных складок, известных под названием «ныряющих покровов» (Tauchendecken). Отличительной чертой рассматриваемых нарушений является то, что каждый верхний покров полностью перекрывает подстилающий нижний, образуя каскад последовательно наволакивающихся одна на другую складок. Полученная нами картина настолько характерна, что без труда узнается на профилях составленных для многих районов Альп (сравните рис. 5, в и 6). Такие структуры впервые были установлены М. Люжоном (Lugeon, 1901—1902) в Гельветских Альпах (массив Вильдхорн), а также в Пеннинских Альпах в окрестностях Симплонского туннеля.

Во всех рассмотренных нами моделях промежуточного и альпийского типов формируются покровные складки. В морфологическом отношении это либо более или менее симметричные нарушения с хорошо выраженными висячими и лежащими крыльями, либо складки со срезанным подвернутым крылом. Для последних, как правило, наиболее широко проявлены процессы течения вещества. Надвиги и покровы-пластины образуются сравнительно редко. Они возникают лишь в случае неравномерного прогрева модели. На рис. 7 показана модель, левая часть которой (отмеченная фигурной скобкой на рис. 3, б) была прогрета до оптимальной температуры (55—60°С). Правая ее часть имела температуру порядка 40—45°С и соответственно значительно большую вязкость, которая обеспечивала «компетентность» пластин при подвигании под них «автохтона».



Проблема формирования покровов-пластин (покровов второго рода — Terrier, 1903) требует специального рассмотрения. В настоящее время хорошее обоснование получили представления, что покровные структуры, как правило, возникают там, где первичная неоднородность шарьрируемых толщ максимальна. Ж. Гогель (Goguel, 1951) связывал с этим явлением переход системы складок Субальпийских цепей Франции в покровы Западной Швейцарии. Аналогично Р. Штауб (Staub, 1954) такой первичной неоднородностью объяснял переход гигантского покро-



Рис. 7. Модель, характеризующаяся неравномерным разогревом пластилина

ва-складки Вильдхорн в пластины и лежащие складки Центральной Швейцарии. До 50-х годов считалось, что это явление связано с разрывом подвернутого крыла лежащей складки. Г. Гюнцлер-Зейферт (Günzler-Seifert, 1952) первый обратил внимание на большую роль конседиментационных разломов при образовании пластин. Крутые конседиментационные разломы в процессе сжатия регенерировались, превращаясь в надвиги. В свете сказанного более понятна «фациальность» покровов. Зона стыка различных фациальных комплексов, особенно если она имеет разрывную природу, наиболее легко превращается в надвиг. Обособившиеся при этом чешуи, а затем и покровы-пластины будут иметь четкую фациальную характеристику, так как каждая фациальная зона даст в этом случае начало определенной пластине.

Создание неоднородной в поперечнике модели, если учесть относительно небольшие их размеры, в техническом отношении затруднительно. Это касается как и подбора материалов, отличающихся вязкостью, так и неравномерного прогрева модели. По-видимому, в дальнейшем, когда подобную неоднородность удастся моделировать, мы сможем получить наряду с лежащими складками достаточно сложные пакеты пластин. Такой эксперимент будет более отвечать природным условиям, при которых, по всей вероятности, должны быть значительные вариации в вязкости пород как по вертикали, так и по горизонтали.

Мы рассмотрели последовательный ряд структур, полученных в результате сжатия основания моделей. Морфология и размеры этих структур в первую очередь зависят от размеров такого сжатия. Полученные результаты подтверждают представления об активном пододвигании краевых частей альпийских складчатых систем под осевые на фоне общего сокращения их первоначальной ширины. Величина такого сокращения равна в альпийском типе моделей примерно 3. Это удовлетворительно увязывается с величинами сокращения, полученными на основании палинспастических исследований. Так, например, первоначальная ширина Альп в процессе складчатости была сужена в 3,5—4 раза (Caidisch, 1953).

Если результаты, полученные на альпийских моделях, не явились неожиданными, то наметившаяся связь структур кавказского типа с процессом сокращения площади основания находится в противоречии с представлениями о генезисе складчато-разрывных нарушений Большого Кавказа. Считается (Сорский, 1962), что структура Большого Кавка-

за, для которой характерно широкое распространение относительно простых коробчатых складок, обусловлена вертикальными тектоническими движениями, по-разному трансформировавшимися на различных уровнях. Сложная складчатость осевых зон связана с формированием диапилоподобного ядра выжимания.

На моделях (см. рис. 4, а и 5, а) видно, что коробчатые складки возникают в связи с формированием надвигов (или, что в механическом отношении безразлично, поддвигов). Там, где надвиг затухает, появляется изгиб слоев, часто имеющий сундучную форму. Нам представляется, что образование структуры кавказского типа с ее сдавленным осевым ядром и относительно просто построенными краевыми частями можно объяснить не дифференцированными вертикальными движениями блоков, а тангенциальным сжатием, обусловленным пододвиганием глубинных горизонтов к центру складчатой зоны. В генетическом смысле структуры кавказского типа аналогичны альпийским. Различие заключается только в размерах сжатия. Для Кавказа оно примерно в 2 раза менее значительно, чем для Альп.

#### Литература

- Гзовский М. В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория (часть III и IV). М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ларин В. Н.* О роли водорода в строении и развитии Земли.— Научные собрания ИМГРЭ, вып. 6, 1971.
- Руженцев С. В.* Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. М., «Наука», 1971.
- Сорский А. А.* Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа.— В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. Изд-во АН СССР, 1962.
- Трюмпи Р.* Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп.— В кн.: Тектоника Альпийской области. «Мир», 1965.
- Baggio P.* Caratteri stratigrafici e strutturali del Canovese nella zone di Montalto Dora (Ovrea). Padova, 1965.
- Bearth P.* Uber das Verhältniß von Metamorphose und Tektonik in der penninischen zone der Alpen.— Schweiz. miner. petrogr. Mitt., 1952, Bd 32, H. 2.
- Cadisch J.* Geologie der Schweizer Alpen. Basel, 1953.
- Clar E.* Zur Bewegungsbild des Gebietsbaues des Ostalpen. Verhände geol. Bundesanst., Sonderheft g., 1965.
- Goguel J.* Le passage de la nappe de Morcle aux plis subalpines.— Bull. Soc. geol. France, 1951, ser. 7, v. 1, No. 7.
- Gunzler-Seifert H.* Alte Bruche im Kreide — Tertiär — Anteil der Wildhorn.— Geol. Rundschau, 1952, Bd 40, H. 2.
- Hantke R.* Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und den St. Galler Rheintal. Vierteljahrssch.— Naturforsch. ges. Zürich, 1961, Bd 106, H. 1.
- Lugeon M.* Les grandes nappes de recouvrement des Alpes des Chablais et de la Suisse.— Bull. Soc. geol. France, 1901—1902, ser. 4, v. 1.
- Nabholz W. K.* Das mechanische Verhalten der granitischen Kern-Körper der tieferen penninischen Decken bei der alpinen Orogenese.— Gn. Compt. rend. 19 sess. Congr. geol. Internat., fasc. 3, Alger, 1953.
- Reinhardt B.* Geologie und Petrographie der Monte-Rose Zone, des Sesia Zone und des Canavese im gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana.— Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1966, Bd 46, H. 2.
- Staub R.* Der Bau der Glarneralpen und seine prinzipielle Bedeutung für die Alpengeologie. Glarus, 1954.
- Termier P.* Les nappes des Alpes orientales et la synthese des Alpes. Bull. Soc. geol. France, 1903, ser. 4, t. 3.
- Wenk E.* Principelles zur geologische-tektonischen Gliederung des Penninikums im zentralen Tessin.— Ecologiae geol. Helv., 1953, v. 46, No. 1.

УДК 551.243 (479)

**В. Н. ШОЛПО****ГЛУБИННЫЙ ДИАПИРИЗМ В СВАНЕТСКОМ АНТИКЛИНОРИИ  
(БОЛЬШОЙ КАВКАЗ)**

Рассмотрение общей структуры Сванетского антиклинория, распределения в его пределах различных морфологических типов складчатости, а также истории геологического развития этой области в альпийском цикле показывает, что формирование складчатости и иных тектонических деформаций происходило здесь под воздействием глубинного диапиризма. Анализ количественных данных по интенсивности деформаций в Сванетском антиклинории подтверждает, что процесс глубинного диапиризма может обеспечить все наблюдающиеся в современной структуре деформации горных пород.

**ВВЕДЕНИЕ**

Сванетский антиклинорий, располагающийся на южном крыле западной половины мегантиклинория Большого Кавказа, — чрезвычайно выгодный объект для решения и обсуждения разных аспектов проблемы механизма складкообразования. В его строении участвуют осадочные толщи всех структурно-исторических этажей альпийского цикла развития, и, кроме того, в ядре антиклинория обнажаются породы доальпийского основания — метаморфизованные толщи палеозоя. Это позволяет оценивать изменение интенсивности деформаций на разных по глубине уровнях, провести сравнительный анализ характера и типа деформаций вкрест и по простиранию единой складчатой структуры, сформировавшейся в течение альпийского цикла развития.

Задача настоящей статьи заключается в том, чтобы проанализировать условия формирования складчатости Сванетского антиклинория и на этом примере дать наиболее вероятную картину механизма деформации горных пород в процессе развития геосинклинали. Первые предположения, рабочие гипотезы о возможном механизме формирования складчатости могут обсуждаться уже после того, как рассмотрены общая структура и морфология складок, а также выявлены основные этапы истории геологического развития области. После этого будет сделана попытка проверить, насколько согласуется принятая гипотеза с количественными показателями интенсивности складчатости.

Выбор приемлемой гипотезы ограничен в сущности двумя возможностями, поскольку, как известно, все многочисленные попытки понять механизм складкообразования можно разделить на две группы: в одной за основу складкообразовательных процессов принимаются горизонтальные силы, во второй — вертикальные. Мы попытаемся обосновать гипотезу, согласно которой процесс глубинного диапиризма — основная причина и источник деформаций при образовании складчатой структуры Сванетского антиклинория. Эта идея в неявной форме была высказана в предыдущей статье автора, где рассматривались основные черты морфологии складчатости Сванетского антиклинория (Шолпо, 1973).

## ОБЩАЯ СТРУКТУРА И МОРФОЛОГИЯ СКЛАДЧАТОСТИ

Поскольку общая структура Сванетского антиклинория и морфология слагающих его складок были подробно рассмотрены и показаны на целой серии структурных профилей ранее (Шолпо, 1973), здесь стоит лишь кратко повторить основные выводы, вытекающие из этого рассмотрения.

Сванетский антиклинорий — весьма сложная структура, образованная разными по возрасту комплексами осадков. В осевой части его обнажаются метаморфические толщи палеозоя, на крыльях развиты терригенные породы нижней и средней юры и карбонатные толщи верхней юры и мела. Палеозойские породы слагают две крупные антиклинали, кулисообразно располагающиеся в осевой части антиклинория (рис. 1).

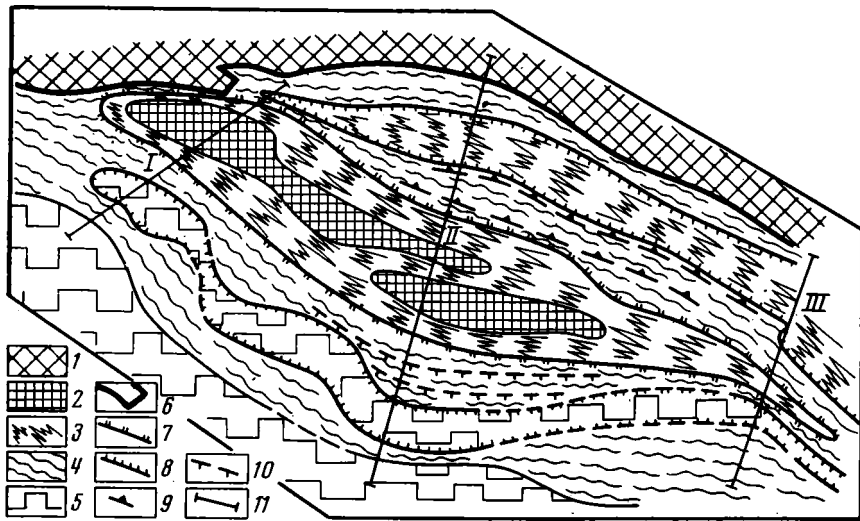


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Сванетского антиклинория.  
 1 — гранитоиды и метаморфические породы зоны Главного хребта; 2 — метаморфическая складчатость в палеозойских породах в ядре антиклинория; 3 — изоклиналильные и килевидные складки; 4 — открытые, округлые складки; 5 — коробчатые складки; 6 — граница зоны Главного хребта и Сванетского антиклинория; 7 — граница ядра антиклинория; 8 — граница синклиналей на крыльях антиклинория; 9 — смыкающие крылья крупных флексур; 10 — зоны развальцовывания пород; 11 — линии профилей

Эти антиклинали в свою очередь осложнены многочисленными складками более высоких порядков, вплоть до мелкой плейчатости, характерной для метаморфических толщ.

На обоих крыльях антиклинория, образованных мезозойскими осадочными породами, на некотором удалении от ядра располагаются крупные синклинали, соизмеримые по размерам — амплитуде и ширине, с антиклиналями в ядре, и являющиеся складками того же порядка. Четко выражено опрокидывание всей структуры антиклинория к югу, в некоторых местах залегание перевернуто и образуются нависающие козырьки в южной части палеозойского ядра на контакте с нижнеюрскими сланцами. Наблюдающаяся при этом асимметрия антиклинория обратна тому, что ожидается при опрокидывании на юг: северное крыло оказывается более узким, раздавленным и крутым, чем южное.

Складки разных порядков, осложняющие антиклинорий, очень разнообразны по форме и размерам: изоклиналильные и килевидные складки сменяются дугообразными, коробчатыми и, наконец, пологими округлыми складками. Складки третьего порядка, которые можно наблюдать

непосредственно в обнажениях, имеют размеры в поперечнике и по амплитуде в сотни метров. Они группируются в более крупные складки второго порядка, измеряемые километрами, и осложнены в свою очередь более мелкими складками следующих порядков (первые метры и десятки сантиметров по размерам). Отмечается определенная структурная приуроченность складчатых форм, закономерная смена разных типов складок на площади. В осевой зоне антиклинория и на северном его крыле наблюдается наиболее интенсивная складчатость — килевидные и изоклинальные формы. На южном крыле по мере удаления от ядра антиклинория происходит постепенное упрощение складчатых форм до коробчатых и пологих крупных изгибов, местами осложненных мелкими интенсивными складками, обычно в ядрах более крупных антиклиналей.

Характерная черта общей структуры Сванетского антиклинория — ступенчатое строение его крыльев. На северном крыле по двум моноклиналам происходит ступенчатый переход на более верхние (молодые по возрасту) структурные уровни. На южном крыле наблюдаются зоны раздавливания или развальцовывания пород, которые делят все крыло на отдельные блоки.

В очень многих местах в Сванетском антиклинории развиты поперечные складки, размеры которых примерно такие же, как и размеры продольных складок третьего порядка — сотни метров по амплитуде и в поперечнике. Участки интенсивного развития поперечной складчатости приурочены к зонам раздавливания и к погружениям более крупных складок. Сочетания складок поперечного и продольного направления создают очень сложную и запутанную структуру.

Представление об общей структуре антиклинория, основанное на совместном анализе геологических карт и структурных профилей, дано на структурно-тектонической схеме (рис. 1). На ней обозначены контуры ядра антиклинория и крупных синклиналей на крыльях. Кроме того, условной штриховкой отмечено развитие преобладающих морфологических типов складчатости. Контуры ядра антиклинория почти совпадают со стратиграфической границей среднего и верхнего лейаса, но основным критерием для проведения этого контура служило наличие или отсутствие совершенного регионального кливажа, пронизывающего всю массу пород и параллельного осевой поверхности складок. По этому признаку в пределы ядра антиклинория включаются не только палеозойские породы, но и толщи аспидных сланцев нижнего и среднего лейаса и подстилающие их песчаники, т. е. нижняя часть альпийского комплекса осадков.

Таким образом, степень выраженности кливажа — очень важный диагностический признак для проведения структурной границы, отделяющей ядро и крылья антиклинория. Существенно, что этот признак может наблюдаться прямо в обнажениях. К сожалению, не существует четких критериев для строго определенной оценки степени выраженности кливажа и приходится довольствоваться качественными описаниями этого явления.

В пределах части ядра антиклинория, образованной толщами лейаса, кливаж имеет наиболее совершенную степень выраженности — аспидные сланцы раскалываются по плоскостям кливажа на тонкие пластины большой площади, которые в свою очередь расщепляются на все более и более мелкие чешуйки. Расстояние между кливажными поверхностями здесь измеряется долями миллиметра. Кливаж здесь имеет региональное развитие и относительно устойчивую ориентировку, в общем параллельную осевым поверхностям складок, что в целом создает в пределах ядра Сванетского антиклинория, все складки которого опрокинуты к югу, несколько асимметричный веер кливажных поверхностей. За пределами ядра антиклинория, на обоих его крыльях, кливаж становится:

менее совершенным — глинистые породы расщепляются по более грубым поверхностям на уплощенные крупные куски, имеющие форму черепков, а затем на удлиненные призмы, изометричные в поперечном сечении. Расстояние между квиважными поверхностями измеряется здесь несколькими сантиметрами. Совершенный квиваж вновь возникает лишь в центральной части флишевой синклинали на северном крыле. Менее устойчивой становится на крыльях и ориентировка квиважных поверхностей. Здесь гораздо более типичны местные веера квиважа, связанные с отдельными складками, встречается и прямой веерообразный квиваж и обратный, хотя общее простираение квиважа даже в местах развития поперечных складок в общем соответствует простираению основных продольных структур антиклинория.

Однако не всюду степень выраженности квиважа меняется скачком и дает возможность четко установить границу ядра антиклинория. Зачастую приходится видеть постепенный переход от совершенного регионального квиважа к локальному неустойчивому. Поэтому этот признак должен использоваться в совокупности с другими данными, характеризующими размеры деформаций, испытанных породами в разных частях антиклинория. В первую очередь к ним относятся изменения мощностей в замках и на крыльях складок и степень расплющивания деформированных включений. В Сванетском антиклинории такими включениями, распространенными более или менее равномерно по всей структуре, являются конкреции железистых минералов: марказита, сидерита, рассеянные в глинистых породах лейаса, главным образом в среднем и верхнем лейасе. Обычно эти конкреции уплощены и ориентированы своей длинной осью вдоль поверхностей квиважа. Иногда в чисто сланцевых пачках саму складку удается увидеть только благодаря послойным горизонтам расплющенных конкреций.

В Сванетском антиклинории было сделано большое количество измерений размеров расплющенных конкреций, по которым затем может быть вычислена относительная деформация пород по разным осям. Методика статистической обработки этих данных рассматривается специально в отдельной работе (В. Н. Шолпо, Г. Д. Белоусов), здесь же мы просто воспользуемся полученными результатами (табл. 1). Размеры

Таблица 1

Размеры деформации расплющенных конкреций в различных структурных зонах Сванетского антиклинория

Деформация конкреций	Южное крыло	Ядро	Северное крыло
$(d+\Delta a)/d$	1,65	1,85—2,00	1,75
$(d+\Delta c)/d$	0,56	0,55—0,50	0,58
$a/c$	2,94	3,36—4,00	3,02

деформации, определенные по двум осям расплющенных конкреций:  $a$  — субвертикальной, примерно параллельной осевым плоскостям складок и  $c$  — перпендикулярной первой и расположенной вкрест простираения осевых плоскостей складок, обнаруживают ясную тенденцию возрастания по направлению от крыльев антиклинория к его ядру. По средним размерам удлинения оси  $a$ :  $(d+\Delta a)/d$ , крылья и ядро антиклинория отчетливо различаются. Значение этой величины составляет на крыльях 1,65 (на южном), 1,75 (на северном), а в ядре антиклинория относительное удлинение изменяется от 1,85 до 2,00. Средние размеры деформации по оси  $c$ :  $(d+\Delta c)/d$ , в идеальном случае упругой деформации должны быть зеркальным отражением удлинения по оси  $a$ , и такая

тенденция действительно наблюдается — укорочение по оси  $c$  растет от крыльев к ядру антиклинория, однако возрастание это более медленное. На южном крыле  $(d + \Delta c)/d$  имеет средние значения 0,56, на северном — 0,58, а в ядре — от 0,55 до 0,50.

Данные по изменению мощности слоев на крыльях и в замках складок в разных частях Сванетского антиклинория были обработаны Г. Д. Белоусовым и Н. И. Кутузовой (1972). Во всех случаях отношение мощности слоя в замке к мощности на крыльях для глинистых пород выше, чем для песчаников. При этом вдоль профиля по р. Цхенис-цкали наблюдается отчетливое возрастание этого отношения по направлению к ядру антиклинория, а на границе ядра в глинистых породах отмечается резкий скачок, когда значение этого показателя меняется от 2,0 до 4,5. Позже, уже в пределах палеозойской части ядра, такое же скачкообразное изменение этого отношения происходит и в песчаниках (Белоусов и Кутузова, 1972). Таким образом, если степень выраженности кливажа и размеры расплющивания конкреций изменяются постепенно, то отношение мощностей отмечает границу ядра антиклинория резким скачком.

Приведенные данные подтверждают реальность выделенной границы ядра антиклинория, хотя не во всех случаях она может быть проведена по какому-либо одному признаку непосредственно в обнажениях. Однако значение этого фактического материала не исчерпывается лишь установлением границы ядра и крыльев антиклинория. Существенно, что и по деформированным конкрециям, и по отношению мощностей на крыльях и в замках складок (т. е. степени дисгармонии складок) устанавливается закономерное возрастание интенсивности деформации в ядре антиклинория, т. е. та самая закономерность, которая была выявлена качественно — по морфологии складок, подтверждается количественными характеристиками деформации.

## ИСТОРИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

Для наших целей важно подчеркнуть последовательность, направленность и размах вертикальных колебательных движений. Именно это существенно для понимания условий формирования складчатости.

Альпийский геосинклинальный прогиб в Сванетии, как и на всем Большом Кавказе, заложился в раннем лейасе, на месте поднятия предшествующего этапа, завершившегося в конце триаса образованием сложной блоково-складчатой структуры в доюрском комплексе осадков (Сомин, 1971). После кратковременного перерыва осадконакопления, падающего на конец триаса, в синемюре на месте поднятия герцинского этапа снова началось прогибание; трансгрессия отсюда постепенно распространилась к северу, в зону Главного хребта, и к югу, в сторону срединного массива так называемой Грузинской глыбы. Возраст базальных конгломератов в основании альпийского комплекса осадков датируется в ядре Сванетского антиклинория синемюром, а в периферических его частях на севере — домером (Белов, Сомин, 1964; Чихрадзе, 1963, 1969<sub>1, 2</sub>). Конгломераты, состоящие, как правило, из гальки, пород, на которых они залегают, очень изменчивы по мощности — от нескольких метров до 50—60 м в некоторых разрезах по обрамлению ядра антиклинория (Чихрадзе, 1963, 1969<sub>1, 2</sub>; Сомин, 1971).

Разрез нижнеюрских отложений Сванетии, так же как и в соседних районах Кавказа, имеет трехчленное строение: внизу залегает пачка конгломератов и кварцевых песчаников, имеющая мощность 200—300 м, затем идет мощная толща чистых аспидных сланцев (до 2000—2500 м мощностью), верхняя часть разреза — чередование песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, имеющее часто флишоидный облик (Чихрад-

зе, 1969<sup>1, 2</sup>; Леонов, 1966). Общая мощность нижнеюрского разреза, включая и аален, достигает 3500—4000 м. Это меньше, чем мощность осадков того же возраста в соседних (по простиранию) со Сванетией районах, — в районе Красной Поляны на западе и в Горной Осетии на востоке (Леонов, 1966; Чихрадзе, 1969<sup>1, 2</sup>; Сомин, 1971). В то же время важно подчеркнуть, что вкрест простирания, и к северу и к югу от Сванетии, мощность нижнеюрских осадков уменьшается. В области современного Главного хребта накапливались существенно песчаные толщи мощностью до 2000 м, что позволило Ю. Г. Леонову (1966, 1969) считать эту часть прогиба промежуточной зоной между внешней квазиплатформенной зоной Предкавказья, и внутренней, типично геосинклинальной частью прогиба в Сванетии. Единый геосинклинальный прогиб Западного Кавказа в Сванетии был осложнен относительным поперечным поднятием. Но и здесь интенсивность прогибания все же была достаточно большой, а состав осадков свидетельствует о том, что в среднем лейаса, а возможно, и в начале позднего в Сванетском прогибе существовал режим некомпенсированного прогибания.

Таким образом, Сванетский прогиб в раннеюрское время был частью единого альпийского геосинклинального прогиба, протягивавшегося через весь Большой Кавказ от Дагестана на востоке до Тамани на западе. Хотя внутри этого прогиба существовала поперечная дифференциация, разделявшая его на отдельные ванны, его отличал удивительно однообразный на всем протяжении состав осадков, отвечающий режиму некомпенсированного прогибания в начале альпийского цикла.

На южном борту Сванетского прогиба, начиная со среднего тоара, в разрезе появляются песчаники, количество которых вверх по разрезу возрастает. Ааленские отложения по рекам Цхенис-цкали и Техури носят явно регрессивный характер. На северном крыле глинистый материал все же преобладает, хотя роль песчанистого материала в верхней части разреза тоже значительна. Здесь наблюдается постепенный переход к отложениям доггера.

В конце аалена — начале байоса на большей части территории Западного Кавказа произошло поднятие, после которого начался новый этап развития этой территории (Леонов, 1966; Кабанова и др., 1969). В Сванетии предбайосские движения, очевидно, не привели к значительным поднятиям и складчатости в нижнеюрских толщах, поскольку углового несогласия между ааленом и байосом нигде не отмечается. Однако существенная перестройка геотектонического плана произошла и здесь.

К северу от осевой части Сванетского антиклинория в байосе и бате продолжает накапливаться терригенная песчано-глинистая толща, мощностью до 1000 м. На южном крыле антиклинория в байосе отлагаются мощные вулканогенные образования, известные под названием порфиритовой свиты. В Сванетии ее мощность достигает 2000—2500 м. Средней юрой датируется и возраст гранитоидных интрузий, приуроченных к осевой части ядра Сванетского антиклинория (Рубинштейн, 1967). Поэтому мы вправе считать, что, начиная со среднеюрского времени, прежде единый бассейн геосинклинального осадконакопления разделился на два прогиба с различной интенсивностью и контрастностью движений. Между этими прогибами возникла геоантиклинальная зона, совпадающая с осевой частью ядра современного антиклинория. По-видимому, центральное поднятие в это время еще не получило выражения в виде суши, но, очевидно, существовало как подводный барьер между двумя ваннами прогибания.

Таким образом, ясно, что среднеюрское время было переломным моментом в истории развития сванетского участка альпийской геосинклинали, как и для всего Большого Кавказа в целом. Созданный сред-



неюрскими движениями геотектонический план сохранялся длительное время, причем разница в режиме прогибания в бассейнах к северу и к югу от ядра Сванетского антиклинория с течением времени усиливалась.

Начиная с поздней юры, в северном прогибе происходило накопление толщ карбонатного флиша. Причем в бассейне р. Зесхо отмечено угловое несогласие между терригенными толщами средней юры и верхнеюрским флишем. По нашим наблюдениям, угловое несогласие здесь между толщами составляет  $5-10^\circ$ , и примерно такое же азимутальное. Мощность верхнеюрских толщ в сванетской части флишевого трога достигает 1500—2000 м. С этого момента флишевый трог становится основным геосинклинальным прогибом на Большом Кавказе.

К югу от центрального поднятия, соответствующего ядру Сванетского антиклинория, верхняя юра представлена карбонатными отложениями очень небольшой мощности (200—300 м) и пестрого состава: известковистые песчаники, брекчиевидные известняки, доломиты и гипсы — это так называемые абхазские фации, отлагавшиеся в мелководном бассейне парагеосинклинального типа, развитом главным образом в пределах северной окраины Грузинской глыбы и распространившемся на южное крыло Сванетского антиклинория.

Видимо, сходные условия, когда в пределах Сванетии существовали два разобщенных прогиба: северный — геосинклинальный и южный — парагеосинклинальный, сохранялись на протяжении всего мела и позже вплоть до олигоцена, хотя судить об этом приходится по косвенным признакам и далеким экстраполяциям, поскольку отложений моложе валанжина в пределах сванетской части флишевого трога нет. Но общая картина развития флишевой зоны южного склона Большого Кавказа позволяет считать, что и в сванетской части флишевого трога прогибания продолжались до начала или до середины палеогена.

В орогенную стадию развития, начавшуюся в олигоцене и продолжавшуюся в сармате, Сванетия, как и весь Большой Кавказ, была охвачена интенсивными восходящими движениями. Суммарная амплитуда поднятия за орогенную стадию для Сванетии оценивается в 3,5—4 км (Милановский и Хаин, 1963; Милановский, 1968). Причем основная доля суммарной амплитуды поднятия приходится на поздний миоцен и плиоцен. В пределах Сванетии образовались три узких, линейно-вытянутых локальных, частных поднятия, разделенных продольными зонами относительного прогибания. Относительные амплитуды между поднятиями и прогибами 0,5—1 км (Милановский, 1968). Важно отметить, что максимальное поднятие с амплитудой 4 км отвечает ядру Сванетского антиклинория, а обрамляющие его прогибы соответствуют крупным синклиналям, развитым на крыльях. Таким образом, эти движения носили в основном блоковый характер, и они завершили создание Сванетского антиклинория в его современном виде.

Из сказанного ясно, что в основных чертах складчатость Сванетского антиклинория сформировалась в среднеюрское время, когда произошла перестройка геотектонического плана и прежде единый геосинклинальный бассейн разделился на два разобщенных прогиба с разным режимом движений. Рост поднятия начался, по всей вероятности, в ядре нынешнего Сванетского антиклинория, там, где сейчас обнажаются на поверхности метаморфизованные толщи палеозоя, прорванные гранитоидными интрузиями, окруженными зоной контактового метаморфизма. Однако не следует думать, что рост центрального поднятия и формирование складчатости были кратковременным эпизодом в истории развития Сванетского антиклинория. Очевидно, этот процесс продолжался длительное время, начиная со средней юры до момента общей инверсии и начала орогенной стадии в олигоцене.

Изложенный фактический материал по структуре Сванетского антиклинория и представления об истории вертикальных движений этой области позволяют рассмотреть предположения о причинах формирования этой складчатой структуры.

Наибольшая интенсивность деформации в ядре антиклинория, установленная по морфологии складок и по количественным характеристикам деформации, а также то обстоятельство, что здесь же в осевой зоне антиклинория зарождается центральное поднятие, развитие которого приводит в конечном счете к формированию структуры в ее современном виде, заставляют обратиться к поиску внутренних источников сил и причин деформации. Наиболее хорошо согласуется с наблюдаемыми фактами, как нам кажется, гипотеза глубинного диапиризма, предложенная на основании анализа фактических данных по Восточному Кавказу (Кириллова, 1962, 1963, 1965; Сорский, 1962, 1964; Шолпо, 1964) и развитая на сравнительном материале из различных складчатых областей (Белюсов, 1960, 1969, 1970). Содержание этой гипотезы заключается в том, что процесс возникновения и развития поднятия в осевой части геосинклинального прогиба, приводящий к инверсии геотектонического режима, рассматривается как всплывание и диапироподобное внедрение образовавшихся на глубине более легких по удельному весу, чем вышележащие толщи, гранитизированных масс вещества. В этот объем разуплотненных, всплывающих пород включается и нижняя часть доинверсионного разреза осадков.

В условиях инверсии плотностей приходят в действие взаимосвязанные и взаимообусловленные процессы подъема, нагнетания материала в ядре диапира и выжимания этого материала из-под компенсационных впадин. Очевидно, толчок к «включению» этих сопряженных процессов в геосинклинальной ванне дает разуплотнение вещества в условиях высоких температур и насыщения пород летучими компонентами и вызванное этим увеличение объема. Видимо, в результате этого образуется та начальная, исходная дифференциация единого геосинклинального прогиба, которая обуславливает разницу нагрузок на разуплотненный слой и приводит в действие механизм: выжимание — нагнетание.

Как и в обычных поверхностных соляных или глиняных диапирах, в глубинном диапире внедрение более легкого разуплотненного материала в вышележащие более плотные толщи пород происходит путем нагнетания, сгущивания огромных масс вещества в сравнительно узком пространстве канала, по которому происходит подъем ядра диапира. Это приводит сначала к продольному сжатию слоев и расплющиванию внедряющегося материала и образованию интенсивных складок, сопровождающихся кливажом. Реакция стенок канала или рамы определяет линейную ориентировку осей складок. Наблюдающаяся сложная складчатость в осевой зоне геосинклинали, действительно, напоминает по своему облику внутреннюю структуру ядер соляных диапиров (Gussow, 1968; Kupfer, 1968).

В процессе роста ядро глубинного диапира оказывает боковое давление на окружающие его толщи, что в свою очередь приводит к формированию складчатости продольного изгиба за пределами ядра диапира. Очевидно, по мере удаления от ядра интенсивность этой складчатости должна уменьшаться. Такова в общем виде схема распределения деформаций в процессе глубинного диапиризма. Она остается примерно такой же, как и в обычных приповерхностных диапирах, хотя масштабы явления, конечно, больше.

Фактические данные по Сванетскому антиклинорию хорошо согласуются с кинематической схемой деформаций, вытекающей из гипотезы

глубинного диапиризма. В ядре антиклинория, включающего толщи палеозоя и нижнюю часть отложений лейаса, наблюдается наиболее интенсивная складчатость, постепенно уплощающаяся на крыльях. Крупные синклинали складки на крыльях антиклинория, соизмеримые по размерам с ядром и зарождающиеся в конце средней юры и до начала орогенной стадии остающиеся зонами относительного прогибания, могут рассматриваться как компенсационные впадины, обычно обрамляющие диапировые ядра. Интенсивный совершенный квиваж, параллельный осевым поверхностям складок и развитый в ядре антиклинория, служит свидетельством интенсивного продольного раздавливания пород и растяжения в субвертикальном направлении.

Не противоречат представлениям о глубинном диапире и основные этапы геологической истории Сванетского антиклинория. Восходящие движения, сменяющие прогибание, зарождаются в осевой, центральной зоне антиклинория. Перестройка тектонического плана в средней юре может рассматриваться как начало роста ядра диапира. С этим хорошо согласуется наличие гранитоидных интрузий в ядре, возраст которых устанавливается как среднеюрский. Очевидно, развитие глубинного диапира — процесс не кратковременный, а продолжающийся в течение всей поздней юры, мела и начала палеогена. Все это время в Сванетском антиклинории существует геоантиклинальная зона, отвечающая ядру диапира. Дифференцированные блоковые движения орогенного этапа вывели на поверхность всю структуру глубинного диапира и подчеркнули возникшее в нем расчленение на разные зоны. Эти движения сформировали Сванетский антиклинорий в его современном виде.

Таким образом, при рассмотрении морфологии складок и общей структуры Сванетского антиклинория мы не встречаем противоречий с гипотезой глубинного диапиризма как основной причины наблюдаемых деформаций. Однако следует проверить по количественным показателям, во-первых, насколько существенны различия в интенсивности и типе деформаций в разных зонах антиклинория, во-вторых, способен ли предлагаемый механизм обеспечить возникновение наблюдаемых деформаций на крыльях?

#### КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ ДЕФОРМАЦИИ И ПРОВЕРКА ГИПОТЕЗЫ ГЛУБИННОГО ДИАПИРА

Одним из показателей интенсивности складчатых деформаций может быть принят так называемый коэффициент сжатия или коэффициент избыточной длины слоев, измеряемый отношением длины слоя, смятого в складки, к его горизонтальной проекции. Как показано А. В. Вихертом (1972), этот коэффициент — далеко не исчерпывающая характеристика интенсивности складчатости и, более того, не во всех случаях эта оценка позволяет различать между собой складки разных типов. Однако для наших целей — сопоставления интенсивности деформаций в разных частях Сванетского антиклинория — такой оценки достаточно.

Соответствующие замеры можно провести прямо по структурным профилям, представленным в работе, посвященной морфологии складчатости Сванетского антиклинория (Шолпо, 1973). Но при этом мы неизбежно будем переходить с одного стратиграфического горизонта на другой, что сильно снижает точность замеров; кроме того, придется преодолевать некоторые трудности в зонах разрывов, связанные с тем, что при наклонных разрывах у нас каждый раз будет происходить либо сдвигание слоя, либо зияние (отсутствие его). Поскольку сейчас нам важно получить оценку не по отдельным складкам, а характеризовать крупные зоны в целом, представляется целесообразным сделать вначале некоторую условную реконструкцию складчатой структуры Сванет-

ского антиклинория, проследив какую-нибудь стратиграфическую границу через весь профиль со снятием разрывов. При этом, естественно, что в какой-то части профиля эта граница опустится значительно ниже вреза рельефа, а в другой — поднимется над поверхностью земли. Но в этих местах на выбранной границе показываются складки той формы и облика, как они выглядят в соответствующих участках на профиле в доступных наблюдениям толщах. Такие построения известны и уже использовались для анализа разных особенностей складчатой структуры (Белоусов, 1960; Сорский, 1962; Шолпо, 1964). Эта реконструкция была выполнена нами по трем структурным профилям, пересекающим вкрест простирания весь Сванетский антиклинорий (рис. 2).

За опорный горизонт была принята граница среднего и верхнего лейаса, по ней и построены условные профили. Следует напомнить, что примерно с этой границей совпадает и граница ядра диапира и облегающих его пород. Так что на крыльях антиклинория наша условная линия будет показывать положение подошвы пассивно деформированных пород, а в осевой зоне — предполагаемую кровлю ядра диапира. Поскольку точнее относить длину смятого в складки слоя не к его горизонтальной проекции, а к длине того же слоя до начала процесса складкообразования, на тех же профилях (рис. 2) показано положение границы среднего и верхнего лейаса к концу средней юры, построенное по картам мощностей отложений (Геология СССР, т. X, 1964).

Профиль I соответствует структурному пересечению по р. Ингури и ее притоку р. Тхеиши и располагается в западной части Сванетского антиклинория, вблизи погружения его палеозойского ядра. Профиль II построен по структурному пересечению рек Ласиль — Цхенис-цкали и приурочен к наиболее приподнятой части антиклинория. Профиль III — крайнее восточное сечение антиклинория, проведенное по его восточной периклинали в бассейне р. Лухуни-цкали. Замеренные значения длины смятого в складки слоя  $l_c$ , длина того же слоя до начала деформации  $l_{нач}$  и вычисленные значения коэффициента избыточной длины  $\lambda$  сведены в таблицу (табл. 2). Эти данные позволяют приблизительно оценить интенсивность деформации в разных зонах антиклинория.

Для того чтобы выяснить, насколько ядро диапира может обеспечить своим распирающим действием наблюдающуюся складчатость на крыльях, надо вычислить вначале абсолютное удлинение складчатого слоя в разных зонах:  $\Delta l = l_c - l_{нач}$ . Отношение горизонтальной ширины ядра к суммарному абсолютному удлинению на обоих крыльях будет условно показывать степень компенсации сжатия слоев на крыльях за счет бокового давления ядра диапира:

$$K = l_{нач}^{ядра} / \Delta l_{ю.кр} + \Delta l_c \cdot \text{кр}.$$

Если складчатость на крыльях действительно обусловлена этим процессом, то значение  $K$  будет близко к 1,0. Вычисленные значения  $\Delta l$  и  $K$  также показаны в табл. 2.

Последний раздел таблицы, содержащий различные замеры площадей ( $S$ ), будет обсуждаться позже.

Условность построения кривой по профилям и неизбежные неточности, которые возникают при этом, делают количественные оценки, полученные нами, приблизительными. Поэтому данные коэффициенты могут использоваться лишь как удобная сравнительная характеристика, позволяющая сопоставлять друг с другом различные зоны. Ядро антиклинория и его северное и южное крылья вполне определенно различаются по величине коэффициента избыточной длины слоев. Во всех случаях значения  $\lambda$  для ядра антиклинория выше, чем для крыльев, а на северном крыле в целом выше, чем на южном. Это отражается и в средних значениях  $\lambda$  по каждой зоне. Полученные результаты совпадают с

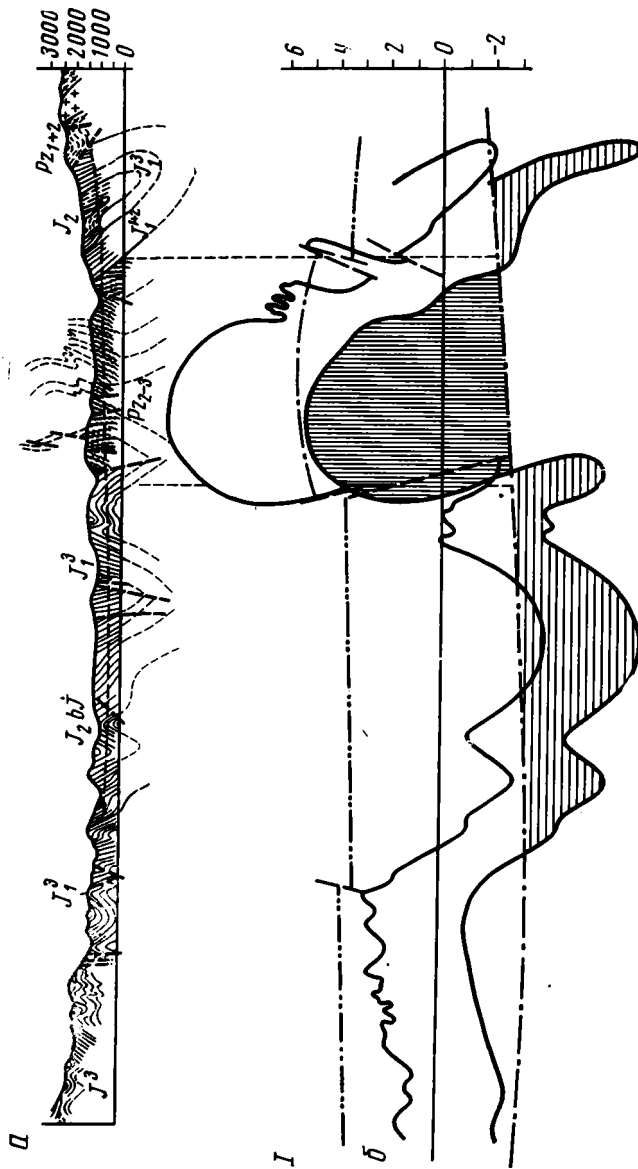


Рис. 2 (I)

той качественной оценкой интенсивности складчатости, которая была сделана раньше по морфологии складок.

В ядре антиклинория относительное удлинение имеет максимальное значение на западе и к востоку постепенно убывает. На северном крыле обратное соотношение  $\lambda$  возрастает с запада на восток. На южном крыле минимальное значение коэффициента избыточной длины наблюдается в восточном сечении, а в среднем и западном примерно одинаковое.

В следующем разделе таблицы, где показаны абсолютные удлинения слоев  $\Delta l$  в каждом профиле по зонам, видно, что в среднем сечении в ядре и на северном крыле значения  $\Delta l$  высокие, а к западу и к востоку, к периклиналям, они уменьшаются. На южном крыле значение абсолютного удлинения снижается с запада на восток, как и в целом для всего антиклинория.

По значениям условного коэффициента компенсации сжатия на крыльях, если рассматривать их отдельно по профилям, видно, что

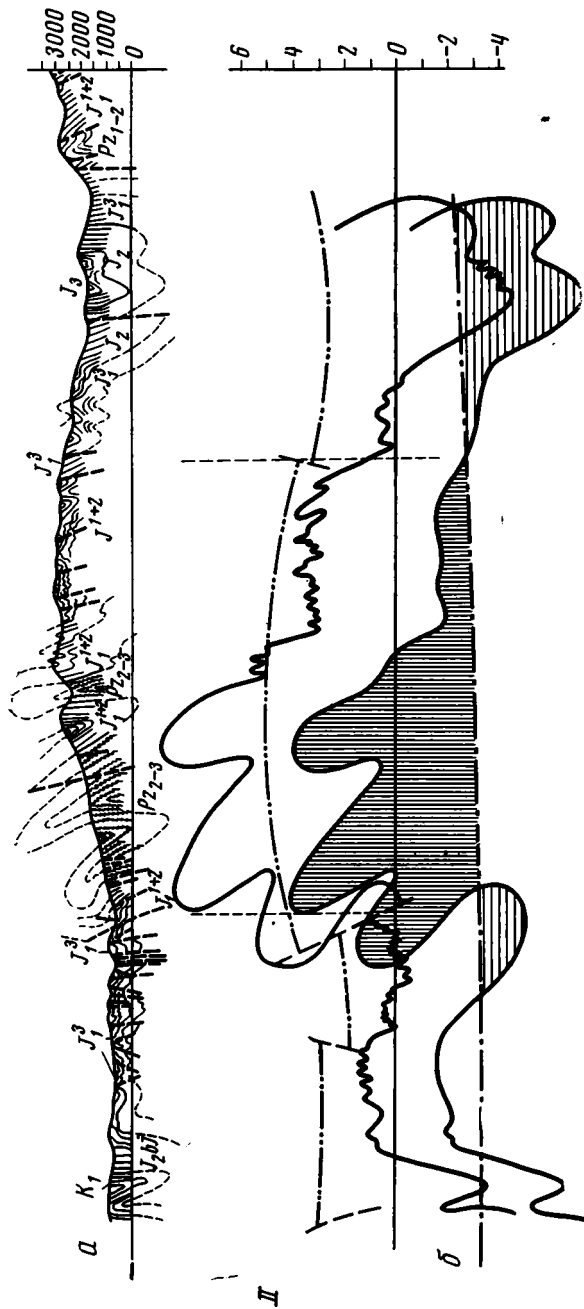


Рис. 2 (II)

только в среднем сечении складчатые деформации на крыльях можно целиком отнести за счет распирающего действия ядра диапира, величина этого коэффициента здесь даже превышает 1,0 и составляет 1,31. К западу и к востоку, на периклиналях антиклинория компенсации избыточной длины слоев на крыльях за счет бокового давления ядра не наблюдается. На западе значение  $K = 0,77$ , на востоке — 0,58. Однако в среднем по всем сечениям через Сванетский антиклинорий величина  $K$  составляет 0,90, т. е. довольно близка к полной компенсации.

То что именно на периклиналях антиклинория мы не видим полной компенсации избыточной длины, закономерно и понятно, так как все

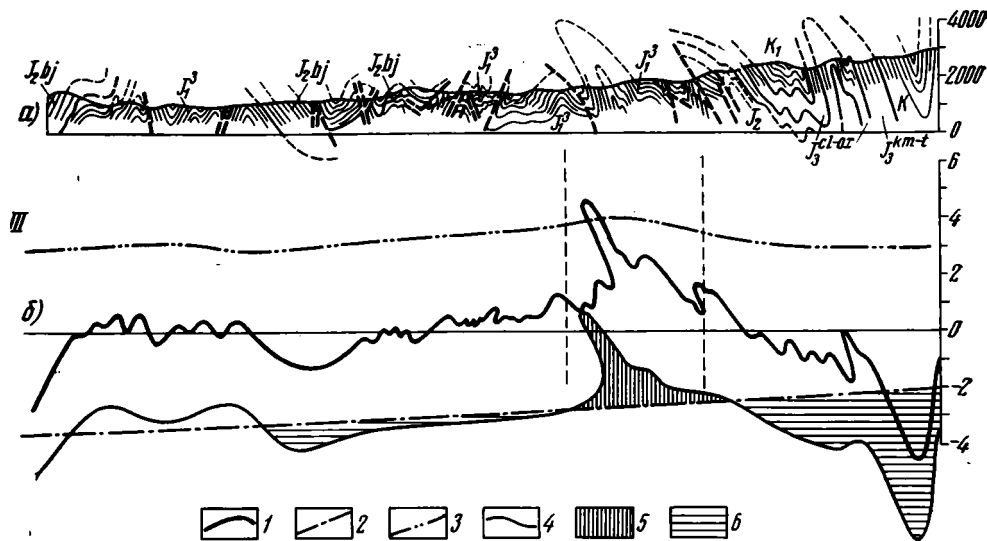


Рис. 2. (I—III). Структурные профили через Сванетский антиклинорий (а) и исторические реконструкции по ним (б).

I — профиль по рекам Ингури и Тхеиши; II — профиль по рекам Ласиль и Цхенис-цкали; III — профиль по р. Лухуни-цкали.

1 — реконструированное современное положение границы среднего и верхнего лейаса; 2 — положение той же границы к концу средней юры; 3 — амплитуда вертикальных движений орогенной стадии; 4 — положение границы среднего и верхнего лейаса до начала орогенных движений (разность между линиями 1 и 3); 5 — площадь ядра диапира; 6 — площадь компенсационных прогибов синклиналей

наши построения и расчеты относятся к одной и той же стратиграфической границе, и поэтому в среднем сечении и на погружениях антиклинория мы имеем дело с разными уровнями среза ядра диапира. Однако вносить в расчеты, и без того условные и приблизительные, поправки на степень погруженности ядра вряд ли целесообразно. Кроме того, выбранные нами сечения только приблизительно проходят вкрест простирания структуры (расположение профилей диктовалось возможностями детальных структурных наблюдений), и поэтому удовлетворительным оказывается суммарный результат по всем трем сечениям. Из него следует, что формирование складчатости на крыльях антиклинория почти целиком может быть отнесено за счет распирающего действия ядра.

Рассматривая крупные синклинали на крыльях синклинория как компенсационные впадины, окружающие ядро диапира, мы должны наблюдать примерное соответствие объема материала, выжатого в ядро, с объемом прогибания компенсационных впадин. Решать эту задачу в трех измерениях чрезвычайно сложно, поэтому сделана попытка проверки этих соотношений на отдельных сечениях; суммируя затем результаты, мы приблизимся к решению задачи в объеме.

Очевидно, для измерения площадей на профилях в качестве нулевой линии, вокруг которой происходил обмен материалом, может быть использовано положение границы между средним и верхним лейасом в конце средней юры, т. е. до начала процесса диапиризма. Из реконструированного современного положения этой же границы, показанного на профилях (рис. 2), нужно вычесть амплитуду движений орогенной стадии, поскольку это были блоковые движения по разрывам, а процесс глубинного диапиризма в это время уже завершился. Тогда мы получим положение границы среднего и верхнего лейаса, которое она приобретает только в процессе развития глубинного диапира. Размеры ампли-

Таблица 2

## Количественные характеристики складчатых деформаций Сванетского антиклинория

Количественный показатель	№ профиля	Южное крыло	Ядро	Северное крыло	Суммарно по антиклинорию
$l_{скл}/l_{нач}$ , км	I	37,0/27,3	26,6/9,2	8,8/6,5	
	II	17,9/13,1	45,8/17,6	19,2/10,6	
	III	22,1/19,2	11,3/5,9	17,9/9,6	
$\lambda$	I	1,36	2,90	1,35	
	II	1,37	2,60	1,81	
	III	1,15	1,92	1,86	
	Среднее	1,25	2,48	1,67	
$\Delta l$ , км	I	9,7	17,4	2,3	
	II	4,8	28,2	8,6	
	III	1,9	5,4	8,3	
K	I				0,77
	II				1,31
	III				0,58
	Среднее				0,90
$S$ , км <sup>2</sup>	I	-45,4	+51,0	-8,8	-3,2
	II	-5,6	+72,0	-24,6	+41,8
	III	-4,5	+5,3	-16,2	-15,4
	Сумма	-55,5	+128,3	-49,6	+23,2

туды орогенных движений, взятые по Е. Е. Милановскому (1968), и положение границы среднего и верхнего лейаса до орогенных движений нанесены на те же профили (рис. 2). Измеренные площади показаны штриховкой.

Результаты замеров помещены в последнем разделе табл. 2. Из этих данных видно, что в среднем сечении, где осевая зона антиклинория наиболее приподнята, в ядре наблюдается избыток материала, который не может быть обеспечен впадинами в этом же сечении. На периклиналях же наблюдается обратная картина: дефицит материала во впадинах больше, чем надо для образования ядра, на западной периклинали превышение объема впадин над ядром невелико, на восточной — значительно. Не следовало ожидать, что по каждому сечению будет хорошее совпадение объемов. Это значило бы, что перемещение материала происходило точно вдоль линий наших поперечных сечений или примерно вкрест простираения складчатой области, а это, конечно, не обязательное условие. Суммарный же результат по трем сечениям показывает, что баланс объемов материала для всего антиклинория примерно достигается. Избыток материала в ядре антиклинория, превышающий «возможности» впадин, составляет всего 18%. Это может быть связано с тем, что трех сечений для таких подсчетов недостаточно, увеличение количества сечений повысит точность расчетов, кроме того, если полагать, что первоначальное разуплотнение нагнетающегося в ядро глубинного диапира материала происходит не только за счет прогретания, но и привноса и обогащения пород летучими и жидкими компонентами, а этот привнос происходит с больших глубин и вряд ли будет компенсироваться впадинами на поверхности, то некоторый избыток объема материала в ядре закономерен.



Таким образом, и количественные подсчеты интенсивности деформации распирающего бокового давления ядра антиклинория и баланса объемов материала не противоречат идее, что процесс глубинного диапиризма является основной причиной формирования структуры Сванетского антиклинория.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ показывает, что гипотеза глубинного диапиризма не встречает противоречий в наблюдаемых фактических данных по морфологии складчатости и распределению складок разных типов в общей структуре Сванетского антиклинория. Рассмотрение истории геологического развития области подкрепляет эту гипотезу и позволяет установить момент возникновения инверсионного поднятия в сванетской части геосинклинального прогиба Большого Кавказа; развитие центрального поднятия, как следует из истории вертикальных движений, сложный и длительный процесс, достигающий своего завершения только на последних этапах альпийского геосинклинального цикла, в орогенную стадию. Совпадение зоны развития наиболее интенсивных деформаций в ядре антиклинория с областью возникновения центрального поднятия и наиболее интенсивных воздыманий орогенной стадии позволяют инверсию геотектонического режима и рост центрального поднятия считать проявлением на поверхности процесса внедрения глубинного диапира.

Количественный анализ данных по общей структуре антиклинория и морфологии складок показывает, что эти данные хорошо согласуются со схемой развития деформаций, вытекающей из гипотезы глубинного диапиризма. Прогибы крупных синклинальных складок компенсируют по объему материала воздымание в ядре антиклинория. Изменение интенсивности деформаций однозначно определяется по нескольким параметрам и показывает, что в ядре антиклинория деформации более интенсивные, чем на крыльях. Избыточная длина слоев на крыльях может быть почти целиком отнесена за счет бокового давления со стороны ядра антиклинория, а развитые здесь складки — к складкам продольного изгиба. В ядре антиклинория кроме продольного расплющивания на начальных стадиях роста диапира, очевидно, происходил поперечный изгиб пластов.

Таким образом, процесс глубинного диапиризма может быть принят для Сванетского антиклинория в качестве основной причины формирования складчатости и иных деформаций на протяжении геосинклинального цикла развития. И более того, материал по Сванетскому антиклинорию позволяет уточнить многие вопросы, которые требуется решить для дальнейшего развития и обоснования гипотезы.

Гипотеза глубинного диапиризма имеет далеко не местное (т. е. кавказское) значение, поскольку вообще этот процесс, как было показано (Белоусов, 1969, 1970), частный случай большого ряда адвективных движений. Глубинные диапиры как причина возникновения и развития деформаций, видимо, характерны для всех складчатых областей, проходящих инверсионный путь развития. Структура, в которой явно вырисовывается ядро глубинного диапира, устанавливается в таврической серии в Качинском антиклинории Крыма (Абдулла, 1968). В Западном Саяне складчатость каледонского возраста, по мнению П. К. Куликова (1968), возникла главным образом за счет диапироподобного внедрения масс горных пород в центральной части складчатой области. Структурные исследования на Урале (Херасков, Перфильев, 1963; Чесноков, 1967), в Верхоянье (Зоненшайн, 1965, Сборщиков, 1968) выявляют морфологические черты структуры, характерные для глубинных диапиров.

## Литература

- Абдулла Д. А.* Структура Качинского антиклинория (Горный Крым).— Вестн. ЛГУ. Геол. география, 1968, № 18, вып. 3.
- Белов А. А., Сомин М. Л.* О преднижнеюрском несогласии в Сванетии (Центральный Кавказ).— Докл. АН СССР, 1964, т. 153, № 1.
- Белоусов В. В.* Некоторые вопросы глубинной тектоники.— Вестн. МГУ. Сер. IV, геол., 1960, № 5.
- Белоусов В. В.* Складчатость и основные типы тектонических деформаций.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, № 4.
- Белоусов В. В.* Общие соображения об условиях образования структурных форм, развитых в сложно деформированных толщах.— В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., «Недра», 1970.
- Белоусов Г. Д., Кутузова Н. П.* Тектонические деформации на южном крыле Сванетского антиклинория (Большой Кавказ).— Вестн. МГУ. Сер. IV, геол., 1972, № 3.
- Вихерт А. В.* Методы и результаты статистического исследования тенденций изменения интенсивности складчатости.— В сб.: Вопросы геонии (Кора и верхняя мантия). Изд-во МГУ, 1972.
- Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, ч. 1. М., «Недра», 1964.
- Зоненшайн Л. П.* Тектоника и анализ складчатости Верхоянья.— Геотектоника, 1965, № 2.
- Кабанова Э. В., Леонов Ю. Г., Панов Д. И.* Тектоническое развитие Центрального и Западного Кавказа в юрское время.— Бюл. МОИП. Сер. геол., 1969, № 4.
- Кириллова И. В.* Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости.— В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Кириллова И. В.* Увеличение объема горных пород — одна из возможных причин тектонических деформаций.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 1.
- Кириллова И. В.* О некоторых особенностях глинистых пород, которые необходимо учитывать при тектонических построениях.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, № 3.
- Куликов П. К.* Механизм образования каледонской складчатости Западного Саяна.— Геотектоника, 1968, № 6.
- Леонов Ю. Г.* История тектонического развития Центрального и Западного Кавказа в ранней юре — аалене.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1966, № 1.
- Леонов Ю. Г.* Ранне- и среднеюрские фазы поднятия и складкообразования Большого Кавказа.— Геотектоника, 1969, № 6.
- Милановский Е. Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М., «Недра», 1968.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е.* Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
- Рубинштейн М. М.* Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси, «Мецниереба», 1967.
- Сборщиков И. М.* Некоторые характерные особенности и природа складчатых дислокаций в пределах восточного крыла Верхоянского антиклинория.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 2.
- Сомин М. Л.* Доюрское основание Главного хребта и южного склона Большого Кавказа. М., «Наука», 1971.
- Сорский А. А.* Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа.— В сб.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Сорский А. А.* Типы геосинклинальной складчатости Кавказа и условия их формирования.— В сб.: Складчатые области Евразии. М., «Наука», 1964.
- Херасков Н. П., Перфильев А. С.* Основные особенности геосинклинальных структур Урала.— В сб.: Проблемы региональной тектоники Евразии. Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 92.
- Чесноков С. В.* Ларинский и Миасский гнейсовые купола Восточно-Уральского антиклинория и их эволюция. Автореф. канд. дис., Ун-т дружбы народов им. Патриса Лумумбы, М., 1967.
- Чихрадзе Г. А.* О нижней границе лейаса в ущелье р. Ингури.— Изв. геол. о-ва Грузии, 1963, т. III, вып. 1.
- Чихрадзе Г. А.* О некоторых особенностях песчаников нижней юры Сванетии. Сообщ. АН ГрузССР, 1969, т. 56, № 1.
- Чихрадзе Г. А.* Об источниках питания раннеюрской геосинклинали южного склона Большого Кавказа (в пределах Сванетии).— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 3.
- Шолло В. Н.* Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана. М., «Наука», 1964.
- Шолло В. Н.* Складчатость Сванетского антиклинория.— Геотектоника, 1973, № 4.
- Шолло В. Н., Белоусов Г. Д.* Определение относительных размеров деформации пород по расплюснутым конкрециям (по данным для Сванетского антиклинория).— Геотектоника, в печати.
- Gussow W. C.* Salt diapirism: importance of temperature, and energy source of emplacement. Diapirism and Diapirs, AAPG, 1968.
- Kupfer D. H.* Relationship of internal to external structure of salt domes. Diapirism and Diapirs. AAPG, 1968.

УДК 551.252(479)

В. Н. МАКАРОВ

**ИНЪЕКТИВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ СРЕДИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ  
ОБРАЗОВАНИЙ ГОРНОЙ ОСЕТИИ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАВКАЗ)**

Описываются диапиры первого и второго рода, ядра нагнетания, брекчи течения и кластические дайки среди палеозойских образований Горной Осетии.

На основании описанных соотношений пород доказываются проявление пластических свойств палеозойских известняков и кварцево-серицито-хлоритовых сланцев на глубинах 5—6 км от дневной поверхности при температурах 150—200° С и давлении 1200—1500 бар. Анализ приводимых и литературных материалов позволяет предположить, что проявление инъективных дислокаций среди различных по составу и физическим свойствам пород на глубине в условиях образования геосинклинальных складчатых сооружений является настолько же обычным, как инъективные дислокации в приповерхностных условиях солянокупольных областей.

При детальном геологическом картировании палеозойских отложений Горной Осетии автор столкнулся с рядом структур, не соответствующих дизъюнктивным и пликативным дислокациям. В качестве примера, иллюстрирующего их своеобразие, рассматривается Гизельдонская горст-антиклиналь (рис. 1), обнажающаяся в верховьях одноименной реки, где небольшие выходы верхнепалеозойских отложений развиты на юго-восточном погружении кристаллического фундамента Большого Кавказа. Ядро горст-антиклинали сложено окварцованными конгломератами, песчаниками и сланцами баддонской свиты верхнекаменноугольного отдела и известняками гизельдонской свиты пермской системы (Моргунов, 1965).

В отложениях баддонской свиты выделено три пачки: 1) нижняя — кварцево-серицито-хлоритовых песчаников и сланцев мощностью более 200 м, 2) средняя — кварцито-конгломератовая аркозового состава мощностью около 650 м и 3) верхняя — сложенная кварцитовидными песчаниками аркозового состава и филлитовидными сланцами мощностью 50—100 м. На палеозойских породах согласно, или с незначительным угловым несогласием залегают нижнеюрские аспидные сланцы. В левом борту долины р. Гизельдон в 500—800 м севернее языка Мидагравинского ледника среди кварцитов и конгломератов средней пачки баддонской свиты наблюдаются две полосы зеленовато-серых рассланцованных пород (см. рис. 1, тела  $I^1$  и  $I^2$ ). Ширина полос 100—200 м и они пересекают пачку кварцитов и конгломератов. Южная полоса имеет четкий, крутой, с падением на юг южный контакт, который прослеживается по тальвегу и правому борту балки Тектонической на 1000 м в плане и 600 м по вертикали. Северный контакт этой полосы проходит в скальных обрывах, недоступных для непрерывного прослеживания, и проводится на картах и блок-диаграмме условно. Контакты северной полосы выхода отмеченных пород четкие, падают на юг под углом 60°, хорошо картируются у основания скальных стен левого борта долины, а выше прослеживаются визуально на 400 м по вертикали. Таким образом, наиболее доступным для изучения является южный контакт тела  $I^1$ , проходящий по тальвегу и правому борту балки Тектонической (см. рис. 1). Вдоль контакта наблюдаются многочисленные «апофизы» и «заливы» зеленовато-

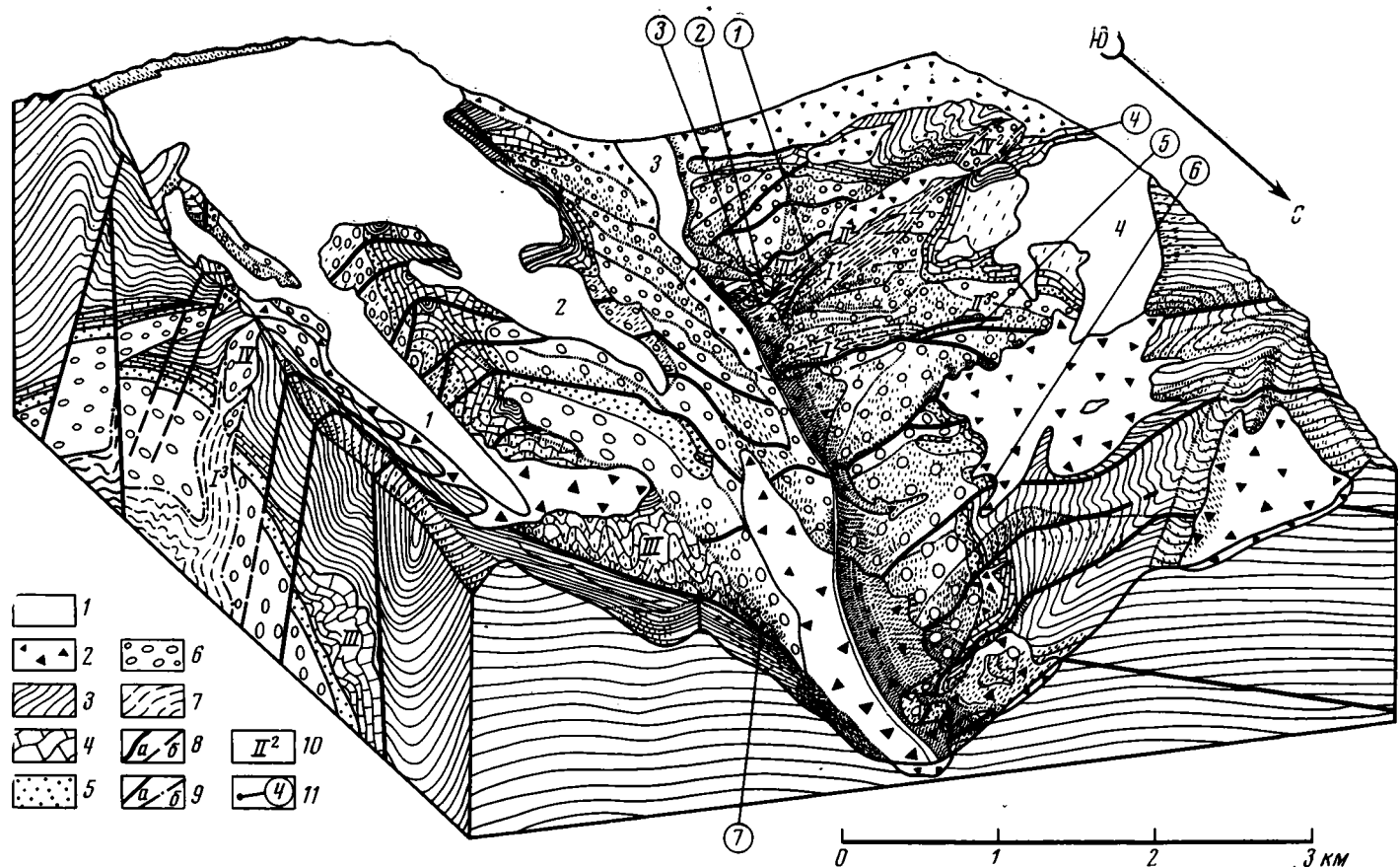


Рис. 1. Схематическая блок-диаграмма центральной части Гизельдонской горст-антиклинали (1 орная Осетия, верхья р. Гизельдон)

1 — Ледники: 1) Лрцы-цете, 2) Зейголан, 3) Мидаграви, 4) Данчинты; 2 — антропогенные флювиогляциальные и делювиально-пролювиальные суглинисто-щебеночно-валунные и глыбовые отложения; 3 — нижнеюрский отдел, кистинская и циклаурская свиты — глинистые сланцы; 4 — пермская система, гизельдонская свита — известняки, карбонатные песчаники, филлиты; 5 — верхнекаменноугольный отдел, баддонская свита, верхняя пачка — песчаники, филлиты; 6 — то же, средняя пачка — аркозовые конгломераты, гравелиты, кварциты; 7 — то же, нижняя пачка — песчаники и сланцы кварцево-серицито-хлоритового состава; 8 — разрывные нарушения: прослеженные (а) и предполагаемые (б); 9 — границы геологических образований (а), инъективные контакты пород (б); 10 — индексы структур, связанных с инъективными дислокациями: I — инъективные тела, обусловленные механическим выдавливанием снизу вверх по разрывам пластичных в момент дислокаций кварцево-серицито-хлоритовых сланцев, II — инъективные тела, образованные в результате механического нагнетания сверху вниз по разрывам известняков, пластичных в момент дислокаций, III — ядро нагнетания, сложенное известняками, IV — ядра диапиров второго рода (арабской цифрой справа указываются номера тел); 11 — места и номера тел; 12 — места и номера диапиров, приведенных на рис. 2

серой породы в конгломератах. Зарисовка одной из таких «апофиз», встреченной в 180 м от устья балки Тектонической, приведена на рис. 2, 1, а «заливы», наблюдавшегося на бараньих лбах в устье этой балки, — на рис. 2, 2. Описываемые породы в пределах откартированных полос имеют отчетливо выраженную параллельную полосчатую и сланцеватую текстуры, причем как полосчатость, так и сланцеватость в общем ориентированы согласно с контактами.

На бараньих лбах в устье балки Тектонической наблюдается сочленение зеленовато-серых рассланцованных пород с кварцево-серицитохлоритовыми песчаниками и сланцами нижней пачки баддонской свиты. Последние слагают нижнюю часть разреза палеозойских образований в ядре горст-антиклинали и собраны в дисгармоничные складки, причем рисунок этой складчатости в направлении балки Тектонической переходит в параллельно-сланцеватую и полосчатую текстуру зеленовато-серых рассланцованных пород. Среди этих проблематичных пород на бараньих лбах, в тальеге и левом борту балки Тектонической, а также в ее верховье встречен ряд обломков, блоков и будин диабазов размером от  $2 \times 1$  до  $1,5 \times 8$  м. Детальные зарисовки некоторых из блоков и будин диабазов изображены на рис. 2, 3 и 2, 4, а места этих зарисовок указаны на блок-диаграммах. Примерно такое же площадное распространение имеют блоки черных известняков гизельдонской свиты размером до  $30 \times 10$  м.

Проникновение материала одних пород, обладающих высокими прочностными и упругими свойствами, в разрывы между другими породами, имеющими близкие физические свойства, настолько необычно, что при первых геологических наблюдениях рассланцованные зеленовато-серые образования отмеченных полос и аналогичные по своему составу кварцево-серицитохлоритовые песчаники и сланцы нижней пачки баддонской свиты были приняты автором за магматические породы с «типично эруптивными контактами» (см. рис. 2, 1 и 2, 2), а блоки диабазов и известняков внутри них — за ксенолиты. Однако петрографические исследования многочисленных образцов, отобранных в ядре горст-антиклинали и вдоль балки Тектонической, установили лепидогранобластовую структуру, характерную для сланцев кварцево-серицитохлоритового состава. Указанные сланцы не могут быть отнесены и к тектониту, образовавшемуся по какой-то изверженной породе, поскольку петрохимический пересчет полного силикатного анализа образца, отобранного из устья балки Тектонической, показал, что порода пересыщена кремнеземом ( $Q = 43,5$ ) и глиноземом ( $Al > K + Na + 2Ca$ ), очень обеднена щелочами ( $a : c = 1,51 < 5/2$ ). Светлые компоненты в атомных количествах составляют:  $b : (a + c + Q) = 10,8 : (5,8 + 3,9 + 43,5) = 20,3\%$  всей породы. В составе цветной части основную роль играют магнезиально-железистые компоненты, причем Mg преобладает над Fe ( $m : f = 1,15$ ). В целом порода по своим числовым характеристикам не соответствует какому-либо химическому типу изверженных горных пород.

Результаты проведенных исследований убеждают нас, что рассматриваемые породы представляют инъективные тела (по Косыгину, 1969) кварцево-серицитохлоритовых сланцев, залегающие среди более компетентных конгломератов. Исходными породами, преобразованными в сланцы явились, по-видимому, аркозовые песчаники.

Инъекция сланцев полностью залечила вмещающие их древние разрывы. На пластическую деформацию рассланцованных песчаников указывают: а) полосчатая и сланцеватая текстуры пород в пределах разрывов, выполненных выжатым материалом, б) дисгармоническая складчатость в ядре горст-антиклинали, в) многочисленные «апофизы» и «заливы» рассланцованных песчаников в более компетентных конгломератах, г) срезание и будинирование даек диабазов. Последнее явление наблюдается в приустьевой части балки Тектонической. Здесь в централь-

ной части горст-антиклинали, сложенной породами нижней пачки баддонской свиты и часть инъективного тела  $I^1$ , видны две дайки диабазов в конгломератах средней пачки баддонской свиты, обрывающиеся на контакте с рассланцованными кварцево-серицито-хлоритовыми сланцами. В последних обломки и будины диабазов наблюдаются на различном удалении от даек в направлении течения пород.

Описанные соотношения позволяют представить схему развития структуры в следующем виде: первоначально между отложениями нижней и средней пачки баддонской свиты существовал нормальный стратиграфический контакт. По разрывам вкрест контакта последовало внедрение даек диабазов. Затем, в момент максимальных тектонических напряжений началось течение материала песчаников нижней пачки баддонской свиты, обусловленное нагнетанием его вдоль разрывов в вышележащие конгломераты средней пачки. При этом выжимавшийся материал местами проникал и по разрывам, ранее использованным уже диабазовым расплавом, с образованием кластических даек.

Как уже указывалось, вдоль тальвега балки Тектонической среди кварцево-серицито-хлоритовых сланцев инъективного тела  $I^1$  наблюдаются блоки черных известняков гизельдонской свиты размером до  $10 \times 30$  м. Контакты этих пород неровные, припаянные, местами с признаками скарнирования (эпидотизации) известняков. Появление известняков гизельдонской свиты в указанном месте, на сотни метров ниже реконструированного положения подошвы этих пород в разрезе, можно объяснить одновременным с инъекцией сланцев нагнетанием известняков по тому же древнему разлому, но сверху вниз. Инъективное тело известняков ( $II^3$ ) среди конгломератов средней пачки баддонской свиты наблюдается также в левом борту долины восток-северо-восточнее языка ледника Данчинты. На детальной зарисовке этого тела (см. рис. 2, 5) видна инъекция известняков вдоль разлома, использованного ранее диабазовым расплавом. Расстояние тела от подошвы эродированных известняков по вертикали — около 100 м. Инъективные дислокации проявились также образованием в северном крыле Гизельдонской горст-антиклинали ядра нагнетания размером  $2,5 \times 0,6$  км, сложенного известняками гизельдонской свиты. В левом борту долины р. Гизельдон известняки слагают ряд линз размером от  $2 \times 10$  до  $50 \times 600$  м (см. рис. 1 и 2, 6), располагающихся вдоль межформационной поверхности скольжения. В правом борту известняки образуют толщу с видимой мощностью около 500 м, собранную в изоклиналильные и дисгармонические складки. Образование ядра нагнетания связано с двумя явлениями: отжиманием известняков со свода поднятия и их волочением между жестким ядром, сложенным палеозойскими образованиями, и более пластичными аспидными сланцами нижней юры (Макаров, 1968). При этом над ядром нагнетания создается ложная картина залегания юрских образований на складчатом палеозойском основании и доюрском возрасте складчатости.

На самом же деле изоклиналильная и гармоническая складчатость известняков гизельдонской свиты в ядре нагнетания имеет киммерийский возраст. Пластическая деформация известняков как в ядре нагнетания, так и в своде горст-антиклинали подчеркивается макротекстурами течения: дроблением и растаскиванием прослоев карбонатных песчаников и кремнистых образований и облеканием их более пластичными известняками (см. рис. 2, 7). На основании описанных соотношений в ряду брекчий тектонического происхождения (трения, межформационных, протыкания и т. д.) правомерно выделение брекчий течения, образующихся в условиях одностороннего сжатия при высоком литостатическом давлении из слонстых пород, сложенных прослоями различной компетентности, в результате сочетания пластических и хрупких деформаций с нарушением сплошности только прослоев компетентных пород.

С проявлением инъективных дислокаций тесно связано образование жестких блоков конгломератов средней пачки баддонской свиты размером  $150 \times 500$  м, оторванных от фундамента и вдавленных в толщу более пластичных сланцев нижней юры (Макаров, 1968). Один из таких блоков (см. рис. 1, тело IV<sup>1</sup>) располагается в правом борту ледника Лрцыцете, на водоразделе с рекой Чатадон (правым притоком Гизельдона), а второй из наиболее крупных блоков — в верховье балки Тектонической (см. рис. 1, тело IV<sup>2</sup>).

В. Е. Хаиным (1938) предложено различать диапиры первого рода, в ядрах которых залегают относительно пластичные, а на крыльях более жесткие породы, и диапиры второго рода, в ядрах которых залегают более жесткие породы, чем на крыльях. Исходя из приведенных определений, жесткие блоки конгломератов среди сланцев нижней юры являются диапирами второго рода.

Описанные инъективные дислокации в ядре Гизельдонской горст-антиклинали имеют послесреднеюрский возраст, поскольку, во-первых, рассланцованные песчаники нижней пачки баддонской свиты выжимаются не только в конгломераты средней пачки баддонской свиты, но и в вышележащие сланцы нижней юры (см. рис. 1), а во-вторых, в дислокациях участвовали дайки диабазы, пересекающие как каледонские образования, так и аспидные сланцы нижней юры и имеющие по данным большинства исследователей ранне- и среднеюрский возраст (Варданыц, 1935, 1959; Черницын, 1967). Верхняя возрастная граница рассмотренных дислокаций, видимо, соответствует предкелловейскому времени, когда проявилась наиболее мощная на Большом Кавказе тектоническая эпоха (Белоусов, 1940; Варданыц, 1940; Вялов, 1936; Кузнецов, 1951; Пейве, 1945; Черницын, 1967).

К концу средней юры палеозойские образования Гизельдонской горст-антиклинали были перекрыты толщей глинистых сланцев мощностью не менее 5 км, превращенных в результате регионального метаморфизма в аспидные (Мельников, 1962). С учетом мощностей палеозойских образований описанные дислокации происходили на глубинах 5—6 км при температурах  $150\text{—}200^\circ\text{C}$  и литостатическом давлении  $1200\text{—}1500$  бар. Характерной особенностью структур, образовавшихся в указанных термодинамических условиях, является отсутствие в их пределах видимых разрывов сплошности пород, что следует объяснять высокой пластичностью кварцево-серицито-хлоритовых сланцев и известняков, подвергшихся тектоническим деформациям.

На описанные в пределах Гизельдонской горст-антиклинали инъективные дислокации, связанные с предкелловейской тектонической эпохой, накладываются более поздние разрывные нарушения. Эти нарушения пересекают со смещением дайки диабазов и инъективные тела (см. рис. 1), иногда наследуя направления предкелловейских разрывов. Образование их связано, по-видимому, с миоцен-плиоценовой тектонической фазой, проявившейся в сводовом воздымании Большого Кавказа. Общая амплитуда поднятий осевой части Центрального Кавказа с позднего миоцена, по оценке различных исследователей (Варданыц, 1948; Думитрашко, Милановский, Хаин, 1961; Николаев, 1962; Сафронов, 1964), составляет не менее 5 км.

Горообразовательные движения сопровождалась интенсивными эрозийными процессами, в результате которых резко сократилась мощность отложений, перекрывавших палеозойские образования. Учитывая гипсометрические отметки современного положения акчагыльской поверхности выравнивания в пределах осевой части Главного хребта  $3500\text{—}4000$  м (Сафронов, 1964) и абсолютных высот вскрытой части ядра Гизельдонской горст-антиклинали ( $2000\text{—}3500$  м), можно считать, что деформации, связанные с миоцен-плиоценовыми дислокациями, происходили на глубинах  $500\text{—}2000$  м, которым соответствуют температуры

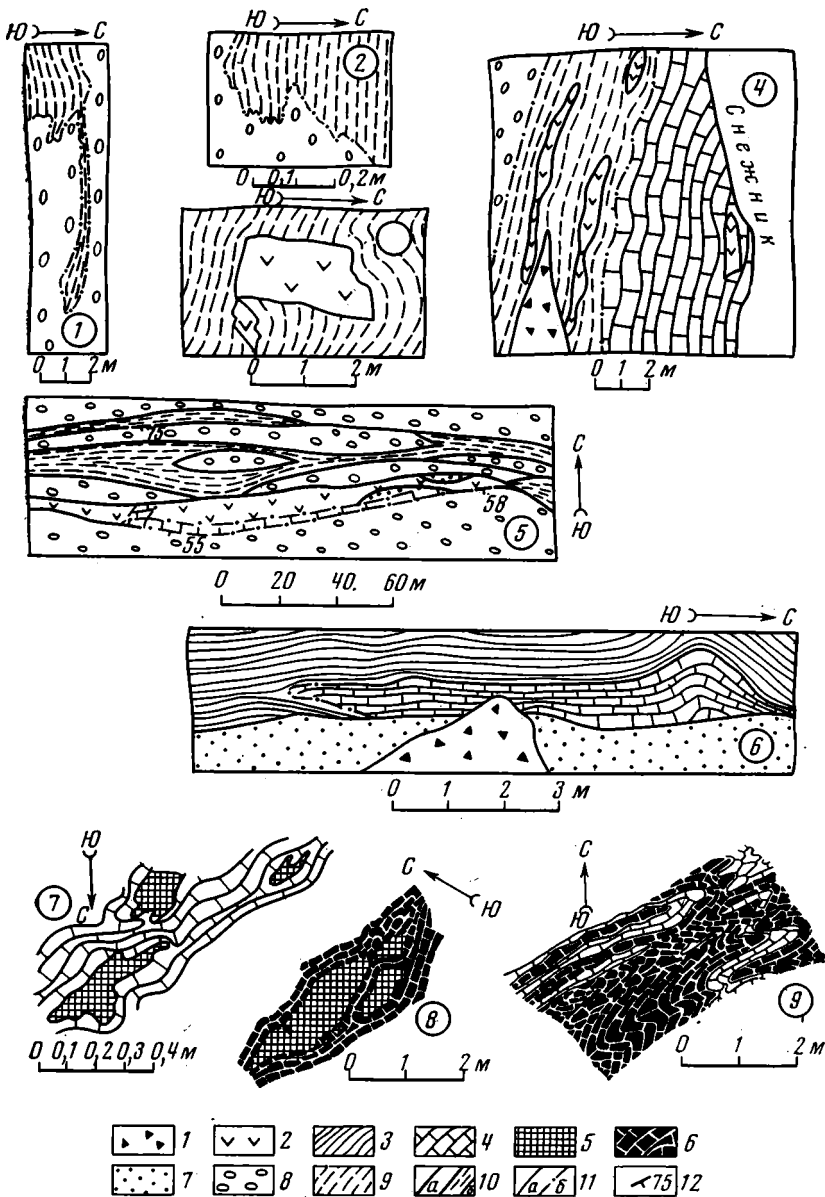


Рис. 2. Зарисовки обнажений.

1 — Делювиально-пролювиальные отложения антропогенные; 2 — дайки диабазов нижне- и среднеюрского возраста; 3 — глинистые сланцы кистинской свиты нижнеюрского отдела; 4 — известняки серые гизельдонской свиты пермской системы; 5 — карбонатные песчаники гизельдонской свиты пермской системы; 6 — черные известняки гизельдонской свиты пермской системы; 7 — песчаники верхней пачки баддонской свиты верхнекаменноугольного отдела; 8 — конгломераты средней пачки баддонской свиты верхнекаменноугольного отдела; 9 — кварцево-серицит-хлоритовые сланцы баддонской свиты верхнекаменноугольного отдела; 10 — разрывные нарушения (а) и зоны расщелачивания (б); 11 — границы геологических образований (а), инъективные контакты пород (б); 12 — элементы залегания пород и ориентировки разрывных нарушений

до  $60^{\circ}\text{C}$  и литостатическое давление до 500 бар. В указанных термодинамических условиях кварцево-серицит-хлоритовые сланцы нижней пачки баддонской свиты и известняки гизельдонской свиты деформировались уже как упругохрупкие тела с образованием разрывов, выполненных глиной трения.



Предкелловейские инъективные дислокации изучены в пределах относительно хорошо обнаженной Гизельдонской горст-антиклинали. В других частях Центрального Кавказа, характеризующихся меньшей степенью обнаженности, подобные структуры пока не выявлены, хотя ряд указаний свидетельствует о возможности их широкого распространения.

В частности, автором наблюдались структуры, обусловленные пластическими деформациями известняков в зоне Адайкомского разлома в верховьях р. Зарамагдон (см. рис. 2, 8 и 2, 9), образовавшиеся в условиях, аналогичных рассмотренным выше.

Л. А. Варданянц (1955) указывает, что «...способность раздробленных горных пород приобретать свойство текучести, оставаясь вместе с тем в твердом состоянии, подтверждается на Кавказе в истоках рек Кубань, Большая Лаба, Зеленчук и др.». И. Г. Кузнецовым (1940) описаны «тектонические жилы» предположительно верхнеюрских известняков с микрофауной и иглами морских ежей среди докембрийских кристаллических сланцев и гранитов Балкарии (левый берег р. Чайнашки). Последний факт указывает, что инъективные дислокации на Кавказе могут быть связаны не только с предкелловейской тектонической эпохой, но и с более поздними движениями.

Примеры пластических деформаций пород с высокими прочностными и упругими свойствами известны в литературе. Г. Г. Кравченко (1958) привел пример пластической деформации известняков в пределах Канского полиметаллического месторождения. Пластические деформации серпентинитов и гипербазитов в твердом состоянии в виде «холодных интрузий» описаны М. В. Гзовским (1960), Х. Вильямсом, Ф. Дж. Тернером, Ч. М. Гильбертом (1957), а также другими исследователями и экспериментально воспроизведены И. В. Луцицким, В. И. Громиным, Г. Д. Ушаковым (1967). А. А. Беловым обнаружены (1969) явления выжимания и течения доломитов среди филлитов, метаморфических сланцев, алевролитов и песчаников кембрия — верхнего докембрия (?) в зоне Анкавано-Зангезурского разлома (Малый Кавказ). Масштаб этих явлений — от десятков сантиметров до десятков и сотен метров. В настоящее время экспериментально установлено, что при определенных условиях течь могут все без исключения породы земной коры. Пластическая деформация гранитов, например, осуществляется в результате одностороннего давления при гидростатическом давлении 5000 бар и температуре 300° С.

Современный фактический материал и экспериментальные данные позволяют высказать предположение, что горные породы в естественных условиях по пластическим свойствам в определенном приближении образуют ряд: соль — глина — мергель — глинистый сланец — известняк — серпентинит — метаморфические сланцы — кристаллические породы. Несомненно, что в определенных термодинамических условиях все породы, расположенные левее какого-либо члена (включая его самого), испытывают пластические деформации, а расположенные правее — упрягохрупкие. С повышением температуры и давления, а также при наличии жидкой или газовой-жидкой фаз, граница пластических деформаций пород смещается вправо, а в приповерхностных условиях земной коры она подходит вплотную к крайнему левому члену ряда.

Таким образом, фактический материал, изложенный в статье, свидетельствует, что в течение предкелловейской тектонической эпохи в пределах Горной Осетии на глубинах 5—6 км от дневной поверхности разрывные деформации сочетались с пластическими, что обусловило проявление пластических свойств палеозойских известняков и кварцевосерицитохлоритовых сланцев. В результате указанных деформаций формировались инъективные дислокации в виде диапиров первого и второго рода, ядер и складок нагнетания, брекчий течения и кластических даек.

Проявление инъективных дислокаций среди различных по составу пород на глубине в условиях образования геосинклинальных складчатых сооружений, является, по-видимому, настолько же закономерным, насколько обычны для солянокупольных областей инъективные дислокации в приповерхностных условиях.

### Литература

- Белов А. А.* Стратиграфия и структура метаморфизованных вулканогенных и осадочных комплексов зоны Анкавано-Зангезурского разлома.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, № 1.
- Белоусов В. В.* Большой Кавказ.— Тр. ЦНИГРИ, 1940, вып. 121.
- Варданяц Л. А.* О возрасте структуры Центрального Кавказа.— Сов. геология, 1940, сб. 8.
- Варданяц Л. А.* Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1948.
- Варданяц Л. А.* Тектоническая карта Кавказа в масштабе 1:1 000 000 (объяснительная записка).— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия, 10. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Варданяц Л. А.* Основные изверженные породы западной части Казбекского диабазового пояса (Центрального Кавказа). Изд-во АН СССР, Сер. геол. и геогр., 1959, № 3.
- Вильямс Х., Тернер Ф. Дж., Гильберт Ч. М.* Петрография. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
- Вялов О. С.* Келловейская (адыгейская) тектоническая фаза на Кавказе.— Зап. Всерос. минералог. о-ва, 2 сер., 1936, ч. 65, вып. 1.
- Гзовский М. В.* Тектоника и проблема структурной геологии. Докл. сов. геол. к XXI сесс. Междунар. геол. конгресса, проблема 18. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Думитрайко Н. В., Милановский Е. Е., Хаин В. Е.* Новейшая тектоника Кавказа. Рига, Изд-во АН ЛатвССР, 1961.
- Косыгин Ю. А.* Тектоника. М., «Недра», 1969.
- Кравченко Г. Г.* Пример пластической деформации известняков в зонах тектонических разломов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 3.
- Кузнецов И. Г.* «Тектонические жилы» юрских (?) известняков в докембрийских гранитах и кристаллических сланцах Балкарии (Северный Кавказ).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, вып. 1.
- Кузнецов И. Г.* Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа.— Тр. ИГН АН СССР. Сер. геол., вып. 131, Изд-во АН СССР, 1951.
- Луцицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д.* Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур. Новосибирск, «Наука», 1967.
- Макаров В. Н.* Явления диапиризма в палеозойских и мезозойских отложениях Горной Осетии.— Сб. «Тезисы докладов III конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа». Ессентуки, 1968.
- Мельников В. А.* Геологическое строение и структурные особенности полиметаллических месторождений восточной части Центрального Кавказа.— Сов. геология, 1962, № 4.
- Моргунов Ю. Г.* Верхнепалеозойские отложения Северной Осетии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1965.
- Николаев Н. И.* Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Лейве А. В.* Новые данные по тектонике южного склона Центрального Кавказа.— Сов. геология, 1945, сб. 7.
- Сафронов И. Н.* Неотектонические движения Северного Кавказа и их роль в формировании рельефа этой области.— Сб. «Материалы по региональной тектонике СССР». М., «Недра», 1964.
- Хаин В. Е.* Геотектонические заметки.— Бюл. МОИП, 1938, № 2.
- Черницын В. Б.* К истории металлогенического развития Северного Кавказа.— Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», вып. VIII. «Наука», 1967.

Геолого-методическая экспедиция  
Кавказского института минерального сырья,  
Тбилиси

Статья поступила  
4 апреля 1973 г.

УДК 551.3.051

Д. А. НАЗАРОВ, С. П. МАЛКИН

**ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ НАЧАЛЬНЫХ МОЩНОСТЕЙ  
ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ**

Излагается методика палеотектонического анализа, основанная на построении карт начальных мощностей осадочных комплексов и разложения их на составляющие, на одной из которых показывается изменчивость мощностей отложений, сформировавшихся в результате компенсации тектонического прогибания, на другой — распределение мощностей, сформировавшихся вследствие седиментационного и постседиментационного уплотнений осадочного разреза. Отмечается возможность применения метода при изучении вопросов генезиса и развития структурных форм разных порядков, а также при изучении тектонических условий накопления осадков.

Геологическая история любой платформенной территории может быть реконструирована на основе изучения распределения мощностей осадочных комплексов. Карты мощностей могут составляться разными способами: путем последовательного наращивания отложений, позволяющим охарактеризовать распределение суммарных мощностей, или по отдельным осадочным комплексам в определенной стратиграфической последовательности.

М. С. Бурштар и Д. А. Назаров (1969, 1972) показали, что при первом способе построения карт мощностей введение поправки на уплотнение глин может значительно уточнить время заложения глубинных структур в геологическом прошлом, основные этапы их развития, а также их амплитуды, морфологию и гипсометрию.

Тектоническая активность за время, соответствующее отложению осадков какого-либо стратиграфического комплекса, может быть охарактеризована путем построения карт мощностей по второму способу. Однако современные мощности осадочных комплексов во многих случаях слабо характеризуют тектоническую активность, синхронную с периодом их отложения, поскольку эти мощности с течением времени подверглись значительному сокращению в результате уплотнения входящих в их состав глин. Поэтому в настоящей статье на примере Озек-Суатского локального поднятия Восточного Предкавказья сделана попытка восстановить и проанализировать начальные мощности мезозойско-кайнозойских осадочных комплексов. При этом авторы исходили из того, что весь процесс уплотнения может быть разделен на седиментационный и постседиментационный этапы. Первый из них охватывает этап накопления осадков того или иного стратиграфического комплекса и их уплотнения под действием собственного веса, а второй — этап уплотнения осадков и пород под действием геостатической нагрузки перекрывающих их отложений. Седиментационное уплотнение идет до тех пор, пока не закончилось накопление осадков данного стратиграфического интервала. Начальная мощность исследуемого комплекса соответствует моменту завершения этапа его седиментационного уплотнения, т. е. началу отложения перекрывающей толщи осадков. Постседиментационное уплотнение начинается с момента захоронения осадочного комплекса под вышележащими отложениями. Этот процесс длительный и завершается, например, в ус-

ловнях молодых платформ на глубине свыше 3000 м (Стетюха, 1964; Нестеров, 1965).

Процессы седиментационного и постседиментационного уплотнения разновременные по отношению к какому-либо одному осадочному комплексу, но они синхронны для осадочного разреза в целом и вызывают уменьшение его мощности. Поэтому отложение осадков в платформенных условиях носит характер компенсации не только тектонического прогибания, но и прогибания в результате седиментационного и постседиментационного уплотнений осадочной толщи. В подобном случае начальные мощности отражают характер интерференции тектонического прогибания и прогибания, связанного с уплотнением глин. Следовательно, восстанавливая начальную мощность осадочных толщ и подсчитывая потери мощности в результате их седиментационного и постседиментационного уплотнений, можно количественно оценить роль тектонической активности и уплотнения в формировании определенного стратиграфического комплекса пород.

Как уже упоминалось, начальные мощности проанализированы авторами с изложенных позиций на примере Озек-Суатского локального поднятия Восточного Предкавказья, расположенного в западной части Прикумско-Тюленевского вала и связанного с крупным выступом пород палеозойского фундамента (рис. 1). Поднятие прослеживается по всем основным электрокаротажным реперам от фундамента до верхов майкопских отложений и имеет весьма сложное строение, представление о котором может дать структурная карта по кровле IX пласта баррема (рис. 2).

Расчеты уплотнения глин мезозойско-кайнозойских отложений проводились по разрезам 50 глубоких скважин. При разделении разреза на осадочные комплексы (табл. 1) использовались хорошо прослеживаемые по площади реперные горизонты. Стратиграфические интервалы при этом выбирались авторами на уровне отдела или яруса, что вполне соответствует рекомендациям В. В. Белоусова (1962) в отношении анализа мощностей.

Начальная мощность каждого осадочного комплекса и его палеомощности к интересующим нас этапам геологического времени рассчитывались по методике И. И. Нестерова, о которой подробнее упоминалось в ранее опубликованной работе (Бурштар и др., 1969). В ее основу положены закономерности изменения абсолютной пористости глинистых пород в зависимости от глубины их залегания, которые являются общими для молодых платформ с преимущественно терригенным осадочным чехлом и относительно равномерным распределением глин по разрезу. Этот вывод вытекает из сравнения соответствующих графиков, построенных для Предкавказья (Стетюха, 1964) и Западной Сибири (Нестеров, 1965).

В разрезах 29 скважин, выбранных по равномерной сетке, исходя из плотности одна скважина на  $4 \text{ км}^2$ , подсчитаны средние по площади значения начальных и современных мощностей осадочных комплексов. Ре-

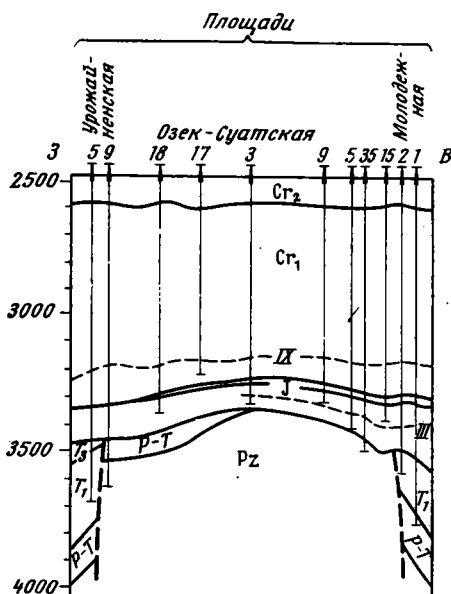


Рис. 1. Схематический геологический разрез Озек-Суатского локального поднятия

зультаты расчетов, приведенные в табл. 2, показывают, что разница между начальной и современной мощностью осадочного комплекса может быть весьма существенной — порядка десятков и сотен метров. Она зависит от мощности глин, содержащихся в осадочном комплексе, и степени их уплотнения (табл. 1, 2). Расчеты показывают также, что часть

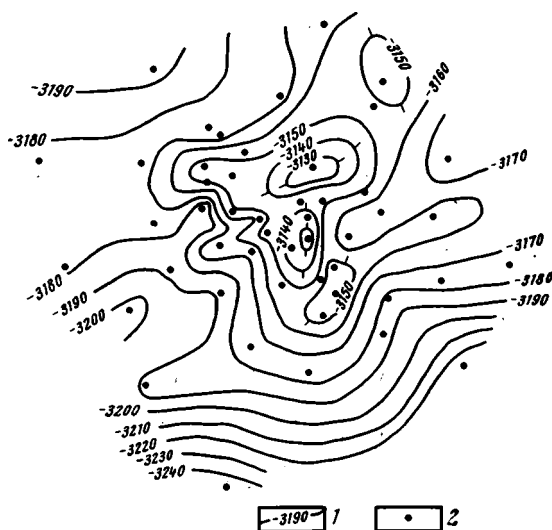


Рис. 2. Структурная карта площади Озек-Суат по кровле IX пласта баррема

1 — изогонсы кровли IX пласта; 2 — скважины, использованные при построении карт

и постседиментационного уплотнения осадочного разреза. Однако следует заметить, что значение обоих видов уплотнения осадочного разреза в формировании начальных мощностей отложений неравноценно.

При отложении мезозойских, а также палеоцен-эоценового и средне-верхнемиоценового комплексов их седиментационное уплотнение не превышало несколько метров ввиду сравнительно небольшого содержания в них глин (табл. 1). В то же время седиментационное уплотнение плиоцен-антропогенового и особенно олигоцен-нижнемиоценового комплексов со значительно большим содержанием глин в среднем по пло-

начальной мощности, отложившейся вследствие компенсации седиментационного и постседиментационного уплотнения, может составить десятки и первые сотни метров, или до 17—40% общей начальной мощности осадка. Обращает на себя внимание следующее обстоятельство: чем моложе возраст осадочных комплексов, тем большая часть их начальной мощности (в процентном выражении) сформировалась в результате седиментационного и постседиментационного уплотнений.

В табл. 2, а также в графических построениях (рис. 5, 6) нами в целях упрощения используются цифры, характеризующие синхронное седиментационное и

Таблица 1

Распределение глин по разрезу мезозоя и кайнозоя Озек-Суатского поднятия

Осадочные комплексы	Средняя современная мощность, м	Содержание глин в осадочных комплексах	
		м	%
Плиоцен-антропогеновый	656	340	52
Средне-верхнемиоценовый	169	89	53
Оligоцен-нижнемиоценовый	1467	1176	80
Палеоцен-эоценовый	115	70	61
Верхнемеловой	220	21	10
Альбский	313	67	21
Аптский	249	157	63
Верхнеюрско-неокомский	142	25	17
Нижне-среднеюрский	105	50	48
Осадочный разрез в целом	3436	1995	58

## Сопоставление начальных и современных мощностей различных стратиграфических комплексов мезозоя и кайнозоя Озек-Суатского поднятия

Осадочный комплекс	Начальная мощность				Общая		Современная мощность, м	Разность начальной и современной мощностей	Современный показатель уплотнения °С
	отложившаяся за счет тектонического прогибания		отложившаяся за счет седиментационного и постседиментационного уплотнений						
	м	%	м	%	м	%			
Плиоцен-антропогенный	428	60	291	40	719	100	656	63	0,08
Средне-верхнемиоценовый	129	69	57	31	186	100	169	17	0,31
Олигоцен-нижнемиоценовый	1579	83	324	17	1903	100	1467	436	0,62
Палеоцен-эоценовый	143	94	9	6	152	100	115	37	0,85
Верхнемеловой	217	94	15	6	232	100	220	12	0,86
Альбский	335	95	17	5	352	100	313	39	0,97
Аптский	334	97	10	3	344	100	249	95	1,00
Верхнеюрско-неокомский	145	96	6	4	151	100	142	9	1,00
Нижне-среднеюрский	120	96	5	4	125	100	105	20	1,00

\* Показатель уплотнения С характеризует в долях единицы потерю мощности на современном этапе по отношению к общей возможной потере мощности в случае предельного уплотнения пород при погружении на глубину свыше 3000 м.

щадя составило соответственно 30 и 216 м при общем уплотнении осадочного разреза к моменту завершения отложения плиоцен-антропогенного комплекса 291 м, олигоцен-нижнемиоценового — 324 м (табл. 2).

Постседиментационное уплотнение приобретает достаточно большую интенсивность в процессе отложения олигоцен-нижнемиоценового комплекса, явившегося мощной геостатической нагрузкой на нижележащие, относительно слабоуплотненные, отложения осадочного чехла, а также позднее, когда уже сами олигоцен-нижнемиоценовые отложения испытывали значительную геостатическую нагрузку. Так, при отложении олигоцен-нижнемиоценового комплекса постседиментационное уплотнение нижележащего осадочного разреза составило в среднем 108 м, а при отложении плиоцен-антропогенного комплекса — 261 м.

Относительный характер распределения начальных и современных мощностей осадочных комплексов, определяемый в плане рисунком изопакит, может быть существенно различным или весьма близким в зависимости от изменчивости мощностей глин по площади. Наиболее четко это положение можно проиллюстрировать на примере аптского и палеоцен-эоценового осадочных комплексов.

Количественный показатель изменчивости мощности — коэффициент вариации  $W$ , для глин аптского комплекса составляет довольно значительную величину — 15%, а для глин палеоцен-эоценового комплекса — только 4%.

Ввиду значительной изменчивости мощностей глин отложения аптского комплекса в геологическом прошлом уплотнялись неравномерно. Поэтому распределение по площади его начальных мощностей существенно отличается от современного (рис. 3), а коэффициент линейной корреляции  $r$  распределения тех и других мощностей составляет лишь 0,37. Незначительная изменчивость мощностей глин палеоцен-эоценового комплекса ( $W=4\%$ ) свидетельствует об их практически равномерном уплотнении в геологическом прошлом. Поэтому рисунок изопакит начальных и современных мощностей этого комплекса почти идентичен (рис. 4), а коэффициент  $r$  в отличие от аптского комплекса составляет 0,97, т. е. близок к единице.

Чтобы выявить роль тектоники и уплотнения в распределении по площади начальных мощностей, необходимо в каждом случае разложить

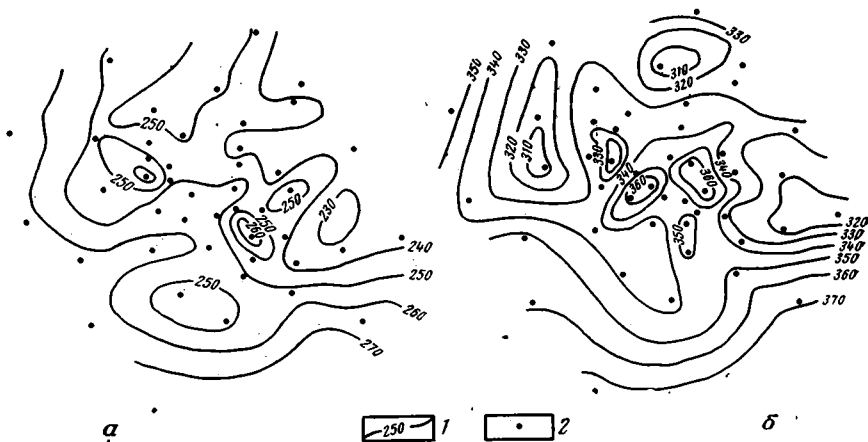


Рис. 3. Карты мощностей аптского комплекса площади Озек-Суат. *а* — карта современных мощностей; *б* — карта начальных мощностей  
1 — изопахиты, м; 2 — скважины, использованные при построении карт

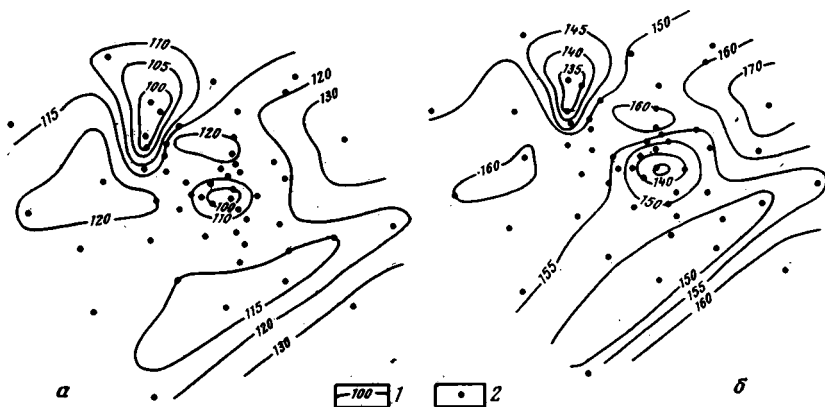


Рис. 4. Карты мощностей палеоцен-эоценового комплекса площади Озек-Суат. *а* — карта современных мощностей; *б* — карта начальных мощностей  
1 — изопахиты, м; 2 — скважины, использованные при построении карт

начальную мощность на составляющие, т. е. установить, какая часть начальной мощности отложилась вследствие компенсации тектонического прогибания и какая — вследствие компенсации прогибания в результате уплотнения глинистых пород. Построение и сравнение карт изопахит начальной мощности и ее составляющих позволит дать точное представление о характере геологических процессов, приведших к отложению пород исследуемого стратиграфического комплекса.

Проиллюстрируем изложенное на примере альбского и олигоцен-нижнемиоценового комплексов, часть начальной мощности которых, отложившаяся за счет седиментационного и постседиментационного уплотнений, в среднем по площади составляет соответственно 17 и 324 м и которую в первом случае можно считать незначительной, а во втором — достаточно большой.

Изменение по площади начальной мощности альбского комплекса и ее составляющих (рис. 5, б, в, г) свидетельствует о том, что в альбский век отложение осадков контролировалось главным образом тектоническими процессами, а уплотнение осадочного разреза мало повлияло на характер распределения начальных мощностей. Подтверждением этого вывода является тот факт, что карта начальных мощностей альбского комплекса рисунком изопахит почти полностью повторяет карту мощ-

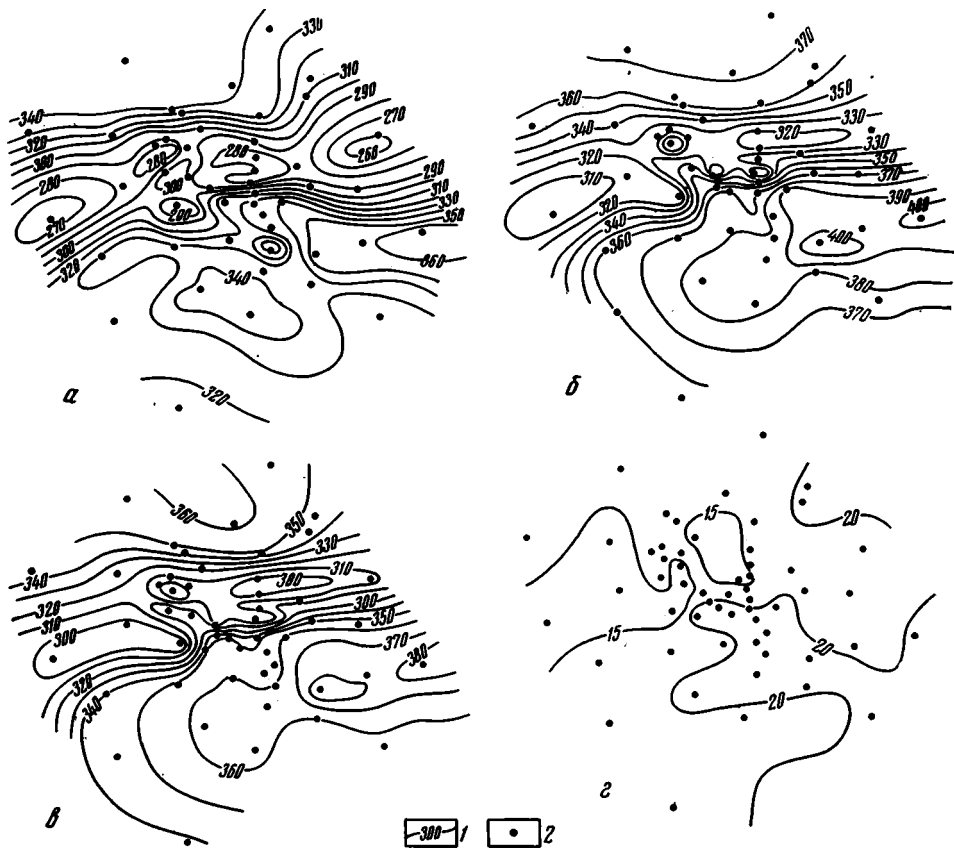


Рис. 5. Карты мощностей альбского комплекса площади Озек-Суат. *а* — карта современных мощностей; *б* — карта начальных мощностей, *в*, *г* — составляющие карты начальных мощностей: *в* — мощности отложений в результате компенсации тектонического прогибания, *г* — мощности отложений вследствие седиментационного и постседиментационного уплотнений осадочного разреза. 1 — изопахи, м; 2 — скважины, использованные при построении карт

ностей, отложившихся в результате компенсации тектонического прогибания. Что касается мощностей, компенсировавших прогибание в результате уплотнения осадочного разреза, то их изменение по площади находится ниже (на нижнем пределе) точности палеотектонического метода. Таблица 2 свидетельствует о том, что начальные мощности других мезозойских комплексов, а также палеоцен-эоценового комплекса практически имеют исключительно тектоническое происхождение, поскольку при их накоплении за счет седиментационного и постседиментационного уплотнений в среднем по площади отложилось всего 5—15 м, или 4—6% начальной мощности.

Иная картина наблюдается при отложении кайнозойских осадочных комплексов, начиная с олигоценовой эпохи (табл. 2). Рассмотрим мощности олигоцен-нижнемиоценового комплекса. Сравнение карт начальных и современных мощностей последнего (рис. 6, *а*, *б*) свидетельствует о том, что постседиментационные геологические процессы, как это уже наблюдалось на примере аптского и альбского комплексов (рис. 3, *а*, *б*; 5, *а*, *б*), трансформируют начальные мощности в современное состояние, не только уменьшая последние, но также изменяя характер их распределения вследствие неравномерного уплотнения. Рисунок 6, *а*, *б* показывает, что постседиментационное уплотнение не изменило только общий фон распределения мощностей, характеризующихся их закономерным увели-



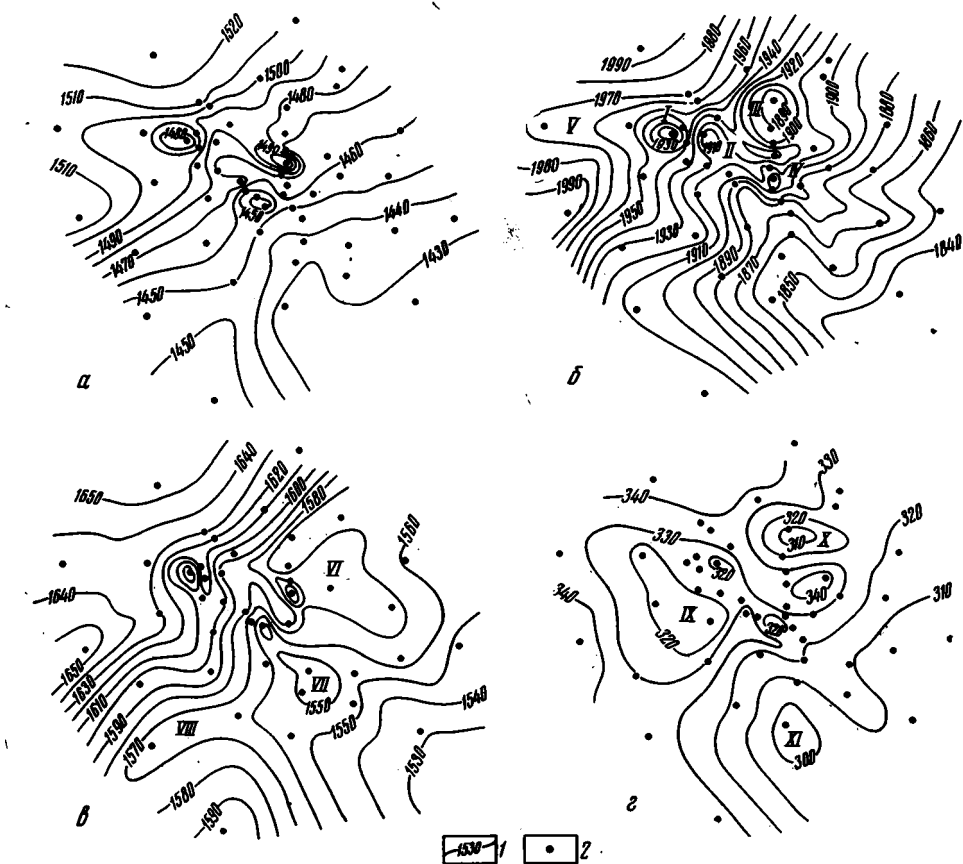


Рис. 6. Карты мощностей олигоцен-нижнемиоценового комплекса площади Озек-Суат. *a* — карта современных мощностей; *b* — карта начальных мощностей; *v*, *z* — составляющие карты начальных мощностей: *v* — мощности отложений в результате компенсационного тектонического прогибания, *z* — мощности отложений вследствие седиментационного и постседиментационного уплотнений осадочного разреза. 1 — изопахиты, м; 2 — скважины, использованные при построении карт

чением в северо-западном направлении. Что касается наших представлений об условиях геологического развития Озек-Суатского локального поднятия в олигоцен-раннемиоценовое время, то они значительно корректируются изучением восстановленных начальных мощностей, сформировавшихся за упомянутый отрезок времени.

Данные табл. 2 говорят о том, что на формирование начальных мощностей олигоцен-нижнемиоценовых отложений процессы седиментационного и постседиментационного уплотнений оказали гораздо большее влияние по сравнению с мезозойскими осадочными комплексами.

Анализ распределения начальных мощностей (рис. 6, б) показывает, что на фоне общего увеличения начальных мощностей в северо-западном направлении наблюдается значительная дифференциация условий осадконакопления в пределах северной половины Озек-Суатского локального поднятия. В частности, выделяются четыре самостоятельных поднятия — I, II, III, IV, не идентичные по размерам, форме и простираюнию их больших осей.

Олигоцен-нижнемиоценовые мощности тектонического происхождения также закономерно увеличиваются в северо-западном направлении (рис. 6, в). Однако конфигурация изопахит здесь значительно меняется. Исчезают некоторые частные формы, например поднятия II, III и струк-

турный нос V, фиксируемые на рис. 6, б. Взамен появляются другие формы — структурная ложбина VI и поднятие VII, а также зона уменьшения мощности VIII в форме структурного носа.

На рис. 6, г отмечаются в виде поднятий три зоны сокращения мощности — IX, X, XI. Образование этих форм вызвано особенностями распределения глинистых пород по площади и разрезу и их неравномерным уплотнением под действием дифференцированной геостатической нагрузки.

Сравнивая все три карты мощностей (рис. 6, б, в, г), можно сделать следующие выводы. Поднятие I, фиксируемое на карте начальных мощностей, имеет исключительно тектоническое происхождение. Поднятие III образовалось главным образом в результате неравномерного уплотнения осадочного разреза. То же можно сказать о поднятии II и зоне уменьшения мощностей V в виде структурного носа (рис. 6, б).

Интерференция тектонической активности и уплотнения осадочного разреза привела к тому, что на карте начальных мощностей не нашли отражения поднятие VII, выделяющееся на рис. 6, в, а также поднятия IX и XI, фиксируемые на рис. 6, г.

Изложенный материал показывает, что фактор уплотнения пород вполне поддается количественному учету. В случае необходимости можно расчетным путем восстановить палеомощности осадочных комплексов, в том числе и их начальные мощности, которые могут значительно отличаться от современных как по абсолютной величине, так и по рисунку изопакит. Таким образом, изучение начальных мощностей осадочных комплексов может значительно уточнить геологические условия, способствующие отложению исследуемой толщи осадков. В этой связи важно подчеркнуть, что изменение по площади начальных мощностей в ряде случаев возникает не только под влиянием тектонических процессов, но также в значительной степени в результате неравномерного уплотнения осадочного разреза. В случае интерференции тектонических процессов и процессов уплотнения оказывается возможным разделять карты начальных мощностей на составляющие. На одной из них показывается изменчивость мощностей, отложившейся в результате компенсации тектонического прогибания, на другой — колебания мощности, отложившейся вследствие седиментационного и постседиментационного уплотнений осадочного разреза. Необходимость такой операции при палеотектонических исследованиях со всей очевидностью показана выше.

Составлением серии карт начальных мощностей и их составляющих различных стратиграфических комплексов можно проследить во времени развитие отдельных структурных форм разных порядков и установить их генезис. Подобным образом можно установить также гораздо более точную картину тектонических условий накопления пород исследуемого стратиграфического комплекса как в локальном, так и в региональном плане.

#### Литература

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Буриштар М. С., Назаров Д. А. Геолого-статистический анализ связи между уплотнением пород и формированием локальных платформенных структур.— Геол. нефти и газа, 1969, № 1.
- Буриштар М. С., Назаров Д. А. Особенности формирования локальных платформенных структур в свете анализа палеомощностей осадочных комплексов, Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 4.
- Буриштар М. С., Назаров Д. А., Чернобров Б. С., Швембергер Ю. Н. О методике палеотектонического анализа.— Сов. геология, 1969, № 9.
- Нестеров И. И. Уплотнение глинистых пород.— Сов. геология, 1965, № 12.
- Стетюха Е. И. Уравнения корреляционных связей между физическими свойствами горных пород и глубиной их залегания. Недра, 1964.

Всесоюзный научно-исследовательский геологоразведочный нефтяной институт

Статья поступила  
21 мая 1973 г.

УДК 551.242.52(571.1)

В. С. БОЧКАРЕВ, М. Я. РУДКЕВИЧ

**РАННЕПЛАТФОРМЕННЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ  
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ**

Описаны три системы грабенов Западной Сибири и смежных районов, формировавшиеся в пределах сводовых поднятий (щитов) в три стадии: в течение среднего — позднего триаса, рэт — лейаса и ранней — средней юры. Синхронно им развивались области прогибания, которые, возникнув в конце перми на севере Западной Сибири, перемещались в юго-западном и южном направлениях. Тафрогенный этап проявился лишь на части Западно-Сибирской плиты и в Аппалачах (и Трансаппалачах) и не может выделяться в качестве единого для ряда молодых платформ. Тафрогенный комплекс рассматривается в качестве особого нижнего платформенного яруса.

Западно-Сибирская плита — часть единой Урало-Сибирской или Центрально-Евразийской молодой платформы (Яншин, 1965; Гарецкий и др., 1965; Гарецкий, 1972). Она занимает около 60% общей площади последней (3,5 млн. км<sup>2</sup> вместе с шельфом Карского моря к югу от Новой Земли). В составе плащеобразного осадочного чехла плиты присутствуют терригенные толщи юры, мела, палеогена, неогена и антропогена, суммарная мощность которых возрастает от 1,5—2,0 км в прибортовых зонах до 3,5—4,0 км — в Среднем Приобье и 6,0—7,5 км — в центрально-северной зоне, вблизи Полярного круга (Рудкевич, 1969; Рудкевич и др., 1970).

Палеогеографические и палеотектонические реконструкции показывают, что Западно-Сибирская плита в мезозое (начиная с лейаса) развивалась в направлении центробежного расширения контуров бассейна на юг и юго-запад в сторону Урала, Центрально-Казахстанского массива и Алтае-Саянской складчатой области. На фоне общего увеличения площади и возрастания скорости прогибания во времени, достигших максимума к концу раннемеловой эпохи, выделяются стадии относительно спокойного недифференцированного прогибания, широких морских трансгрессий (поздняя юра, ранний валанжин, ранний апт, турон — сеноман) и эпохи усиления поднятия в горном обрамлении, резко дифференцированного погружения дна седиментационного бассейна, накопления мощных глинисто-песчано-алевроитовых толщ прибрежно-морского, дельтового и озерно-аллювиального генезиса (ранняя — средняя юра, поздний валанжин, готерив — баррем, поздний апт — сеноман).

В кайнозойскую эру получает развитие обратный процесс — процесс постепенного распада огромной области прогибания. Последняя неуклонно сокращается по площади и в объеме выполняющих ее осадков; главная ось депрессии в палеоцен-эоценовое время смещается на запад, а в конце олигоценной эпохи и в миоцене происходит общая инверсия тектонического режима: воздымаются обширные зоны северной части плиты, а центр затухающего погружения смещается на юг и располагается непосредственно вдоль Алтая и Центрально-Казахстанского массива (Рудкевич, 1969; Рудкевич и др., 1970; Максимов, Рудкевич, 1971).

В описанной цепи событий, естественно, недостает начального звена, как бы симметричного по отношению к позднекайнозойскому этапу распада Западно-Сибирского бассейна. Таким ранним этапом становления и развития плиты является время формирования сложных структурно-формационных элементов земной коры на месте огромной области завершенной палеозойской складчатости. Геохронологически этот этап соответствует в основном триасовому периоду. В триасе (а в зонах южного складчатого обрамления — вплоть до конца среднеюрской эпохи) на территории южной половины плиты и в прилегающих районах Урала, Тургая, Центрального Казахстана и Алтае-Саянской области образовалось большое число грабенов, выполненных вулканогенно-осадочными и терригенными угленосными молассоидными формациями. Тектоническая природа грабенов трактуется разными исследователями неоднозначно.

В представлениях П. К. Куликова, Н. Н. Ростовцева и др. (1964), Н. В. Шаблинской (1962), В. С. Суркова (1968, 1972) между геосинклинальными комплексами складчатого фундамента и типично платформенными образованиями плиги существует так называемый промежуточный или переходный комплекс, который относится к верхнему структурному этажу фундамента. В него входят и орогенные верхнепалеозойские толщи герцинид, и «пологоскладчатые покровы» нижнего — среднего палеозоя в зонах байкальской и салаирской консолидации, и вулканогенно-осадочные породы триаса, выполняющие грабены.

Н. П. Туаев (1958), И. К. Туезов (1962), В. А. Дедеев и др. (1962), Н. А. Крылов (1971) рассматривают формацию триасовых грабенов Западно-Сибирской и Туранской плит как составную часть промежуточного или переходного этажа, который не относится по их мнению ни к фундаменту, ни к платформенному чехлу, а выделяется в качестве самостоятельного структурно-тектонического комплекса, равноправного складчатому (геосинклинальному) и платформенному.

Этим последним комплексам В. Н. Соболевская (1972) противопоставляет лишь триасовый, слагающий грабены и называемый тафрогенным. По мнению П. К. Куликова и др. (1972), система триасовых грабенов (рифтовая система) пересекает огромную территорию, протягивающуюся от Тургая на юге до Карского моря на севере.

Принципиально отличны от вышеприведенных концепций представления А. Л. Яншина (1965), М. В. Муратова (1972), Р. Г. Гарецкого (1972), А. Е. Шлезингера (1972). По мнению названных исследователей, в строении чехла плит участвует два главных этажа, соответствующие двум крупным этапам развития платформ. С ранним этапом связано образование расколов в фундаменте и возникновение грабенообразных впадин, которые выполняются вулканогенно-осадочными толщами, принадлежащими нижнему этажу платформенного комплекса. Верхний этаж слагает собственно платформенный чехол, имеющий не прерывистое, а сплошное распространение.

Ниже будет показано, что пространственно (временные и структурно-формационные соотношения обеих этажей весьма сложны и разнообразны) в разных зонах плиты они не разновозрастны; молассоидным заполнениям грабенов, развитым в одних районах, отвечают нижние горизонты собственно платформенного чехла в смежных областях того же возраста консолидации. Однако в целом идеи А. Л. Яншина, М. В. Муратова, Р. Г. Гарецкого и др. находят подтверждение в свете новых данных о строении нижних горизонтов платформенного комплекса Западно-Сибирской плиты.

Раннемезозойские грабенообразные впадины группируются в несколько систем, различающихся по формациям и генеральным простираниям. Известны грабены, выполненные только триасовыми вулканогенно-осадочными толщами (туринская серия), терригенными угленосными фор-

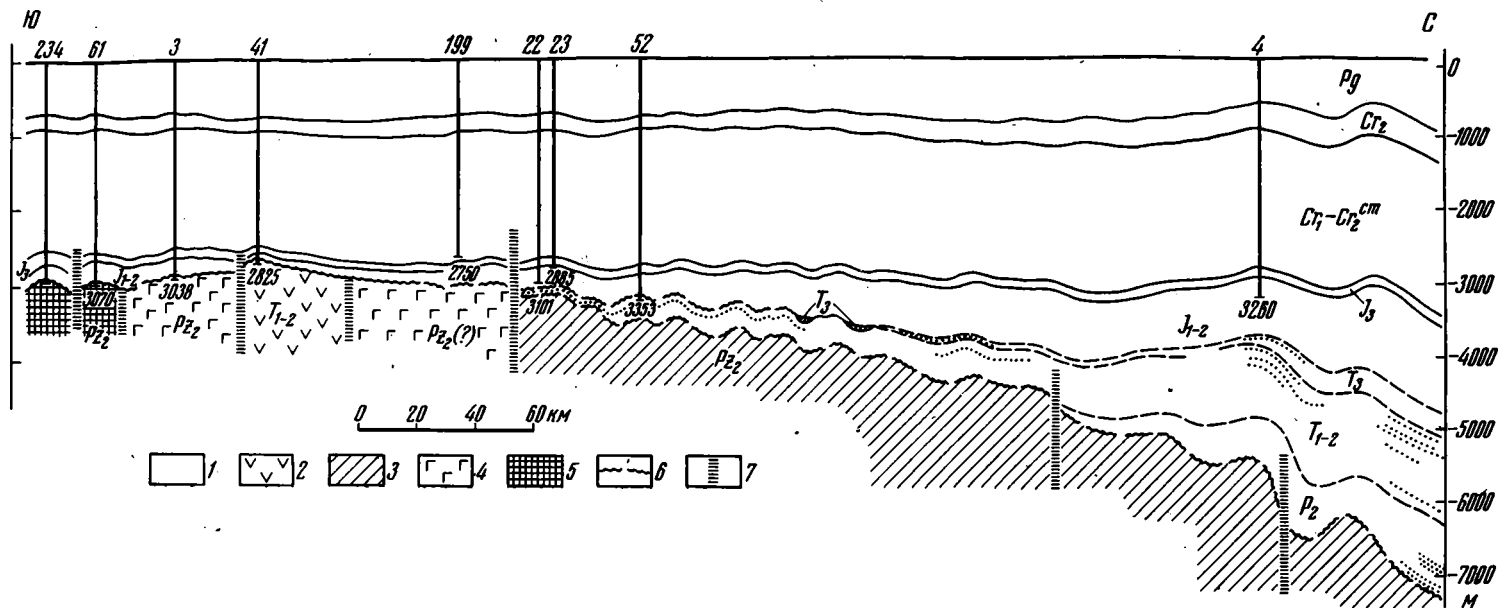


Рис. 1. Геологический разрез через северную часть Сургутского свода.  
 1 — верхний структурный ярус чехла; 2 — нижний платформенный ярус (туринская серия, триас); 3 — палеозойский складчатый фундамент; 4 — эффузивы основного состава (средний палеозой); 5 — серпентиниты (средний палеозой); 6 — несогласия; 7 — предполагаемые разломы

мациями рэт — лейаса (челябинская серия) и лейас — доггера (убаганская серия).

В последние годы в пределах Западно-Сибирской плиты был установлен новый тип триасовых осадочных образований (рис. 1), близкий к формациям сплошного платформенного чехла (Копелев, 1970; Рудкевич, Бочкарев и др., 1970). Изучение этого типа и его сопоставление с вулканогенно-осадочными и терригенными толщами грабенов позволяет по новому осветить ранние этапы развития Западно-Сибирской плиты.

Туринская серия, выполняющая грабены, в нижней части представлена грубообломочными породами с прослоями темно-серых аргиллитов и алевролитов (биткуевская свита). Средняя часть разреза серии характеризуется базальтами с пропластками горючих углистых сланцев (бичурская свита). Местами в бичурской свите отмечается присутствие липаритов (Убаганская, Китайская, Чернышевская, Ракитинская впадины). В отдельных депрессиях вулканогенная толща фациально замещается терригенными породами или выклинивается у одного из бортов. Общая мощность туринской серии достигает 2,0—2,5 км. Ее возраст установлен по палинологическим данным в объеме части нижнего триаса, среднего и низов верхнего триаса (Бочкарев, 1964).

Впадины, выполненные туринской серией, распространены на юго-западной окраине плиты и в прилегающих зонах Урала и Центрально-Казахстанского массива.

Челябинская серия в нижней части сложена свитой грубообломочных пород, а в верхней — песчано-глинистыми угленосными образованиями. Мощность серии в среднем равна 500—600 м, и только в Челябинском грабене она достигает 1500 м. По возрасту челябинская серия относится к рэту и нижнему лейасу. Челябинская серия выполняет впадины, опоясывающие зону более древних грабенов с запада и юго-востока.

В пределах Южного Урала, в Тургае, на площади Центрально-Казахстанского и Алтае-Саянского щитов молодой платформы распространены грабенообразные впадины, сложенные ниже- и среднеюрскими молассоидными угленосными толщами. Их мощность колеблется в широких пределах, достигая в отдельных депрессиях 500—1200 м. Субширотная зона юрских впадин уходит далеко на восток в Забайкалье. Для всех триасовых, рэт-лейасовых, ниже- и среднеюрских впадин характерны морфологическое подобие и определенные структурные соотношения с дислокациями палеозойского складчатого основания и сплошного мезозойско-кайнозойского платформенного чехла. Раннемезозойские грабенообразные депрессии обычно имеют 100—200 км в длину, 10—60 км в ширину, одно- или двустороннее взбросово-надвиговое ограничение и повышенную дислоцированность выполняющих отложений у бортов впадин. Здесь часто наблюдаются узкие, сжатые с запрокинутыми крыльями складки, местами раздробленные и «расташенные» дизъюнктивами. Однако в целом ниже-среднеюрские отложения менее дислоцированы, чем триасовые и рэт-лейасовые. О глубине впадин можно судить по мощности соответствующих образований, которая максимальна в Челябинском грабене и достигает 3500—4000 м.

Как уже указывалось, раннемезозойские впадины располагаются в виде прерывистых зон того или иного простирания (рис. 2). Зоны триасовых и рэт-лейасовых впадин в общем виде повторяют простирания палеозойских складчатых структур, хотя отдельные грабены секут их под острым углом. Наиболее древние по времени заложения грабены, имеющие максимальные размеры, располагаются в пределах антиклинориев фундамента (Убаганская, Китайская, Анохинская и др.) или тяготеют к их крыльевым участкам (Челябинская, Тюменская, Александровская и др.). Рэт-лейасовые впадины, располагающиеся по периферии области распространения триасовых грабенов, имеют небольшие размеры и тяготеют к синклинориям фундамента. От последнего они отделяются не

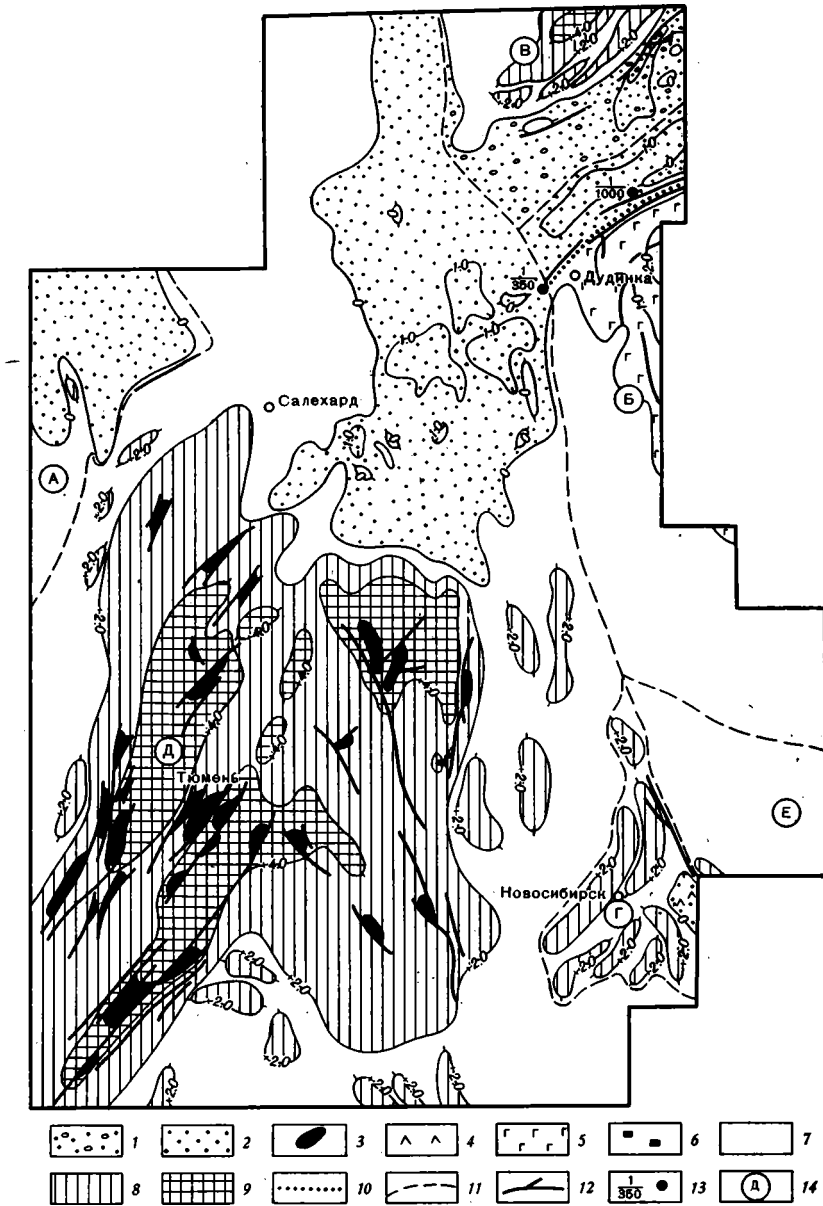


Рис. 2. Палеотектоническая схема Западной Сибири и смежных районов для средней и верхней эпох триаса.

1 — моласса передовых прогибов; 2 — песчано-глинистые отложения областей прогибания (низменные равнины, временами заливавшиеся морем); 3 — базальты с прослоями конгломератов и аргиллитов, накопившиеся в грабенах; 4 — траппы Кузнецкого бассейна; 5 — траппы Сибирской платформы; 6 — угленосная моласса; 7 — денудационные равнины; 8 — нагорья и плато с общей амплитудой воздымания от 2 до 4 км; 9 — нагорья и плато с воздыманием свыше 4 км; 10 — границы формаций; 11 — границы областей разного времени консолидации; 12 — разломы; 13 — скважины, вскрывшие прибрежно-морские отложения триаса на северо-востоке Западной Сибири; 14 — регионы: А — Восточно-Европейская платформа, Б — Сибирская платформа, В — Таймырская складчатая система, Г — Салаирская и Колывань-Томская складчатые зоны, Д — Урало-Алтайская складчатая область, Е — Западно-Саянская и Кузнецкая зоны раннекаледонской консолидации

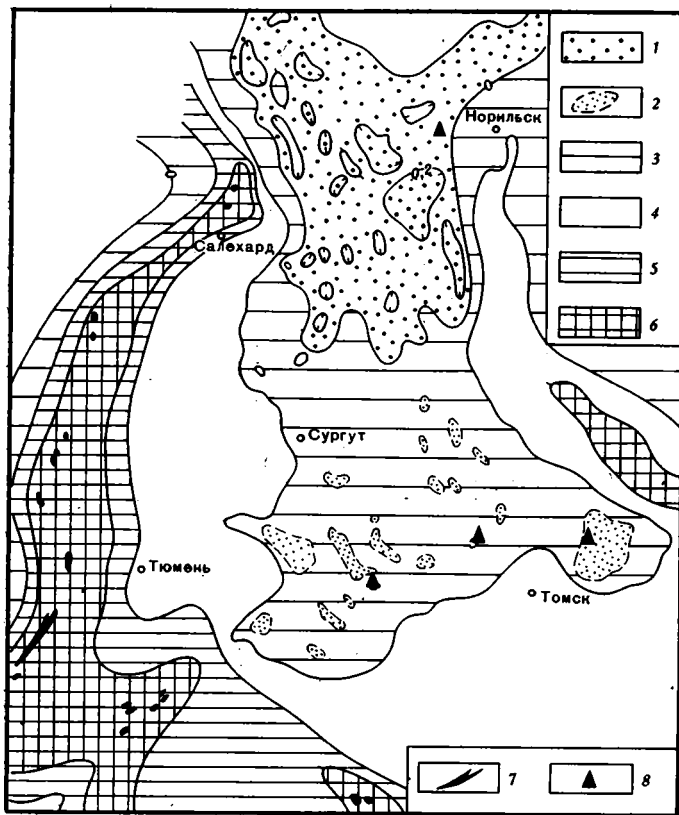


Рис. 3. Палеотектоническая схема Западной Сибири и смежных районов для рэтского и геттангского веков.

1 — области песчано-глинистых отложений, накапливавшихся в условиях низменных равнин; 2 — бессточные плоские прогибы; 3 — региональная структурная терраса; 4 — денудационные равнины; 5 — нагорья и плато с амплитудой суммарного воздымания до 2 км; 6 — нагорья и плато с амплитудой воздымания более 2 км; 7 — грабены, выполненные рэт — лейасом; 8 — скважины, вскрывшие рэт — лейас в составе верхнего яруса чехла

только угловым, но и огромным стратиграфическим несогласием. Так, Саранпульская группа впадин локализована в пределах Нижне-Тагильского синклиория, разрез которого венчается здесь нижним карбоном, а нижнемезозойская толща начинается рэтским или норийским ярусом. В нижнем мезозойском комплексе этих впадин наблюдаются чрезвычайно пологие дислокации, которые местами отделяются от юрско-меловых толщ вышележащего собственно платформенного чехла лишь географическим несогласием и перерывом, приходящимся на средний лейас (Бочкарев, Сидоренков, 1972).

В подавляющем же большинстве случаев тафрогенный структурный ярус отделяется от перекрывающих его меловых или юрско-меловых отложений резким угловым несогласием (величина которого не бывает меньше 30—45°) и не связан с мезозойским чехлом каким-либо структурным подобием. Это подчеркивается тем, что даже в Среднем Приобье, где мощность эпитафрогенных отложений достигает 2700—3500 м, туринская серия распространена в пределах сводов, локализуясь местами в наиболее высоких их частях (Мильтонская площадь, скв. 41, рис. 3 и др.). Следует подчеркнуть, что имеющиеся указания о приуроченности



триасовых и рэт-лейасовых образований тафрогенного яруса к зонам наиболее крупных мезозойско-кайнозойских прогибов не согласуются с фактами. Так, обычно утверждается, что в Колтогорско-Уренгойском желобе установлена челябинская серия скважиной 1-Р на Черемшанской площади (Дедеев и др., 1962; Куликов и др., 1972). И этот вывод обычно распространяется на многие прогибы в чехле Западно-Сибирской плиты. В действительности же в разрезе упомянутой скважины под тюменской свитой (верхний лейас — средняя юра) в интервале глубин 3026—3056 м (забой скважины) вскрыты туфы кварцевых порфиров, интенсивно измененных и выветрелых (Бочкарев, 1971). Эти породы ничего общего с челябинской серией не имеют.

В 15 км к северу от скважины 1-Р Черемшанской, в зоне того же Колтогорского прогиба, в разрезе скв. 200-Р Ломовой площади под средней юрой вскрыты граниты. В южной части Колтогорского прогиба на Майской площади скважиной 390-Р в интервале глубин 3085—3087 м под тюменской свитой встречены почти черные глинистые известняки с фауной нижнего карбона (?).

В последние годы стало появляться все больше данных в пользу того, что за пределами области распространения тафрогенного яруса в Западной Сибири широко развиты синхронные (триасовые) отложения, отличающиеся от тафрогенного молассоидного комплекса формационно, по своему распространению и по структурным соотношениям с дислокациями фундамента и вышележащего яруса платформенного чехла.

Так, на крайнем северо-востоке Западно-Сибирской равнины скважиной 1-Р на Тундровой площади ниже юры вскрыта существенная глинистая толща, которая имеет более 1000 м мощности и залегает практически горизонтально (Рудкевич и др., 1970). Возраст толщи, включающей все три отдела триасовой системы, обоснован спорами, пылью и единичными фораминиферами. В 300 км к юго-западу верхи этой толщи, согласно перекрываемой юрой, пройдены скважинами на мощность около 300—400 м на Семеновской и Тампейской площадях, где они датированы поздним триасом по спорам и пылице.

В других районах северной части Западно-Сибирской плиты электро-разведкой МТП (Копелев, 1970), а также сейсморазведкой МОВ и КМПВ (Гиршгорн и др., 1970; Вайполин, 1966; Евсеев, Караев, 1960) была выделена и прослежена на очень большой площади «промежуточная» толща пород, залегающая между фундаментом, опущенным на глубину 8—11 км, и ниже-среднеюрскими образованиями собственно платформенного чехла. Эта толща характеризуется пониженным электрическим сопротивлением, но имеет относительно высокую плотность. Она залегает в общем конформно с юрскими слоями, отличаясь от них несколько более крутыми углами наклона на крыльях складок (до 2—6°). Мощность толщи колеблется в пределах 2—4 км (рис. 1, 2).

По материалам электроразведки описываемый осадочный комплекс занимает пространство к северу от Сургутского и Нижнеуртовского сводов, к востоку от меридиана Казымской культбазы и пос. Кутопъеган на Обской губе и к западу от устья р. Таз (Копелев, 1970). Сейсмически профилями этот комплекс зафиксирован на участке Ярудейского поднятия к юго-востоку от г. Салехарда (Евсеев, Караев, 1960), а также вдоль среднего течения р. Пур между пос. Тазовским и Самбургом. Выклинивание доюрской осадочной толщи установлено на западе вблизи пос. Кутопъеган и к западу от пос. Тазовское (см. рис. 2). Восточнее Кутопъегана, в скв. 2-Р Ярудейской площади под мощной (свыше 900 м) ниже-среднеюрской серией вскрыты плотно сцементированные конгломераты с хорошо окатанной галькой и гравием разнообразных метаморфических и осадочных пород. Эти конгломераты, по-видимому, слонисты, о чем свидетельствуют сейсмические отражающие площадки ниже забоя скважины.

Южная граница распространения доюрской осадочной серии не прослежена достаточно четко геофизическими методами разведки. Вероятно, она проходит по северным периклиналям Сургутского и Нижневартовского сводов, что отчасти подтверждается данными бурения. На северном склоне Сургутского сводового поднятия под тюменской свитой (нижняя — средняя юра) были вскрыты темно-серые аргиллиты с пропластками алевролитов (Ягунская площадь, скв. 52-Р, интервал глубин 3267—3345 м). Аналогичные породы встречены на восточном склоне Нижневартовского свода (скв. 14-Р, Стрежевая площадь глубиной 2822—2923 м). В последнем пункте возраст толщи определяется по спорам и пыльце как раннетриасовый, что свидетельствует о большом перерыве, отвечающем здесь времени формирования тафрогенного яруса, который развит к юго-западу от упомянутой площади (Бочкарев, 1972).

За исключением крайних пунктов области распространения триасовой глинистой толщи (Ярудейский участок и пос. Тазовский), ни на одном из сейсмопрофилей не наблюдается ее полного выклинивания; повсеместно, где имеются надежные отражающие площадки, она залегает согласно с юрой (Юбилейная, Верхне-Танловская и другие площади), что подтверждается и по единичным упомянутым выше скважинам (рис. 1).

Приведенные данные позволили несколько уточнить палеотектонические карты (Атлас..., 1970) и показать уверенно южную границу области относительно устойчивого прогибания в среднем и позднем триасе (рис. 1). Область распространения тафрогенного яруса в соответствии с ранее изложенными критериями (Рудкевич и др., 1970) изображена в виде денудационных равнин и высоких плато, отвечающих в тектоническом отношении единому щиту.

Рэт-нижнелейасовые отложения, согласно перекрытые чехлом ниже-среднеюрской терригенной угленосной толщи, были давно установлены на юго-востоке плиты: в Чулымской опорной скважине (чичкаюльская свита), на Колпашевской, Бочкаревской и Большереченской площадях (Боголепов, 1967; Дервиз, 1959). Мощность их нигде не превышает 100 м и, возможно, возрастает в прогибах (рис. 3). Не исключено, что эти слои, залегающие здесь в основании платформенного чехла, не опускаются в триас, а принадлежат лишь низам лейаса.

Условно, по сопоставлению каротажных диаграмм и единичным палинологическим определениям, сходные отложения намечены еще на ряде площадей (Роголевской, Кенгской и Усть-Тымской) в той же части плиты. По этим данным, область развития формаций тафрогенного яруса в рэт — лейасе сокращается по сравнению с областью тафрогенеза среднетриасовой эпохи и перемещается к западу и югу в соответствии с расширением рэт-лейасовых прогибов (рис. 3).

Область прогибания и соответственно сплошного распространения ниже-среднеюрских образований расширяется еще более, занимая свыше 2/3 территории Западно-Сибирской плиты в ее современных контурах (рис. 4). Площадь значительных поднятий, в пределах которой формировались впадины обрушения (грабены) с молассоидным выполнением, переместилась еще далее на юг. Она приобрела форму огромной субширотной зоны, протянувшейся от Южного Урала на восток через Алтае-Саянскую складчатую страну в Забайкалье. В направлении к этой области сводовых поднятий происходит сокращение мощности и последовательное выклинивание юрских толщ снизу по мере движения из центральных районов Западно-Сибирской плиты на юг и из центра Туранской плиты на север. Так, в Среднем Приобье мощность нижней — средней юры, залегающей плащеобразно, нигде не превышает 550 м. Севернее она возрастает в глубоких прогибах до 1000—1500 м, а к югу от долины Иртыша сокращается, измеряясь десятками метров южнее Тюмени и Омска, где развит лишь средний отдел юрской системы.

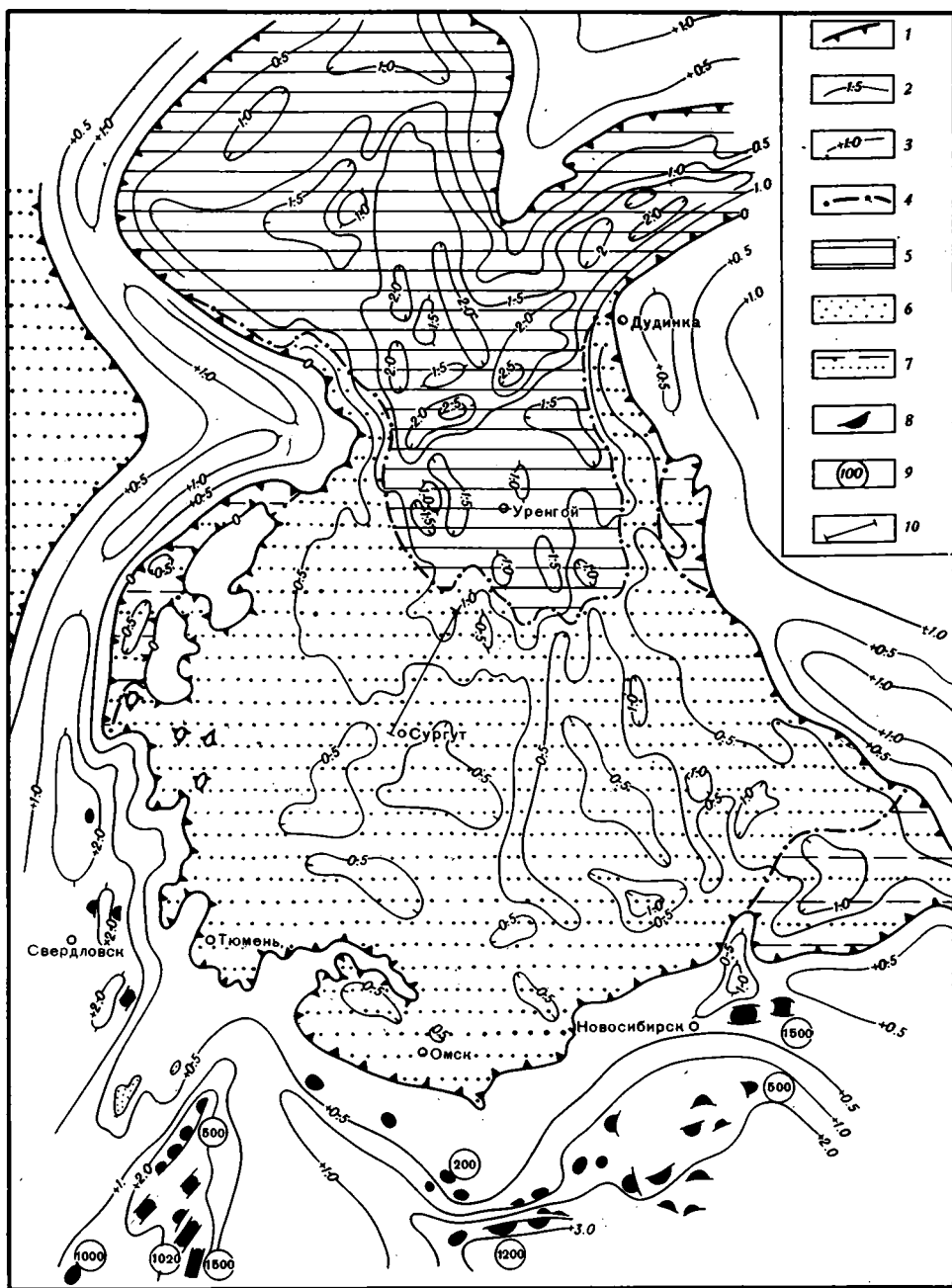


Рис. 4. Палеотектоническая схема Западной Сибири и смежных районов для лейаса и доггера.

1 — граница области прогибания; 2 — изопахиты, км; 3 — изобазы, км; 4 — граница формационных зон; 5 — морские прибрежные и дельтовые алеврито-глинистые отложения; 6 — континентальные песчано-глинисто-алевритовые отложения; 7 — угленосные глинисто-песчаные отложения; 8 — грабены, выполненные молассоидными угленосными отложениями; 9 — средние мощности юры в грабенах; 10 — линия разреза (см. рис. 1)

Изложенные выше данные показывают, что тафрогенный структурный ярус, принимаемый даже в объеме только туринской и челябинской серий, не имеет повсеместного распространения на Западно-Сибирской равнине.

В этой связи составители атласа палеотектонических карт (Атлас..., 1970) вынуждены были пересмотреть прежние свои представления о распространении грабенов почти на всей территории равнины (Бочкарев, 1964) и их парагеосинклинальной природе (Рудкевич, 1969).

Геолого-геофизические материалы, полученные после издания упомянутого атласа, свидетельствуют против существования тафрогенного этапа, пережитого всей Западно-Сибирской плитой в целом (Соболевская, 1972), или рифтовой системы, обусловившей наиболее энергичное прогибание дна седиментационного бассейна в послетриасовое время над областью развития грабенов (Куликов, 1968; Куликов и др., 1972).

Выше отмечалось, что южная и юго-западная части Западной Сибири пережили по меньшей мере три эпохи тафрогенеза, которым соответствует образование формаций туринской, челябинской и убаганской серий. В каждую из упомянутых эпох к северу и северо-востоку от зон тафрогенеза через эвгимническую зону шириной до 300 км формировались плащеобразные чехлы в условиях устойчивого прогибания и последовательного расширения; прогибы перемещались с севера на юг, как бы «оттесняя» к югу зоны сводового воздымания и грабенообразования. Очевидно, к северу от широтного отрезка Приобья вообще не было триасового тафрогенеза.

Наличие типичных платформенных чехлов, синхронных тафрогенному ярусу, сформировавшихся сразу же после консолидации палеозойского фундамента и после орогенных движений, особенность строения этого яруса позволили нам отнести его к платформенному структурному комплексу (Бочкарев, 1964; Рудкевич и др., 1970) и присоединить к представлениям А. Л. Яншина (1965) и других исследователей.

Сравнительный анализ показывает, что на других молодых платформах и плитах аналогичный западносибирскому тафрогенный ярус, за исключением Аппалачей, отсутствует. На Туранской плите, в Западной Европе и других регионах сразу же после заключительной геосинклинальной складчатости началось прогибание фундамента, сопровождаемое формированием платформенного чехла, а местами (Мангышлак) флишоидных формаций в условиях миогеосинклинальных прогибов (Шлезингер, 1972). Таким образом, общий для ряда эпипалеозойских плит тафрогенный этап невозможно выделить. Даже в пределах одной Западно-Сибирской плиты он недостаточно локализован, что связано с особенностями строения и развития палеозойских и волновым характером колебательных движений на раннеплатформенных стадиях развития. В частности, в зонах распространения межгорных впадин триасовые грабены не возникали.

Три описанные выше ранние стадии развития Западно-Сибирской плиты — это три тектонические эпохи, в течение которых происходило последовательное центробежное расширение платформенных областей прогибания и соответственно перемещение к юго-юго-западу зон сводовых поднятий, сопровождаемых тафрогенезом. В конце юры и в меловом периоде на территории Западно-Сибирской плиты и её ближайшего обрамления грабены не формировались.

Можно также считать установленным, что грабенообразование и базальтовый магматизм не служат причиной последующего погружения фундамента и развития обширных платформенных депрессий.

Главные центры юрских и нижнемеловых прогибов расположены не над триасовыми грабенами, как это утверждает П. К. Куликов (1968,

1972), а над позднепалеозойскими орогенными впадинами и, возможно, над триасовыми же депрессиями, в которых накапливались терригенные осадки типичных платформенных формаций, синхронные молассоидным комплексам грабенов.

#### Литература

- Атлас структурных, палеотектонических карт и геологических карт среза для территории Западно-Сибирской низменности масштаба 1 : 5 000 000. Тюмень, 1970.
- Боголепов К. В.* Мезозойская тектоника Сибири. М., «Наука», 1967.
- Бочкарев В. С.* О геотектонических условиях формирования нижнемезозойских депрессий восточного склона Урала и Зауралья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 9.
- Бочкарев В. С.* О геотектонической природе Западно-Сибирской низменности и ее мезозойско-кайнозойских дислокаций.— В кн.: Проблема происхождения структур Западно-Сибирской плиты. Тюмень, 1971.
- Бочкарев В. С.* Становление молодых платформ и ранние этапы их развития (в связи с вопросами нефтегазоносности).— В кн.: Новые материалы по геологии и нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Тюмень, 1972.
- Бочкарев В. С., Сидоренков А. И.* О триасовых отложениях восточного склона Приполярного Урала и возрасте складчатых движений в Северном Приуралье.— В кн.: Новые данные по тектонике Западно-Сибирской низменности. Тюмень, 1972.
- Вайполин Ю. В.* Исследование поверхности доюрского фундамента вдоль рек Айваседа-Пур и Пур методикой точечных зондирований преломленными волнами.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1966, № 8.
- Гарецкий Р. Г.* Тектоника молодых платформ Евразии. М., «Наука», 1972.
- Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л.* Типы структур молодых платформ Евразии.— Геотектоника, 1965, № 1.
- Гиригорн Л. Ш., Краев А. Г.* О возможностях повышения глубинности МОВ в связи с задачей изучения низов осадочного чехла на севере Западной Сибири.— В сб.: Нефть и газ Тюмени, Тюмень, 1970, № 7.
- Дедеев В. А., Наливкин В. Д., Симоненко Т. Н., В. Н. Соколов, Н. В. Шаблинская.* Строение досреднеюрского фундамента Западно-Сибирской низменности в свете новых данных.— Сов. геология, 1962, № 7.
- Дервиш Т. Л.* Стратиграфия юрских отложений среднего течения Иртыша, Оби и Чулымо-Енисейской впадины.— В кн.: Геология и нефтегазоносность запада Западно-Сибирской низменности. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Евсеев Г. П., Караев Н. А.* Материалы к геологическому строению бассейна р. Налым.— В кн.: Очерки по геологии севера Западно-Сибирской низменности. Л., Гостоптехиздат, 1960.
- Копелев Ю. С.* Магнитно-теллурические зондирования на севере Западной Сибири.— В сб.: Нефть и газ Тюмени, Тюмень, 1970, № 8.
- Крылов Н. А.* Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ. М., «Наука», 1971.
- Куликов П. К.* О генезисе структур покровного комплекса Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна.— Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 2.
- Куликов П. К., Белоусов А. П., Латыпов П. П.* Западно-Сибирская триасовая рифтовая система.— Геотектоника, 1972, № 6.
- Куликов П. К., Ростовцев Н. Н., Рудкевич М. Я., Туезов И. К.* Схема тектонического районирования фундамента Западно-Сибирской плиты.— В кн.: Геология СССР, т. XLIV. М., «Недра», 1964.
- Максимов Е. М., Рудкевич М. Я.* Количественная оценка режима вертикальных движений мезозойско-кайнозойской истории Западно-Сибирской плиты.— Геотектоника, 1971, № 4.
- Мурагов М. В.* Взаимоотношения складчатого основания и чехла молодых платформ.— В кн.: Строение фундамента молодых платформ. М., «Наука», 1972.
- Рудкевич М. Я.* Тектоника Западно-Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазоносности. М., «Недра», 1969.
- Рудкевич М. Я., Бочкарев В. С., Маскимов Е. М., Тимофеев А. А.* Основные этапы истории геологического развития Западно-Сибирской плиты. Тюмень, 1970.
- Соболевская В. Н.* Сравнительный анализ тектоники огражденных эпипалеозойских плит. Автореф. докт. дис. (Геол. ин-т АН СССР), М., 1972.
- Сурков В. С.* Геотектоническое районирование фундамента Западно-Сибирской плиты.— Сов. геология, 1968, № 8.
- Сурков В. С.* К вопросу обоснования внутреннего строения и возраста фундамента Западно-Сибирской плиты.— В кн.: Строение фундамента молодых платформ. М., «Наука», 1972.
- Туаев Н. П.* Основные черты геологического строения юго-запада Западно-Сибирской низменности и севера Тургайского пролива и перспективы их нефтеносности.— Тр. Всес. н.-и. нефт. геологораз. ин-та, вып. 126. Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Туезов И. К.* Структура второго этажа юга Западной Сибири и некоторые вопросы геотектонического районирования этой территории в свете геолого-геофизических данных.— Тр. Сибирского н.-и. ин-та геол. геофиз. и мин. сырья, 1962, вып. 26.

*Шаблинская Н. В.* Геологическое строение второго структурного этажа западной части Западно-Сибирской низменности по геофизическим данным в связи с поисками нефти и газа. Автореф. канд. дис., Л., 1962.

*Шлезингер А. Е.* Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в области герцинской складчатости Евразии. Автореф. докт. дис. М., 1972 (Геол. ин-т АН СССР).

*Янишин А. Л.* Общие особенности строения и развития молодых платформ.— В кн.— Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., «Наука», 1965.

Западно-Сибирской научно-исследовательский  
геологоразведочный нефтяной институт

Статья поступила  
22 февраля 1973 г.

---

УДК 551.242.22(571.64)

Е. Н. МЕЛАНХОЛИНА

**ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ В СТРУКТУРАХ САХАЛИНА И ХОККАЙДО**

Рассматриваются крупные формационные комплексы Сахалина и Хоккайдо, отвечающие океанической, переходной и отчасти орогенной (или позднепереходной) стадиям геосинклиналичного развития. Выявляются соотношения мезо-кайнозойских и современных геосинклиналичных зон. Показано сходство в развитии структур Хоккайдо-Сахалинской приокеанической области и структур «внутриконтинентальных» геосинклиналией. На примере Восточного Хоккайдо иллюстрируется большая сложность геосинклиналичного развития, которое не всегда закономерно приводит к поднятию, складчатости и формированию континентальной земной коры.

В последние годы во многих областях на периферии Тихого океана обнаружены фрагменты океанических структур палеозойско-мезозойского возраста (Бейли, Блейк, 1969; Пейве и др., 1972; Пушаровский, 1972; Богданов, 1973; Марков, 1973, и др.). Для них характерно распространение эвгеосинклиналичных формаций спилит-диабазово-яшмового и грауваккового типа, сменяющих одна другую в разрезе и на площади, а также следы интенсивного тектонического сжатия, наличие надвигов и выведенные на поверхность тела гипербазитов. В ряде районов удается проследить последовательную смену различных комплексов пород, отвечающих определенным стадиям формирования и преобразования земной коры в геосинклинали. Распространение этих комплексов по периферии океана, сравнительная молодость структур земной коры и незавершенность их формирования определяют большой интерес их изучения и сравнения с образованиями современных океанических и приокеанических структур. Именно здесь могут быть проверены многие закономерности развития геосинклиналией и формирования континентальной коры, установленные в основном на материалах по «внутриконтинентальным» геосинклиналиям, более древним по возрасту.

Такие задачи и ставились автором при анализе материалов по Сахалину и Хоккайдо, проводившемся для подготовки макета новой тектонической карты Северной Евразии, составляющейся в Геологическом институте АН СССР. Приокеаническая область Сахалина и Хоккайдо представляет подходящий объект для исследования, так как включает образования значительного стратиграфического объема, относящиеся к нескольким тектоническим зонам (рис. 1). К настоящему времени вопросы тектонического районирования этой территории разобраны довольно подробно (Геология СССР, т. XXXIII, 1970; Гальцев-Безюк и др., 1974; Меланхолина, 1973; Геологическое развитие..., 1968, и др.). Изучены основные особенности восточной и западной зон мезо-кайнозойской геосинклиналичной системы. Все больше данных появляется о взаимоотношениях мезо-кайнозойских и современных геосинклиналичных структур.

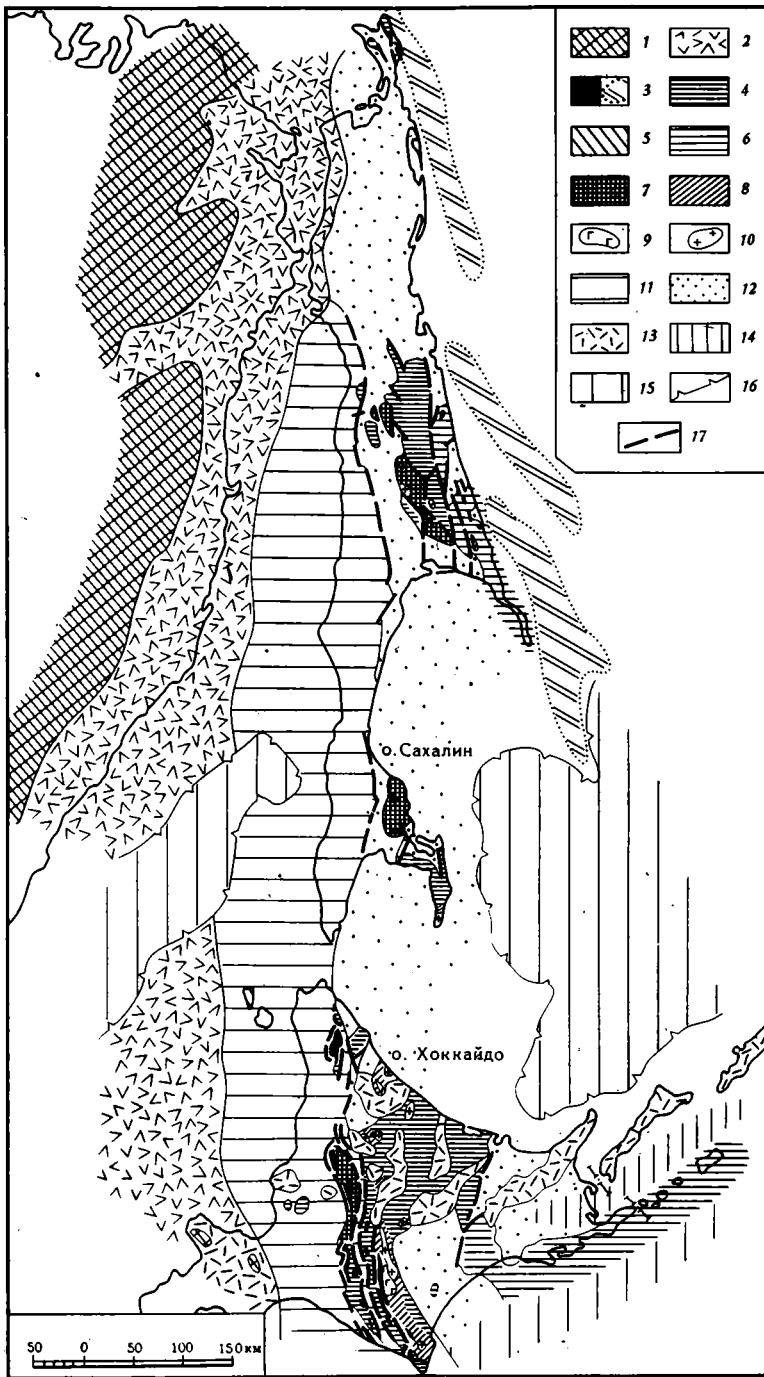


Рис. 1. Схема распространения основных формационных комплексов Сахалина и Хоккайдо

Области с позднемеловым возрастом континентальной коры. 1 — складчатый комплекс мезозойд ( $Pz_3-Mz$ ); 2 — комплексы вулканогенных формаций известково-щелочных средних и кислых ( $Cr_2^2$ ), субщелочных основных ( $N-Q$ ).

Области с плейстоцен-четвертичным возрастом континентальной коры (с незавершенным формированием): 3 — основание формационных комплексов структур океанического типа, гипербазиты и серпентиниты, местами ассоциирующие с габброидами и амфибо-



литами (*a* — на суше; *b* — под водой, предполагаемые по магнитным аномалиям); 4 — комплекс, сформировавшийся на коре океанического типа (океанической стадии развития) — отложения спилит-диабазово-яшмовой, вулканогенно-кремнисто-граувакковой и флишоидной формаций ( $Pz_3-Cr_1$ ); 5—12 — комплексы, сформировавшиеся на коре переходного типа (переходной стадии развития): 5 — комплекс отложений андезито-базальтовой формации ( $Cr_1$ ); 6 — комплекс отложений трахит-андезито-базальтовой и флишоидной формации, включающий и моласоидные образования ( $Cr_2^2-Pg$ ); 7 — пояс зеленосланцевого и местами глаукофанового метаморфизма ( $Mz-Pg$ ); 8 — пояс плагиогнейсового метаморфизма ( $Mz-Pg$ ); 9 — интрузии габброидов ( $Cr_2^2-Pg$ ); 10 — интрузии гранитоидов ( $Pg$ ); 11 — комплекс глинисто-терригенных отложений с участием вулканогенных, кремнисто-глинистых и моласоидных толщ ( $Cr_2^2-Q$ ); 12 — комплекс глинисто-терригенных отложений ( $N-Q$ ).

Области с земной корой переходного типа (современные геосинклинали в переходной стадии развития): 13 — комплекс известково-щелочных вулканогенных формаций, преимущественно средних и кислых ( $N-Q$ ); 14 — комплекс туфогенно-терригенных формаций ( $N-Q$ ); 15 — комплексы терригенно-глинистых формаций, содержащих вулканогенный и кремнистый материал ( $N-Q$ ); 16 — контуры молодых впадин; 17 — разломы

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Восточная зона Сахалина и ее продолжение на Хоккайдо представляют собой сложнопостроенные поднятия с распространением палеозойско-мезозойских эвгеосинклинальных толщ (до верхнего мела включительно), дислоцированных в палеогене, а также неогеновых толщ миогеосинклинального характера, выполняющих отдельные наложенные прогибы и впадины. Для внутренней структуры палеозойско-мезозойских комплексов обычно характерны весьма напряженные дислокации. Крупные структурные элементы в пределах Сахалина наблюдаются лишь в виде фрагментов. На Центральном Хоккайдо более чем на 300 км протягивается антиклинорий Хидака, в ядре которого на юге выходит достаточно глубокий по образованию пояс плагиогнейсового метаморфизма. На севере структуры антиклинория погружаются и далее обрезаются побережьем Охотского моря, продолжение их можно предполагать на Тонино-Анивском полуострове. К западу от антиклинория прослеживается чрезвычайно узкая меловая грабен-синклиналь, а далее располагается поднятие Камуикотан с распространением многочисленных продольных нарушений в мезозойских толщах и целой серией серпентинитовых пластин, с развитием метаморфических образований в фации зеленых и глаукофановых сланцев. Подобные образования характерны также для Сусунайского хребта Сахалина и Восточно-Сахалинских гор. В ряде мест в дислоцированных и метаморфизованных отложениях палеозоя — мезозоя известны интрузивные тела габброидов и гранитоидов, однако они распространены незначительно.

Западная зона Сахалина и смежная часть Татарского пролива отвечают Западно-Сахалинскому прогибу, продолжающемуся на Хоккайдо в виде прогиба Исикари-Румои. Общая протяженность зоны составляет 1000 км при ширине 100—150 км. Для нее устанавливается образование на месте раннемезозойской эвгеосинклинали и длительное миогеосинклинальное развитие в течение позднего мела — кайнозоя (см. Меланхолина, 1968, 1973). Мезо-кайнозойский комплекс отложений не имеет еще настоящей складчатой структуры.

На западе миогеосинклинальный прогиб сочетается с вулканическим поднятием, развивавшимся с позднемелового времени по краю складчатого сооружения мезозойд. В северной части поднятию отвечает отрезок Восточно-Азиатского вулканического пояса, включающий эффузивные толщи и вулканические постройки, верхнемеловые и неоген-четвертичные (Геология СССР, т. XIX, 1966). Верхнемеловые образования известны в широкой зоне, идущей вдоль всего сихотэ-алинского побережья и захватывающей, по-видимому, прибрежные участки Северного Сахалина. Нео-

ген-четвертичные образования концентрируются в прибрежной полосе и на шельфе Сихотэ-Алиня от устья р. Амур и смежной части Сахалина до р. Максимовки на юге. Далее их распространение устанавливается по данным эхолотирования, драгирования и сейсмопрофилирования в пределах Японского моря (Хотта, 1972). Они прослеживаются в субмеридиональной полосе вплоть до Юго-Западного Хоккайдо, где распространены неоген-четвертичные вулканические образования внутренней зоны Японской островной дуги. Здесь соотношение вулканического поднятия и прогиба Исикари-Румои можно наблюдать в пределах суши.

В северном направлении все тектонические элементы региона резко погружаются, и далее видна **Северо-Сахалинская зона** складчато-блокового строения с широким распространением миогеосинклинальных неогеновых толщ (см. Гальцев-Безюк и др., 1974). Подобная широкая зона погружений располагается также в заливе Терпения.

Замыкание геосинклинальных структур и основные дислокации на Сахалине и в большей части Хоккайдо относятся к плиоцен-четвертичному времени. Орогенный этап развития территории с формированием структур земной коры континентального типа продолжается и сейчас. Земная кора находится в состоянии изостатической неуравновешенности. Ее современная мощность на островах достигает 30—35 км, а на побережье Сихотэ-Алиня, в пределах вулканического пояса, уменьшается, по-видимому, до 20 км (Глубинное..., 1971; Туезов, 1972, и др.).

Структурный план Сахалина и Хоккайдо значительно осложняется наличием молодых тектонических элементов, связанных с развитием островных дуг (см. рис. 1). Краевые части Южно-Охотской и Япономорской глубоководных впадин вдаются внутрь отмеченных субмеридиональных зон. Континентальный склон, обращенный к Курильскому глубоководному желобу, сечет продолжение антиклинория Хидака. Вулканические структуры Японской островной дуги на юго-западе Хоккайдо и в смежной части Хонсю накладываются на складчатые образования мезозойд, сформировавшиеся в аптское время (см. Геологическое развитие..., 1968).

С северо-востока в пределы Хоккайдо прослеживаются внутренняя и внешняя зоны **Курильской островной дуги**. Серия кулисных вулканических структур неоген-четвертичного возраста, относящихся к Большой Курильской гряде, здесь выходит на сушу и протягивается вкостростириания более древних субмеридиональных зон, нападываясь на различные части антиклинория Хидака, меловой грабен-синклинали и поднятия Камуикотан. Два вулкана видны на продолжении этой зоны внутри прогиба Исикари-Румои. В пределах Малой Курильской гряды и смежной части Хоккайдо эвгеосинклинальные толщи верхнего мела образуют протяженную пологую моноклираль с наклоном в сторону желоба. На шельфе и континентальном склоне моноклираль надстраивается еще более высокими слоями, прослеженными по сейсмическим данным (по докладу С. Л. Соловьева). Несомненно, что комплекс структур Курильской островной дуги, глубоководного желоба и Южно-Охотской глубоководной впадины находится в процессе современного геосинклинального развития и характеризуется земной корой переходного типа. В вулканическом поднятии островной дуги происходит современный рост земной коры (местами до 30 км), в пределах впадины на отдельных участках можно предполагать ее разрушение.

Таким образом, в пределах Сахалина и Хоккайдо наблюдаются сложные взаимоотношения складчатой области мезозойд, различных зон мезо-кайнозойской геосинклинальной системы и молодых структур, связанных с Курильской и Японской островными дугами. Особенности формирования структур земной коры всей этой территории выявляются при анализе крупных формационных комплексов.

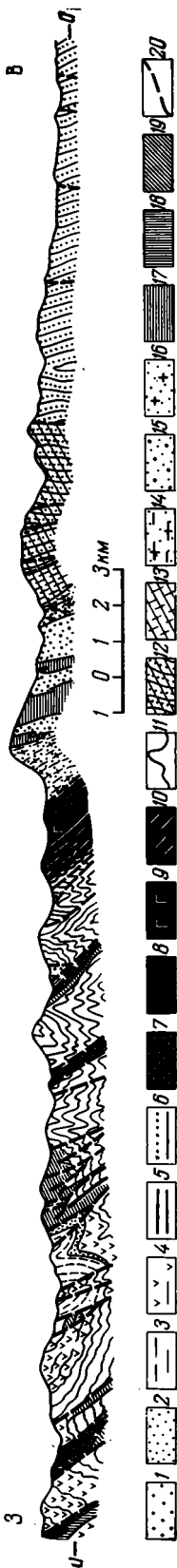


Рис. 2. Геологический разрез через антиклинорий Хидака, меловую грабен-синклиналь и поднятие Камункотан (Geological map of Japan..., 1959—1968). 1 — неогеновые отложения; 2, 3 — меловые отложения; 2 — «группа Нижнее Иезо» (апг — альб), 3 — «группа Среднее Иезо» (сеноман — турон); 4—6 — отложения верхнего палеозоя — мезозоя — «надгруппа Хидака»: 4 — «группа Сорачи» (юра — нижний мел), 5 — «группа Камуи» (триас — юра), 6 — «группа Наканогава» (верхний палеозой — триас); 7, 11 — образования габбро-гипербазитового комплекса; 7 — серпентиниты, 8 — гипербазиты, 9 — соссюритовое габбро и габбро-амфиболиты с зеленой роговой обманкой, 10 — рассланцованные амфиболиты с зеленой роговой обманкой, 11 — зеленые сланцы; 12—16 — образования пояса плагногнейсового метаморфизма: 12 — биотитовые роговики, 13 — рассланцованные биотитовые роговики, 14 — биотитовые гнейсы и амфиболиты (с коричневой роговой обманкой), 15 — биотитовые мигматиты, 16 — гранитные мигматиты; 17 — габброидные интрузии; 18 — интрузии трондхемитов; 19 — интрузии диабазов; 20 — разломы.

## ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Исходя из характера осадочных и магматических образований, на Сахалине и Хоккайдо можно выделить несколько комплексов пород, во многом сходных с известными в других геосинклинальных областях Евразии. По своим формационным особенностям они должны рассматриваться как комплексы пород океанической и переходной<sup>1</sup> стадий развития геосинклинали (по Пейве и др., 1972). В ряде районов образования этих комплексов изучены уже сравнительно детально, так что теперь можно остановиться на некоторых основных моментах; выделить вопросы, требующие специального изучения.

Один из важнейших вопросов тектоники приокеанической области Сахалина и Хоккайдо касается характера ее основания. Самыми древними здесь являются палеозойские отложения Восточной зоны. Как и в других эвгеосинклинальных зонах, на востоке Сахалина и Хоккайдо распространены также тела гипербазитов и габброидов, выведенные на поверхность вдоль разломов и представляющие, возможно, фрагменты основания древних океанических структур. В своем современном расположении пластины гипербазитов связаны с эвгеосинклинальными отложениями разного возраста, вплоть до верхнемеловых, а местами перемещены в смежную часть миеосинклинального прогиба Исикари-Румои поверх меловых и иногда неогеновых толщ.

На Сахалине тела гипербазитов имеют очень небольшие размеры и распространение, исключение составляет только Южно-Шмидтовский массив (Богданов и др., 1975; Разницын, 1975, и др.). Судя по данным магнитной съемки, на глубине 1—2 км гипербазиты и габброиды распространены более широко (Сычев, 1966, и др.). В пределах Хоккайдо многочисленные пластины гипербазитов закартированы на поднятии Камункотан и отчасти на за-

<sup>1</sup> Включая ранние молассы орогенной стадии.

ладном крыле антиклинория Хидака (Geological map of Japan..., 1959—1968).

В большей части выходов гипербазиты полностью серпентинизированы и развальцованы; иногда они образуют тектониты и участки серпентинитового меланжа, как это видно, например, в Набильском хребте или на п-ове Шмидта (Гальцев-Безюк и др., 1974; Богданов и др., 1975). Малоизмененные породы представлены перидотитами, дунитами, реже пироксенитами и содержат местами залежи хромитов. Иногда с серпентинизированными перидотитами тесно связаны габброиды и амфиболиты, встреченные и на п-ове Шмидта, и в Набильском хребте, и в Сусунайском хребте, и в районе Хороконая и Асахигавы на Хоккайдо.

Наиболее интересными для расшифровки структуры представляются образования габбро-гипербазитового комплекса, закартированные вдоль фронтального надвига антиклинория Хидака, у западной границы метаморфического пояса (Geological map of Japan..., 1959—1968). Они слагают единую тонкую пластину, прослеженную далеко по простиранию пояса. У ее восточного края обособляются тела гипербазитов (до 1 км по мощности), известные преимущественно на севере, в районе г. Поросири. Они сложены дунитами и перидотитами; изредка — возможно близ контакта с габброидами — наблюдаются полосчатые разности, с чередованием дунитов, перидотитов и оливиновых габбро. Признаки серпентинизации в гипербазитах обычно отсутствуют — в отличие от пород всех других районов Хоккайдо. Основная часть пластины (порядка 1—1,5 км по мощности) сложена соскюритовыми габбро, образованными по оливиновым разностям. На отдельных участках, а на юге нередко и полностью они превращены в габбро-амфиболиты и амфиболиты с зеленой роговой обманкой. На западе вдоль фронтального надвига распространены рассланцованные амфиболиты с зеленой роговой обманкой (до 1 км по мощности), для которых предполагается образование по габброидам или диабазам. В подошве надвига закартирована тонкая (до 300—400 м) пластина зеленых сланцев. Вдоль контактов различных пород местами прослеживаются узкие гнейсовые перегородки и нередко наблюдаются срывы, однако во многих случаях контакты, по-видимому, не нарушены.

Габбро-гипербазитовый комплекс в целом почти не тектонизирован. Его образования протягиваются узкой (2—3 км) полосой на расстояние порядка 100 км, не изменяя своего характера. Таким образом, они представляют собой не отдельные интрузивные тела, а цельную пластину. В современной структуре разрез габбро-гипербазитового комплекса находится в перевернутом положении, как и слои в смежной части западного крыла антиклинория Хидака (рис. 2). Дуниты и перидотиты отвечают, по-видимому, низам разреза, габброиды и амфиболиты — более высоким горизонтам. Для рассланцованных амфиболитов и зеленых сланцев, венчающих разрез, можно предполагать образование по основным эффузивам. Этот разрез по своему строению, по составу пород и их мощности полностью соответствует разрезам, изученным в основании современных и древних океанических структур (Пейве, 1969; Пейве и др., 1972; Книппер, 1970, и др.). Можно предполагать поэтому, что габбро-гипербазитовый комплекс антиклинория Хидака представляет выход на поверхность древней океанической коры этого региона, образовавшийся вдоль фронтального надвига<sup>1</sup>.

Судя по данным геологической съемки, фронтальный надвиг и связанные с ним образования круто уходят на глубину, где они могут быть непосредственно связаны с комплексом основания эвгеосинклиналиной зоны, отвечающим, вероятно, «базальтовому» геофизическому слою зем-

<sup>1</sup> Японскими геологами эти породы рассматриваются в составе наиболее молодых интрузий антиклинория Хидака (Геологическое развитие..., 1968).

ной коры. В дальнейшем подобные структуры с выходами на поверхность «базальтового» слоя могут быть обнаружены и в других районах, в частности на шельфе Восточного Сахалина, где давно были установлены крупные магнитовозмущающие тела, уходящие на глубину и прослеженные на сотни километров по простиранию.

Данных о возрасте пород основания пока нет. Нормальные стратиграфические или интрузивные контакты их с осадочными толщами нигде не наблюдались. Взаимоотношения различных пород внутри габбро-гипербазитового комплекса во многих местах остаются неясными и требуют специальных исследований.

Палеозойско-мезозойские отложения Сахалина и Хоккайдо (до нижнемеловых включительно) по своему характеру могут рассматриваться как комплекс пород океанической стадии геосинклинального развития. Здесь распространены эвгеосинклинальные формации спилит-диабазово-яшмового и вулканогенно-кремнисто-грауваккового типа, сменяющие одна другую в разрезе и по простиранию. Отдельные толщи очень напоминают аспидную, а иногда флишоидную формацию. Мощность отложений может достигать многих километров. На Сахалине толщи от верхнепалеозойских до нижнемеловых рассматриваются в составе вальзинской, далдаганской, набильской серий и новиковской свиты, слои которых частично одновозрастны (Метаморфические..., 1969; Геология СССР, т. XXXIII, 1970; Гальцев-Безюк и др., 1974; Ковтунович, Шилов, 1969).

В пределах Хоккайдо их возрастные аналоги, известные под многочисленными формационными названиями, объединяются в «надгруппу Хидака» (см. Геологическое развитие..., 1968, Geological map of Japan..., 1959—1968; Metallic..., 1965). Все они образуют единый комплекс пород, залегающих без признаков несогласий и перерывов, как это видно на восточном крыле антиклинория Хидака. Отложения нижней части разреза («группа Наканогава», верхи палеозоя? — триас) напоминают в общем толщи, исходные для метаморфических образований низов вальзинской серии Восточно-Сахалинских гор. В них преобладают песчаники и глинистые сланцы, образующие то пачки переслаивания, то монотонные пачки, очень однообразные, без каких-либо маркирующих горизонтов, обычно лишенные фауны. Для песчаников отмечается полимиктовый состав с преобладанием полевошпатово-кварцевого материала и подчиненным количеством обломков порфиритов и спилитов. Мощность отложений достигает более 7 км.

Более высокие горизонты разреза («группа Камуи», триас — юра) сходны по характеру, но содержат больше пачек переслаивания, местами ритмичного, а в верхах — пласты основных эффузивов, иногда также линзы кремнистых пород и известняков. Песчаники граувакковые с обилием зерен основных пород, особенно в верхах разреза. Мощность отложений до 4—6 км.

Отложения самых верхних горизонтов («группа Сорачи», юра — нижний мел) весьма сходны с отложениями северных разрезов набильской серии, верхней части далдаганской серии или исходных пород верхов вальзинской серии Сахалина. Для них характерно широкое распространение диабазовых лав и пирокластов, спилитов, радиоляриевых кремнистых и кремнисто-глинистых пород, присутствие линз и глыб (?) известняков с ископаемыми остатками. Только в самых верхних слоях разреза преобладают терригенные и глинистые породы с фауной верхов юры — низов мела. Мощность отложений достигает 9—10 км. Характер их сохраняется постоянным в разрезах на восточном и западном крыльях антиклинория Хидака, на поднятии Камункотан, в основании разреза прогиба Искари-Румои, а также в ряде мест на Сахалине.

Особенности осадочных и вулканических пород «надгруппы Хидака» и их аналогов на Сахалине свидетельствуют об их образовании в условиях глубоководного моря или океана, местами, возможно непосред-

ственно на «базальтовом» слое земной коры. В конце палеозоя и в самом начале мезозоя вулканические проявления были незначительны, осадконакопление происходило в сравнительной близости от области суши, поставлявшей обильный полевошпатово-кварцевый материал. Позднее размыв сиалической суши сократился и сильно возросло поступление обломков основных эффузивов — продуктов одновременного или более раннего вулканизма. Для юрского времени устанавливается широчайшее проявление подводного базальтового вулканизма на Хоккайдо и Сахалине. По химическому составу породы нередко могут быть отнесены к толеитовым базальтам (Метаморфические..., 1968; Геология СССР, т. XXXIII, 1970). В разрезе и на площади они сочетаются с глубоководными радиоляритами и различными осадочными породами. Таким образом, для Хоккайдо и, возможно, Сахалина намечается некоторая эволюция эвгеосинклинального осадконакопления в течение позднего палеозоя — мезозоя, связанная, вероятно, с размывом и уничтожением сиалической суши, с установлением глубоководных океанических условий — подобно тому, как это выявляется и в некоторых других эвгеосинклинальных зонах.

На площади отложения всех горизонтов, по-видимому, весьма выдержаны. Их накопление вплоть до раннемелового времени происходило в обширной эвгеосинклинальной зоне со слабым тектоническим расчленением. Только для Юго-Западного Хоккайдо и о. Ребун в конце юры и неокме устанавливается накопление фациально изменчивых толщ, содержащих вулканические образования как базальтового, так и андезитового состава (Геологическое развитие..., 1968; Geological map of Japаn..., 1959—1968). На западе эвгеосинклинальная зона сочеталась с мезозойской терригенной миогеосинклиналью Сихотэ-Алиня. Представляется, что геосинклинальные структуры Юго-Западного Хоккайдо и Сихотэ-Алиня, характеризовавшиеся андезито-базальтовым составом вулканических продуктов и расчлененным тектоническим рельефом, в конце юры — начале мела проходили уже переходную стадию развития, завершившуюся формированием складчатого сооружения мезозоид. В северных районах основные складчатые дислокации имели место в сенеоне, а на юге — в аптское время. В позднем мелу область геосинклинального погружения сохранялась только в пределах Сахалина и основной части Хоккайдо, характер осадконакопления изменился на всей площади.

Особенности верхнемеловых и кайнозойских отложений позволяют рассматривать их в составе нескольких формационных комплексов переходной стадии развития. С более древними образованиями они соприкасаются по разломам, местами (на западе) наблюдаются согласные взаимоотношения.

Верхнемеловые отложения Восточной эвгеосинклинальной зоны по своему характеру нередко напоминают более древние толщи и также содержат в разрезе эффузивные и кремнистые породы. Однако они отличаются по ряду признаков, прежде всего по составу эффузивных образований. В Восточно-Сахалинских горах и на п-ове Терпения отложения объединяются в рымникскую, березовскую и котиковскую серии (коньяк? — даний, до 8—10 км; Геология СССР, т. XXXIII, 1970, и др.). В их составе помимо палеобазальтов и спилитов присутствуют палеотипные трахибазальты, андезито-базальты, андезиты, трахиандезиты, трахиты, кварцевые трахиты, альбитофиры и кварцевые альбитофиры<sup>1</sup> (Ковтунович, Шилов, 1969; Гранник, 1973). Кремнистые образования распространены в общем ограниченно, причем кремнисто-глинистые породы встречаются чаще, чем яшмы и радиоляриты. Среди песчаников повсеместно преобладают граувакковые разности, в самых молодых слоях в их обло-

<sup>1</sup> Породы близкого состава известны и на п-ове Шмидта, в районе м. Марии.

мочном материале появляются щелочные габброиды, сиениты, плагиограниты и различные зеленые сланцы. В верхней части разреза п-ова Терпения известны местами грубообломочные и угленосные образования, не характерные для более древних толщ. Многие слои и пачки фациально не выдержаны. В целом в верхних горизонтах преобладают флишоидные пачки, иногда ритмичного строения, местами с градационной слоистостью и мелкими подводно-оползневыми нарушениями.

В пределах Восточного Хоккайдо и Малых Курильских островов отложения от кампанских до палеоценовых образуют близкий по характеру комплекс («группа Немуро» и ее аналоги, около 5 км; Геология СССР, т. XXXI, 1964; Стрельцов, 1970; Казакова и др., 1973; Гаврилов, Соловьева, 1973; Geological map of Japan..., 1959—1968). Среди них также известны не только базальтовые, но и андезитовые породы, а в верхних горизонтах еще и липаритовые и трахибазальтовые туфы, пластовые тела трахибазальтов; резко преобладают пирокластические образования. Количество вулканогенных образований в составе комплекса сокращается к западу, по направлению к району Кусиро (Хоккайдо), а также и вверх по разрезу. В верхних слоях разреза, особенно в маастрихтских, преобладают чередующиеся алевролиты (местами кремнистые) и песчаники, образующие иногда пачки ритмичного переслаивания, напоминающего флиш. В районе Кусиро — Немуро и на островах Малой Курильской гряды в таких пачках видны крупные внутрiformационные складки, образовавшиеся в результате подводного оползания и обвалов. В самых верхних горизонтах комплекса наблюдается значительная фациальная изменчивость отложений, с увеличением в восточном направлении количества грубообломочных пород, терригенных и вулканогенных, с появлением небольших местных несогласий в разрезе.

Особенности сенон-датских отложений Восточного Сахалина, восточной части Хоккайдо и Малой Курильской гряды свидетельствуют об их накоплении в пределах единой структурной зоны. Для всей зоны выявляется трахит-андезито-базальтовый, а иногда и липаритовый состав вулканических образований; смена их вверх флишоидными толщами; наличие интрузий габброидов, известных, в частности, в Восточно-Сахалинских горах и на о. Шикотан. Сочетание отложений глубоководных и прибрежно-морских, иногда даже континентальных, обилие грубообломочных образований в верхних горизонтах, наличие значительных подводно-оползневых дислокаций, фациальная изменчивость отложений свидетельствуют о неустойчивой обстановке осадконакопления, о расчленении тектонического рельефа в конце мелового времени. Для Восточного Сахалина устанавливается постепенное усложнение структурного плана на протяжении сантонского — датского веков (Гранник, 1973).

В Западной зоне Сахалина и Хоккайдо все отложения от апт-альбских до неогеновых образуют единый мощный комплекс, типичный по характеру для терригенных миогеосинклиналей (более 10 км; Геологическое развитие..., 1968; Меланхолина, 1973, и др.). Некоторые толщи имеют флишоидный характер, особенно в низах разреза. Отдельные пачки, содержащие кремнисто-глинистые или вулканогенные породы основного, среднего и кислого состава, напоминают эвгеосинклинальные образования Восточной зоны. Молассоидные угленосные отложения весьма сходны с образованиями орогенного комплекса, но распространены ограниченно и связаны в своем происхождении с орогенезом в соседних зонах, в частности с сенонскими движениями в пределах мезозойд. В целом глинисто-терригенный комплекс прогибов Западно-Сахалинского, Исикари-Румои и меловой грабен-синклинали Хоккайдо несет ряд черт, переходных между образованиями океанического эвгеосинклинального и орогенного комплексов. Заложение этих прогибов на месте эвгеосинклинали устанавливается в апт-альбское время, на севере, возможно, в сеномане. От прогибов Восточной зоны они отделялись поднятием, су-

ществование которого выявляется и на Хоккайдо, и на Сахалине (Геологическое развитие..., 1968; Шуваев, 1969, и др.).

Таким образом, в середине мела в пределах Сахалина и Хоккайдо устанавливается разделение единой прежде области с субокеанической корой на две различных зоны и общее изменение характера осадконакопления, отвечающее началу переходной стадии развития геосинклинали. Эта важная структурная перестройка происходила одновременно с завершающей складчатостью в пределах Юго-Западного Хоккайдо и Сихотэ-Алиня и формированием гранитно-метаморфического комплекса мезозойского континента. В результате наращивания мезозойского континента геосинклинальная область была отеснена в сторону океана и подверглась значительному тектоническому расчленению.

Зона восточных прогибов располагалась в поздне меловое время на периферии океана, но отличалась от океанической области расчлененным тектоническим рельефом, составом вулканических продуктов — преимущественно средних и основных, нередко с повышенной щелочностью, и преобладанием среди них пирокластических образований. Миогеосинклинальный прогиб западной зоны располагался вдоль края мезозойского континента — вероятно, в пределах континентального склона и шельфа, где существовали иногда небольшие острова и участки с параллельным осадконакоплением. На западе этот прогиб сочетался с вулканическим поднятием — отрезком Восточно-Азиатского вулканического пояса, развивавшегося по краю новообразованного континента. Подводные и островные извержения в пределах поднятия быстро сменились наземными, имевшими место в сенонско-палеоценовое время. Извержения отличались средним и кислым составом вулканических продуктов, которые нередко попадали в осадки миогеосинклинального прогиба<sup>1</sup>. Широкое проявление эффузивного и интрузивного орогенного магматизма в пределах вулканического пояса, интенсивное осадконакопление в миогеосинклинальном прогибе свидетельствуют об активности геосинклинального процесса по границе молодого континента и океана. Тектоническое положение вулканического пояса по отношению к океану и сочетание его с миогеосинклинальным прогибом полностью соответствуют соотношениям, установленным по северному краю позднепалеозойского океанического бассейна Палеотетиса (Моссаковский, 1972).

Одновременно с геосинклинальным осадконакоплением в восточном и западном прогибах на разделяющем их поднятии происходили местами значительные дислокации с образованием надвигов и участков зеленосланцевого метаморфизма, с внедрением интрузий габброидов и плагиогранитов, обломки которых иногда поступали в осадки. Эти явления отвечают, вероятно, началу тектонического скупивания и роста континентальной земной коры в мезо-кайнозойской геосинклинальной области.

Особенно интенсивное тектоническое скупивание в палеозойско-мезозойских толщах и общее воздымание Восточной зоны имело место в палеогене. На востоке Сахалина отложения были смяты в линейные, часто изоклинальные складки и рассечены надвигами северо-западного простирания, с развитием участков меланжа и телами серпентинитов в основании надвиговых чешуй, с узкими зонами метаморфических сланцев перед их фронтом (Гальцев-Безюк и др., 1974). На западе зоны отложения были прорваны небольшими интрузиями нормальных гранитов. На Центральном Хоккайдо в отложениях «надгруппы Хидака» были образованы небольшие сжатые складки и серия продольных разломов типа взбросов или крутых надвигов с общим перемещением на запад, с выведенными на поверхность пластинами серпентинитов (Geological map of Japan..., 1959—1968; см. рис. 2). Образование такой складчато-чешуй-

<sup>1</sup> Образование горизонтов липаритовых туфов, характерных для очень широкой площади, также могло быть связано с этими извержениями.



чатой структуры сильно усложнило строение антиклинория Хидака и поднятия Камуикотан.

В связи с процессами тектонического сучивания в эвгеосинклинальной зоне в конце мела — палеогене были образованы и выведены на поверхность парные метаморфические пояса (Геологическое развитие..., Марков и др., 1967; Маракушев и др., 1971; Miyashiro, 1973, и др.). В северной части поднятия Камуикотан в поле распространения кремнисто-вулканогенных отложений «группы Сорачи» был образован пояс эцелено-сланцевого метаморфизма с участками глаукофановых сланцев. На Сахалине продолжение этого пояса прослеживается в пределах Сусунайского хребта, Восточно-Сахалинских гор и Мало-Тымовского массива (Метаморфические..., 1968; Гальцев-Безюк и др., 1974). В целом для пояса характерна слабая степень и неравномерность метаморфизма, проявление его на участках наиболее интенсивных дислокаций, нередко вблизи серпентинитовых тел. В ядре антиклинория Хидака, на юге, был образован пояс плаггиогнейсового метаморфизма. Здесь терригенно-глинистые породы «группы Наканогава» были превращены в биотитовые гнейсы и мигматиты. В краевых частях пояса наблюдаются местами постепенные переходы от полосчатых гнейсов к рассланцованным биотитовым роговикам, затем к роговикам и, наконец, к неметаморфизованным породам, обнаженным на крыльях антиклинория Хидака.

С осевой частью антиклинория Хидака в конце мела — палеогене было связано также образование ряда интрузивных массивов габброидов и гранитоидов. В северной части метаморфического пояса тела различных габброидных пород особенно распространены и образуют крупный интрузивный комплекс Поросиридейк. Здесь же закартированы наиболее крупные интрузивные массивы биотитовых и роговообманково-биотитовых гранитов, тесно связанные с габброидными интрузиями. Внедрение гранитных интрузий, так же как и проявления метаморфизма и наиболее интенсивные дислокации мел-палеогенового времени, уснавливаются на Хоккайдо и Сахалине только в пределах поднятий — среди наиболее древних толщ. К концу палеогенового времени участки поднятий были в значительной мере консолидированы. Для Восточной зоны в целом можно предполагать образование земной коры субконтинентального типа. В дальнейшем эта зона развивалась как крупное поднятие в геосинклинальной системе.

Таким образом, в палеогеновое время произошла перестройка структурного плана Сахалина и Хоккайдо с дислокациями и поднятием на значительных площадях. Геосинклинальное погружение продолжалось только в районе Немуро — Малой Курильской гряды и в прогибах Западной зоны. Определенно устанавливается сокращение площади западных прогибов, замедление погружений и молассоидный характер осадков, а также почти полное прекращение магматической деятельности на вулканическом поднятии в пределах Сихотэ-Алиня.

В конце палеогена — неогене началось формирование современного структурного плана зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Отложения этого возраста в пределах Сахалина и Хоккайдо входят в состав нескольких формационных комплексов. Многоэосинклинальные отложения западных прогибов, восточного поднятия и Северо-Сахалинской прогнутой зоны во многом сходны (Гальцев-Безюк и др., 1974). Однако на востоке и отчасти на севере они выполняют новообразованные прогибы и впадины, а на западе продолжают разрез верхнемеловых и палеогеновых отложений. В прогибах Западно-Сахалинском и Исикари-Румои в течение 100 млн. лет непрерывно шло накопление осадков глинисто-терригенного комплекса с участием вулканогенных, кремнисто-глинистых и молассоидных толщ. По границе прогибов с материком в конце олигоцена и неогене располагалась полоса вулканов, продолжавших вулканическую зону Японской островной дуги, но отли-

чавшихся преимущественно базальтовым составом продуктов извержений, иногда с повышенной щелочностью. Для вулканов Японской дуги, для позднеолигоценовых вулканов на юге Западно-Сахалинского прогиба помимо базальтов характерны также андезитовые и дацитовые породы (в Японской дуге — и риолиты).

Изучение формационных комплексов показывает, что переходная стадия геосинклинального развития продолжалась на Сахалине и Хоккайдо и в неогеновое время. Однако вся территория была отделена от океанической области формировавшейся системой островных дуг и глубоководных желобов. Все большие площади в геосинклинали захватывались дислокациями. Для Восточной зоны устанавливается значительное раздробление и частые подвижки по разломам, в том числе и горизонтальные перемещения. Для западных прогибов выявляется постепенное смещение осевой части к западу и отдельные дислокации на поднятом восточном борту. В частности, на борту прогиба Исикари-Румои, в районе Урю, имело место надвигообразование и поступление крупных глыб серпентинитов и зеленых сланцев в среднемиоценовые отложения прогиба («формация Кавабата»). К концу неогена поднятие захватило уже значительные участки в пределах прогибов.

В плиоцен-четвертичное время начались замыкание геосинклинали и складчатость, отвечающие орогенной стадии ее развития. В осевых частях прогибов плиоцен — четвертичные отложения (маруямская свита и ее аналоги) тесно связаны с более древними, а на других участках залегают на них резко несогласно и нередко представлены достаточно грубообломочными породами. Можно полагать, что плиоцен-четвертичные отложения принадлежат уже комплексу орогенной (позднепереходной) стадии развития. Мощность только четвертичных отложений в осевой части прогиба Исикари-Румои составляет около 500 м, в Тымь-Поронайском прогибе — до 400 м. Осадконакопление местами продолжается и сейчас, однако все большие площади, лежащие в стороне от островных дуг, захватываются поднятием и складчатостью.

В непосредственной близости со структурами орогенной стадии развития в пределах Хоккайдо существуют тектонические элементы, принадлежащие Японской и Курильской островным дугам (см. выше). Комплекс отложений Малой Курильской гряды и Восточного Хоккайдо накапливался в позднемеловое время в одной структурной зоне с отложениями Восточного Сахалина. В дальнейшем, однако, отложения не подверглись такому интенсивному тектоническому скучиванию, как на Сахалине, в них не было образовано настоящих складок и надвигов, нигде не выведены на поверхность тела гипербазитов<sup>1</sup>. Пологий (от 5 до 20—30°) наклон верхнемеловых и более молодых слоев в сторону желоба, по видимому, мог быть создан в результате длительного опускания на подводном склоне и воздымания Малой Курильской гряды в кайнозойское время. Судя по значительным подводно-оползневым дислокациям в маастрихтских слоях, те же процессы можно предполагать и для конца мела. В связи с этим представляется правильным мнение о первичном, в известном смысле слова «атектоническом», наклоне слоев в моноклинали, протянувшейся от района Кусиро до Шикотана (Марков и др., 1967). Эта моноклинал без какой-либо существенной перестройки вошла в состав Малой Курильской гряды.

Вулканические структуры Большой Курильской гряды, наблюдающиеся в пределах Хоккайдо, наложены на складчатые и метаморфизованные отложения «надгруппы Хидака», как это видно в центральной части острова. Как и на Курильских островах, вулканические структуры располагаются над той частью сейсмофокальной зоны, где глубины очагов землетрясений составляют 100—150 км. По характеру отложения

<sup>1</sup> Кроме небольших тел неясного характера на о. Шикотан.

неоген-четвертичного комплекса соответствуют известным на островах Большой Курильской гряды (Геологическое развитие..., 1968; Марков и др., 1967; Геология СССР, т. XXXI, 1964; Пискунов, 1972; Сергеев, 1974, и др.). При этом осадочные породы — алевролиты, туфоидномиты, песчаники и др. — очень близки породам одновозрастных толщ Сахалина и запада Хоккайдо. Вулканогенные породы, преобладающие в составе комплекса, представлены андезитами, дацитами, риолитами и иногда базальтами со сравнительно низкой общей щелочностью пород. Для четвертичных вулканических образований Хоккайдо прослеживается постепенное возрастание щелочности к западу, вдоль простираания Большой Курильской гряды. В районе Сиретоко — Акан четвертичные породы близки по составу к известным на островах Итуруп и Кунашир, в районе Дайсицу — Токати и далее к западу распространены породы с повышенной щелочностью, а в горах Кабато — преимущественно породы щелочной серии (Katsui, 1961). Извержения неоген-четвертичного времени — подводные и наземные. Вулканическое поднятие островной дуги сочетается с глубоководным желобом, с накоплением терригенно-глинистых осадков со значительным количеством туфогенного и местами кремнистого материала (Мурдмаа и др., 1970).

Состав вулканических образований и сочетание их с флишоидными пачками, присутствие миоценовых габбро-плагиогранитных интрузий, резко расчлененный тектонический рельеф неоген-четвертичного времени и особенности геофизических полей позволяют сопоставлять Курильскую островную дугу с более древними зонами в переходную стадию их развития, в частности с Восточной зоной Сахалина и Хоккайдо поздне-мелового времени. Вместе с тем непосредственно отождествлять структуру этих последних с системой островных дуг — желобов и краевых морей — представляется неправильным. Этому противоречат и палеогеографические реконструкции для Восточно-Сахалинского региона поздне-мелового времени, и состав вулканических продуктов (Гранник, 1973). Неоген-четвертичная вулканическая зона Курил и востока Хоккайдо отличается от поздне-меловой значительно большей ролью средних и кислых пород и меньшим количеством пород повышенной щелочности (Казакова и др., 1973, и др.). По составу вулканических образований, по линейному расположению вулканического поднятия и сочетанию его с миогеосинклинальным прогибом, расположенным со стороны океана, более правомерным представляется сравнение Курильской и Японской островных дуг с отрезками Восточно-Азиатского вулканического пояса поздне-мелового времени и ранне-меловой зоной подводных и островных вулканов, захватывающей юго-запад Хоккайдо, о. Ребун и некоторые участки прибрежной полосы Сихотэ-Алиня.

Интенсивно продолжающийся вулканизм, огромный размах современного рельефа в системе вулканическая гряда — желоб и внутри гряды, резкое нарушение изостазии и современная сейсмичность свидетельствуют об активности геосинклинального процесса на Курилах и востоке Хоккайдо в настоящее время. Дислокации отложений незначительны и обычно связаны с разломами (Сергеев, 1974; Geological map of Japan..., 1959—1968).

Развитие системы Курильской островной дуги и глубоководного желоба в их западной части не продолжает непосредственно геосинклинального развития Сахалина и Хоккайдо. Только структуры Малой Курильской гряды развивались здесь унаследованно в зоне с субокеанической земной корой, с постепенным смещением области погружения к юго-востоку. Структуры Большой Курильской гряды в пределах Хоккайдо были наложены на дислоцированные и метаморфизованные образования с субконтинентальным характером земной коры. Краевые участки глубоководных впадин и, вероятно, желоба развивались с разрушением существовавших на Сахалине и Хоккайдо структур. Особенно интерес-

ным представляется изучение структурных соотношений на северном окончании Япономорской впадины (включая и участки с маломощным «гранитным» слоем). Здесь зона современного прогибания, оконтурированная приблизительно изобатой 1000 м, прослеживается на северо-восток более чем на 200 км, рассекая структуры неоген-четвертичного вулканического поднятия и смежной части Западно-Сахалинского прогиба (см. рис. 1).

\* \* \*

Таким образом, в приокеанической области Сахалина и Хоккайдо устанавливаются фрагменты древних геосинклинальных структур океанического типа. Местами на дневную поверхность выведены породы основания этих структур. Во всех тектонических зонах выявляется направленное изменение разреза, усложнение структуры и последующее сгущивание, отвечающие эволюции земной коры от океанической к континентальной. Для основной части региона устанавливается плиоцен-четвертичный возраст континентальной земной коры. На фланговых участках Курильской и Японской систем выявляются следы преобразования земной коры, связанного с геосинклинальным процессом неоген-четвертичного времени.

Территория Сахалина и Хоккайдо рассмотрена здесь как одна из приокеанических областей. По особенностям строения и развития она настолько сходна с рядом других приокеанических областей, что может рассматриваться как тектонотип мезо-кайнозойских геосинклиналей периферии Тихого океана. Сходство миогеосинклинальных прогибов Западно-Сахалинского, Исикари-Румои, Грейт-Вэлли в Калифорнии и других определенно устанавливается в результате их сравнительного анализа (Меланхолина, 1973). Сравнение структур эвгеосинклинальной зоны только еще начинается. В общих чертах ход развития ряда мезо-кайнозойских геосинклиналей выявляется в следующем виде: заложение на образованиях габбро-гипербазитового комплекса<sup>1</sup>; эвгеосинклинальное развитие в позднем палеозое — мезозое; оттеснение геосинклинальных структур в сторону океана, связанное со складчатостью в соседней области мезозойской; обособление двух самостоятельных зон — мио- и эвгеосинклинальной и последующее расчленение структуры; палеогеновая складчатость в эвгеосинклинальной зоне и ее превращение в поднятие, осложненное в неогене системой наложенных прогибов и впадин; длительное развитие миогеосинклинальной зоны; формирование складчатой структуры, всей области в плиоцен-четвертичное время, продолжающее доньше. Геосинклинальные структуры неоген-четвертичного возраста обычно смещены в сторону океана и нередко секут мезо-кайнозойские структуры, как это наблюдается на Восточном Хоккайдо. Отмеченное сходство в развитии мезо-кайнозойских геосинклиналей во многих приокеанических областях позволит в дальнейшем судить об особенностях формирования структур и роста континентальной земной коры на всей периферии древнего океана.

Приведенная характеристика формационных комплексов и их последовательной смены в развитии геосинклиналей свидетельствует о заметном сходстве мезо-кайнозойских структур Сахалина и Хоккайдо, расположенных по краю Тихого океана, со структурами «внутриконтинентальных» геосинклиналей. Характер основания геосинклинальной области,

---

<sup>1</sup> В Калифорнии, на Новой Гвинее и др. наблюдается последовательный разрез этих образований и смена их вверх породами океанической стадии развития.

представленного габбро-гипербазитовым комплексом, и особенности палеозойско-мезозойских отложений позволяют сопоставлять Сахалин и Хоккайдо с рядом других эвгеосинклинальных областей Евразии и считать всю область заложившейся на океанической коре. Смена палеозойско-нижнемелового комплекса, отвечающего океанической стадии развития, более молодыми комплексами переходной стадии, особенности этих последних и появление местами плиоцен-четвертичных образований орогенного комплекса показывают, что течение геосинклинального процесса в основной части региона проходило в общем сходно с другими областями Евразии (Пейве и др., 1972). На протяжении мезо-кайнозойского времени здесь также прослеживается увеличение мощности земной коры в результате осадконакопления и тектонического сгущивания, рост континентальной коры за счет океанической.

Молодость структурных элементов региона и меньшая величина тектонического сгущивания обеспечивают лучшую сохранность структур по сравнению с более древними. Поэтому здесь местами удается восстановить не только историю осадконакопления в крупных зонах, но и развитие отдельных тектонических форм. Их изучение, несомненно, позволит дополнить наши представления о ходе геосинклинального процесса, выработанные на материалах по более древним складчатым областям. В ряде районов Хоккайдо-Сахалинской области можно ожидать обнаружения крупных и слаботектонизированных выходов на поверхность пород основания эвгеосинклинали, связанных на глубине с образованиями «базальтового» геофизического слоя земной коры. Даже до проведения специальных исследований здесь намечается ряд интересных особенностей формирования структур в океаническую и переходную стадии геосинклинального развития. В дальнейшем, по-видимому, могут быть сделаны широкие палеотектонические построения, захватывающие территорию Сахалина, Японии, Японского моря и Сихотэ-Алиня. Современное тектоническое состояние Хоккайдо-Сахалинской области отвечает орогенной (позднепереходной) стадии развития, что позволяет изучать формирование складчатой структуры как современный процесс.

В длительном развитии тектонических форм Сахалина и Хоккайдо устанавливается несколько крупных структурных перестроек, проявившихся одновременно на значительных площадях. Перестройки апт-альбского и палеогенового времени были связаны с этапами роста земной коры в мезо-кайнозойской геосинклинали, с постепенным превращением ее из океанической в континентальную. Перестройка плиоцен-четвертичного времени, начинающая орогенную стадию развития геосинклинали, связана со становлением континентальной земной коры. Однако одновременно с орогенезом в пределах Хоккайдо и юга Сахалина происходит процесс новообразования структур на фланге неоген-четвертичной геосинклинальной системы Курил. С ним связано изменение строения земной коры региона, частичное разрушение только что созданных структур земной коры, близких к континентальным, наблюдающееся, например, в краевых частях глубоководных впадин. Таким образом, выявляется большая сложность развития геосинклинальных областей на периферии Тихого океана, не всегда представляющего собой однонаправленный процесс, закономерно приводящий к поднятию, складчатости и формированию континентальной земной коры. Район Восточного Хоккайдо — вообще один из интереснейших районов для выяснения соотношений системы островных дуг и желобов с мезо-кайнозойской геосинклинальной областью. Сравнение современных геосинклинальных структур с мезо-кайнозойскими, находящимися в непосредственной близости, а потом уже с более древними и отдаленными представляется наиболее правильным путем в применении метода актуализма при выявлении океанических и приокеанических зон геологического прошлого. Такое сравнение должно стать задачей специальных исследований.

- Бейли Э. Г., Блейк М. К.* Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое.— Геотектоника, 1969, № 3, 4.
- Богданов Н. А.* Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. Автореф. докт. дис., ГИН, М., 1973.
- Богданов Н. А., Разницын Ю. Н., Рождественский В. С., Речкин А. Н.* Офиолиты востока Сахалина.— Сб. докл. Междунар. симп. «Офиолиты в земной коре». М., «Наука», 1975.
- Гаврилов В. К., Соловьева Н. А.* Вулканогенно-осадочные формации геантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Гальцев-Безюк С. Д., Меланхолина Е. Н., Рождественский В. С.* Тектоника Сахалина.— В сб.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, СВКНИИ, 1974.
- Геологическое развитие Японских островов.— М., «Мир», 1968.
- Геология СССР, т. XXXI, ч. 1. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., «Недра», 1964.
- Геология СССР, т. XIX, ч. 1. Хабаровский край. М., «Недра», 1966.
- Геология СССР, т. XXXIII, ч. 1. Остров Сахалин. М., «Недра», 1970.
- Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М., «Наука», 1971.
- Гранник В. М.* Вулканогенно-осадочные формации верхнего мела Восточно-Сахалинского региона и некоторые вопросы их генезиса. Автореф. канд. дис., ДВГИ, Владивосток, 1973.
- Кзакова Э. Н., Сергеев К. Ф., Стрельцов М. И.* О позднемеловом магматизме Малой Курильской гряды.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 2.
- Книппер А. Л.* Габброиды офиолитовой формации в разрезе океанической коры.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Ковтунович Ю. М., Шилов В. Н.* Мезо-палеозойские вулканогенные формации Сахалина.— Тр. СахКНИИ, вып. 21, Южно-Сахалинск, 1969.
- Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А.* Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1971.
- Марков М. С.* Структурная приуроченность метаморфических комплексов и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. Автореф. докт. дис., ГИН, М., 1973.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Тараканов Р. З., Шуваев А. С.* Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 168, М., «Наука», 1967.
- Меланхолина Е. Н.* О сравнительной тектонике Западного Сахалина, Хоккайдо, Тайвань и Калифорнии.— Геотектоника, 1968, № 2.
- Меланхолина Е. Н.* Западно-Сахалинский геосинклиальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 244, М., «Наука», 1973.
- Метаморфические комплексы острова Сахалин.— Тр. СахКНИИ, вып. 22, Южно-Сахалинск, 1969.
- Моссаковский А. А.* Палеозойский орогенный вулканизм Евразии (главные формационные комплексы и тектонические закономерности размещения).— Геотектоника, 1972, № 1.
- Мурдмаа И. О., Безруков П. Л., Богданов Ю. А.* Осадкообразование в Курило-Камчатском желобе.— Тр. Ин-та океанол. АН СССР, вып. 86, М., «Наука», 1970.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А. В., Перфильев А. С., Руженцев С. В.* Проблема внутриконтинентальных геосинклиналей.— МГК, XXIV сес., Докл. сов. геол. Проблема 3. Тектоника, М., «Наука», 1972.
- Пискунов Б. Н.* Эволюция вулканизма и петрология магматических образований Большой Курильской гряды.— Изв. Сах. отд. Геогр. о-ва СССР, вып. 3, Южно-Сахалинск, 1972.
- Пуцаровский Ю. М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 234, М., «Наука», 1972.
- Разницын Ю. Н.* Сравнительная тектоника гипербазитовых поясов Папуа (Новая Гвинея), Сабаха (Калимантан) и п-ова Шмидта (Сахалин).— Геотектоника, 1975, № 2.
- Сычев П. М.* Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий.— М., «Наука», 1966.
- Сергеев К. Ф.* Тектоника Курильской островной системы. Автореф. докт. дис., ИГиГ, Новосибирск, 1974.
- Стрельцов М. И.* Дислокации Южной части Курильской островной дуги. Автореф. канд. дис., ИГиГ, Новосибирск, 1970.
- Тузев И. К.* Строение земной коры северо-западного сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Автореф. докт. дис., ИГиГ, Южно-Сахалинск, 1972.
- Хотта Х.* Структура осадочных отложений на континентальной окраине Японских островов.— В сб.: Глубинная структура Дальневосточных морей и островных дуг. Тр. СахКНИИ, вып. 33, Южно-Сахалинск, 1972.

- Шуваев А. С.* Стратиграфия верхнемеловых отложений и история геологического развития о. Сахалин в позднемеловую эпоху. Автореф. канд. дис., МГРИ, М., 1969.
- Geological map of Japan, scale 1 : 50 000, sheets Abashiri — 18, 28, 40, 43, 50, 52, 53, 61; sheets Asahikawa — 1, 2, 4, 6, 7, 9, 10, 11, 12, 13, 23, 24, 27, 35, 46, 54; sheets Kushiro — 1, 9, 11, 12; sheets Sapporo — 5, 31.— Geol. Surv. Hokkaido, Hok. Developm. Agency, 1959 — 1968.
- Katsui Y.* Petrochemistry of the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido and surrounding area.— J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV. Geol. and Miner., 1961, vol. XI, No. 1.
- Matsui K.* Sedimentological study of the Paleogen basin of Kushiro in Hokkaido, Japan.— J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., ser. IV, Geol. and Miner., 1962, vol. XI, No. 3.
- Metallic and non-metallic mineral deposits of Hokkaido, IV Geological map of Hokkaido, scale 1 : 800 000. Geol. Surv. Japan, 1965.
- Miyashiro A.* Paired and unpaired metamorphic belts.— Tectonophysics, 1973, vol. 17, p. 241—254.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
12 июля 1974 г.

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24.035

Л. В. ЛАРИОНОВ

ОЦЕНКА ВЕЛИЧИНЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ  
В ЗОНАХ НАДВИГА

Имеется много экспериментальных и теоретических данных, свидетельствующих, что земная кора и верхние горизонты мантии находятся в напряженном состоянии (Артюшков, 1971; Кропоткин, 1973; Турчанинов, Марков, 1966; Балакина и др., 1967; Hast, 1969). В ряде работ (Артемьев и др., 1972; Исаев и др., 1972; Ушаков, 1968; Ушаков, Красс, 1972) отмечается взаимосвязь резких нарушений изостазии земной коры с отсутствием изобарии на фиксированной глубине. Вблизи нижней границы коры нарушения изобарии могут достигать  $1000-2000 \text{ кг/см}^2$ , что также говорит о напряженном состоянии литосферы. К сожалению, непосредственное измерение напряжений в недрах Земли удалось провести пока только для глубин порядка 2—3 км. Соответствующие теоретические оценки, произведенные рядом авторов с различных методических точек зрения, отличаются значительными разбросами. Эти оценки носят общий характер, так как обычно выполняются без учета конкретной динамической обстановки, которой характеризуются, например, островные дуги или зоны надвига (поддвига) в пределах континентов (так называемые зоны Беньоффа, к которым приурочены очаги землетрясений средней и большой глубины (Беньофф, 1957). обстоятельный анализ характера тектонических процессов в таких зонах дан в работе П. Н. Кропоткина (1972), в которой автор, рассматривая, в частности, островные дуги Дальнего Востока, делает вывод о миграции внешних геосинклиналей в сторону современных желобов. В связи с этим кажется целесообразным провести аналогичную оценку горизонтальных напряжений, обуславливающих наблюдаемые нами явления именно для зоны надвига.

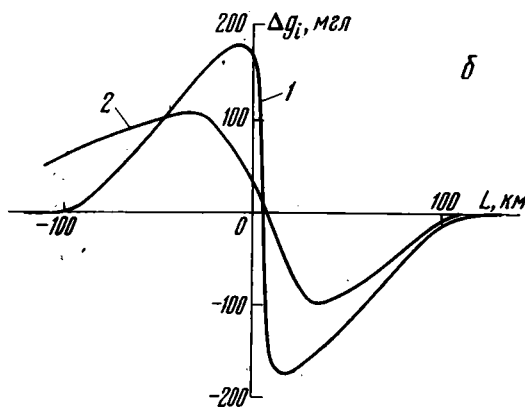
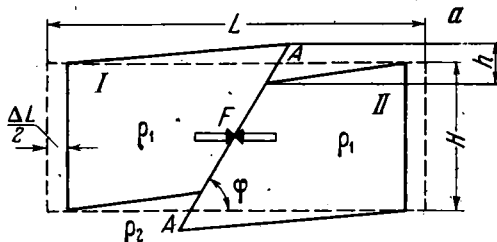
Сейсмическими исследованиями установлен целый ряд границ и неоднородностей как в самой коре, так и в переходном слое от нее к мантии Земли. В целях максимального упрощения задачи мы откажемся от учета таких неоднородностей и разделения коры на слои «гранитный» и «базальтовый» и примем, что граница между земной корой и субстратом разделяет два однородных по своим свойствам материала. Принятое допущение можно считать правомерным, так как нас интересует только механическое взаимодействие двух блоков земной коры и субстрата под ними.

Итак, мы будем использовать простую модель (см. рис. 1, а). Два жестких блока I и II, имеющих плотность  $\rho$ , находятся в исходном положении (пунктир). Их разделяет под углом  $\varphi$  плоскость AA. Под воздействием горизонтально направленной силы  $F$  блоки перемещаются относительно друг друга вдоль плоскости AA и удерживаются в новом



положении (сплошные линии). Движение по срезу происходит без трения, т. е. учитывается только гравитационный эффект. Находящийся под блоками субстрат плотностью  $\rho_2$  полностью перераспределяется в соответствии с перемещением блоков как пластичное вещество или жидкость. Это условие отражает более низкие (на несколько порядков) значения вязкости субстрата по сравнению с литосферой.

На рис. 1, б (кривая 1) представлен профиль изостатических аномалий силы тяжести, рассчитанный для случая следующих размеров и плотностей:  $L=2 \cdot 10^7$  см,  $H=3 \cdot 10^8$  см,  $h=3 \cdot 10^5$  см,  $\varphi=64^\circ$ ,  $\rho_1=2,75$  г/см<sup>3</sup>,  $\rho_2=3,25$  г/см<sup>3</sup>. Полученный профиль аналогичен профилям изостатических аномалий силы тяжести



а — принятая модель надвига. Обозначения в тексте; б — профили изостатических аномалий: 1 — рассчитанный для нашей модели; 2 — полученный в работе М. Е. Артемьева (1966) для направления СЗ—ЮВ в северной Японии

ских аномалий силы тяжести (кривая 2), наблюдаемым в зонах островных дуг и надвигов (Артемьев, 1966), что говорит о достаточной близости принятой модели к действительности. Некоторое несоответствие кривых 1 и 2 может быть объяснено более сложным, чем принято в нашей схеме, распределением масс в реальном случае.

Без потери общности можно рассмотреть двумерную задачу. В таком случае все расчеты будут относиться к единице линейного размера блока, перпендикулярной плоскости рисунка. Для определения горизонтального напряжения воспользуемся приемом вычисления изменения гравитационной энергии системы блоков, описанным в работе Е. Н. Люстиха (1967), с той лишь разницей, что в нашем случае блоки перемещаются не параллельно сами себе и друг другу (см. рис. 1, а), а с некоторым изломом, что, на наш взгляд, более правильно отражает действительное положение вещей. С учетом этой

модификации перемещение центра тяжести следует уменьшить вдвое, и тогда выражение для накопившейся при сжатии гравитационной энергии примет вид:

$$E = \frac{K}{2(1+2K)} \rho_1 g \delta L H^2 \quad (1)$$

где  $\rho_1$ ,  $L$ ,  $H$  — уже обозначенные величины;  $\delta$  — единичный линейный размер блока, включенный в формулу для сохранения размерности;  $g$  — ускорение силы тяжести;  $K$  — половина относительного сжатия, т. е.  $K = (\Delta L/2L) < 0$ .

Формула (1) получена в результате сжатия пластичного вещества, ограниченного пунктирным контуром объема к другому контуру со сто-

<sup>1</sup> Подсчет производился на ЭВМ по соответствующей программе.

ронами ( $L-\Delta L$ ) и ( $H+\Delta H$ ). Опираясь с твердыми блоками, нужно, вообще говоря, учитывать добавочную работу ( $\Delta e$ ), необходимую для создания надвига вместо подъема уровня пластичного вещества при сжатии. Однако соответствующая проверка показала, что в нашем случае ее вклад не превышает  $0,2E$ . Этот факт, а также очевидное  $1 \gg \Delta L/L$  позволяют без ущерба для точности использовать для практических расчетов следующее соотношение:

$$E = \frac{\Delta L}{4} \rho_1 g \delta H^2. \quad (2)$$

Разделив это выражение на  $H\Delta L\delta$ , получаем простую формулу для горизонтального напряжения:

$$\sigma = \frac{1}{4} \rho_1 g H \quad (3)$$

При принятых характерных размерах блоков находим численное значение  $\sigma \approx 2000 \text{ кг/см}^2$ . Таким образом, горизонтальное напряжение в литосфере при наших построениях достигает примерно четверти величины стандартно вычисляемого гидростатического давления. В реальных условиях функция  $\sigma=f(H)$ , т. е. негидростатическая компонента давления, в связи со значительным уменьшением вязкости с глубиной должна пройти через максимум в интервале глубин от нуля до подошвы литосферы. Качественный анализ условий температуры и давления в литосфере указывает на вероятное существование максимума горизонтальных напряжений в области глубин 10—40 км (Кропоткин, 1971), где, собственно, и наблюдается основное выделение сейсмической энергии.

Судя по величине изостатических аномалий, различающихся в надвинутом и подвинутом крыльях вблизи зон Бенюффа на 100—400 мгл, и по подсчетам, сделанным на основании профилей ГСЗ (с переходом от скоростей сейсмических волн к соответствующим плотностям слоев земной коры), разность величины геостатического (гидростатического) давления достигает 500—1500 кг/см<sup>2</sup>. При угле наклона поверхности надвига (или поддвига)  $\varphi=45^\circ$  это соответствует (по формуле  $\sigma = \Delta p \operatorname{tg} \varphi$ ) наличию горизонтально ориентированных сил в земной коре, превышающих геостатические напряжения ( $p = \rho g z$ , где  $z$  — глубина от поверхности) на 500—1500 кг/см<sup>2</sup> и действующих вкост простирания разрыва.

В целом приведенная оценка горизонтального напряжения находится в хорошем согласии с результатами других авторов, использовавших более сложные приемы вычислений. Заметим, что в нашем расчете не учитывались силы трения, а также действие выталкивающей силы на погружаемое в более плотный субстрат крыло одного из блоков. Безусловно, учет этих сил должен привести к несколько большим значениям горизонтальных напряжений.

Работа выполнена в тектоно-геофизической лаборатории Геологического института АН СССР под руководством члена-кор. АН СССР П. Н. Кропоткина.

#### Литература

- Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., «Наука», 1966.  
 Артемьев М. Е., Дубровский В. А., Камбаров Н. К. Сейсмичность и изостазия.— Внутреннее строение Земли и планет, 1972, № 6.  
 Артюшков Е. В. Горизонтальные напряжения в изостатически уравновешенной литосфере.— Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 5.  
 Балакина Л. М., Введенская А. В., Мишарина Л. А., Широкова Е. И. Напряженное состояние в очагах землетрясений и поле упругих напряжений Земли.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1967, № 6.

- Беньюфф Г. Сейсмические данные о строении коры и тектонической деятельности.— В кн.: Земная кора. Изд-во иностр. лит., 1957.
- Исаев Е. Н., Ушаков С. А., Гайнанов А. Г. Геофизические данные о закономерностях структуры коры в северной части Тихоокеанской переходной зоны.— В сб.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М., «Наука», № 9, 1972.
- Кропоткин П. Н. Напряженное состояние земной коры по измерениям в горных выработках и геофизическим данным.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.
- Кропоткин П. Н. Характер тектонических процессов в островных дугах Дальнего Востока и их возраст.— В сб.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М., «Наука», № 9, 1972.
- Кропоткин П. Н. Тектонические напряжения в земной коре по данным непосредственных измерений. В сб.: «Напряженное состояние земной коры». М., «Наука», 1973.
- Люстих Е. Н. Энергетика наклонного разрыва в верхней мантии.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1967, № 5.
- Турчанинов И. А., Марков Т. А. Влияние новейшей тектоники на напряженное состояние пород в Хибинских апатитовых рудниках. Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1966, № 8.
- Ушаков С. А. Вязкость и динамические процессы в коре и верхней мантии Земли. Вестн. МГУ. Сер. геол., 1968, № 1.
- Ушаков С. А., Красс М. С. Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М., «Недра», 1972.
- Hast N. The state of stresses in the upper part the Earth's crust. Tectonophysics, 1969, v. 8, No. 3.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
3 апреля 1974 г.

УДК 551.242.4 (53)

В. В. КУЛАКОВ, И. А. МИХАЙЛОВ

## ОПЫТ ПОДСЧЕТА ОБЪЕМА БАЗАЛЬТОВЫХ ИЗЛИЯНИЙ В РИФТАХ ЗАПАДНО-АРАВИЙСКОЙ ЗОНЫ

Западно-Аравийская (Левантийская) рифтовая зона, включающая грабены Акабского залива, Мертвого моря, Бекаа и Рхаба (Милановский, 1973; Пикар, 1970), является одной из интереснейших в тектоническом отношении структур Восточно-Африканского орогенического пояса. Согласно существующим представлениям (Хаин, 1971), формирование Западно-Аравийской рифтовой зоны происходило в два этапа. На первом этапе, который закончился в палеогеновом периоде, образовались обширные, линейно-вытянутые в меридиональном направлении сводовые поднятия. Возможно причиной роста сводов, как отмечает В. Е. Хаин (1971), является разогрев и разуплотнение верхней мантии, которые сопровождаются притоком под свод наиболее легких ее дериватов. Второй этап, начавшийся в миоценовое время, характеризуется «обрушением» осевой части свода по системе субпараллельных разломов и образованием узких грабенов-рифтов (Акабского залива, Мертвого моря, Бекаа, Рхаба). Процесс обрушения сводов сопровождается массовыми излияниями подкорового вещества (базальтов), начиная с миоценовой и до современной эпохи включительно. Об этом свидетельствуют многочисленные лавовые поля и потоки базальтов миоценового, плиоценового, четвертичного и современного возрастов, известные в Сирии и в соседних районах. Вполне очевидно, что подобный механизм геологических процессов будет также подтверждаться балансом масс, т. е. иначе говоря, объем обрушенной массы горных пород в пределах

Таблица 1

Рифтовые впадины	Выделенные призмы подсчета	Площадь, км <sup>2</sup>	Высота с учетом мощности неоген-четвертичных отложений, км	Объем призм, км <sup>3</sup>	Общий объем, км <sup>3</sup>
Залив Акаба	Южная часть залива Акаба	1800	3,7	6660	9811
	Северная часть залива Акаба	1312,5	2,4	3151	
Впадина Мертвого моря	Вади-эль-Араба	1562,5	1,2	1880	9110
	Эль-Гор	1000	1,5	1500	
	Мертвое море	1500	1,8	3240	
	Иордан	1875	1,2	2250	
	Хула	200	1,2	240	
Бекаа	Бекаа	1562,5	2,2	3438,6	3588,6
	Эль-Хермил	150	1,0	150	
Рхаб	Дейр-Шемил	263	1,1	289	1277
	Рхаб	750	1,2	900	
Итого	Харим	125	0,7	88	23787

рифтовых впадин должен быть равен или близок объему излившихся пород. Ввиду исключительно благоприятных геологических и тектонических условий такой расчет возможно сделать для Западно-Аравийской рифтовой зоны. Для подсчета массы обрушенных пород в пределах ее современных морфологических очертаний нами было выделено 12 призм (табл. 1). При этом мощность молодых неоген-четвертичных отложений, выполняющих дно впадин, была условно принята за 200 м и также включалась в подсчет.

В пределах рассматриваемой территории базальты, обнаруживающие пространственную и генетическую связь с рифтовыми впадинами, слагают ряд полей и покровов. Наиболее крупными из них являются громадные Хауранское и Галилейское поля, очевидно составляющие одно целое. Базальтовое поле несколько меньших размеров отмечается в районе г. Хомса. Небольшие покровы базальтов развиты на северной окраине Рхаба, в окрестностях г. Халеб и др. Прежде чем изложить результаты подсчета, необходимо отметить, что потоки базальтов, изливаясь, вкладывались в существовавший к этому времени рельеф, а затем

Таблица 2

Покровы базальтов	Площадь развития, км <sup>2</sup>	Средняя мощность, км	Объем, км <sup>3</sup>
Покровы района г. Хомса	1900	0,2	380
Покровы района г. Халеб	6500	0,02	130
Покровы севера впадины Рхаба	140	0,01	2,8
Итого			513,0

подвергались частичной эрозии. Ввиду этого на основании анализа геологического материала (Поникаров и др., 1969) нами вводилась соответствующая поправка для учета данных факторов путем экстраполяции площади выходов базальтов, усреднения их мощности и т. д. Для небольших покровов, развитых в районе Хомса, Халеба и на севере впадины Рхаба, подсчет был проведен по блокам (табл. 2).

Что же касается Хауранского и Галилейского полей, то здесь была применена другая методика. Для наиболее изученной их части, расположенной в пределах Юго-Западной Сирии, подсчитать объем излившихся базальтов можно сравнительно точно. Он составляет  $12\,096 \text{ км}^3$ . Затем была определена величина объема излившихся пород, приходящегося здесь на единицу площади —  $0,55 \text{ км}^3$  (при площади  $21\,720 \text{ км}^2$ ). Общая же площадь Хауранского и Галилейского полей составляет  $46\,000 \text{ км}^2$ , поэтому объем излившихся базальтов равен  $25\,300 \text{ км}^3$ .

Таким образом, общий объем излившихся пород  $25\,813 \text{ км}^3$  ( $25\,300 + 513,0 \text{ км}^3$ ) близок к объему пород, обрушившихся в пределах рифтовых впадин ( $23\,787 \text{ км}^3$ ).

#### Литература

Поникаров В. П., Казьмин В. С., Козлов В. В. и др. Сирия. Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Л., «Недра», 1969.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., «Недра», 1971.

Трест «Зарубежгеология»

Статья поступила  
11 июня 1973 г.

**КРИТИКА И ДИСКУССИИ**

УДК 551.242.31 (574)

**В. М. ШУЖАНОВ****О СТАТЬЕ Ю. А. ЗАЙЦЕВА «ОБ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СОДЕРЖАНИИ „ПЕРЕХОДНОГО“ ЭТАПА НА ПРИМЕРЕ КАЗАХСТАНА И СРЕДНЕЙ АЗИИ» (ГЕОТЕКТОНИКА, 1972, № 5)**

Статья Ю. А. Зайцева посвящена проблемам постгеосинклинального развития складчатых областей и соотношения собственно геосинклинальных и постгеосинклинальных образований. Главные положения, выдвигаемые автором, таковы.

1. В каледонской области Казахстана и Северного Тянь-Шаня следует выделять два доплатформенных комплекса — геосинклинальный и «квазиплатформенный»; истинно орогенные образования здесь отсутствуют, а то, что обычно относится к орогенным, противоречит историко-геологическому содержанию этого термина и должно именоваться «квазиплатформенным».

2. Сарысу-Тенизская зона и Большой Каратау — самостоятельные варисийские структуры в каледонской области Казахстана, близкие по истории развития и типу разреза миогеосинклиналиям.

Доказательства выдвинутых положений базируются, по сути дела, только на материалах по западной части Центрального Казахстана. Анализ этих материалов привел Ю. А. Зайцева к неизбежному и давно известному выводу: «Сарысу-Тенизская «зона» отличается от смежных (Тенизской и Джезказганской) наличием и широким распространением девонских отложений, большими мощностями карбонатной формации, линейным планом вертикальных движений» и т. д. (стр. 106). Вывод обоснованный, но он вовсе не указывает на то, что в каледонидах Казахстана нет типичных орогенных формаций, что «квазиплатформенному» этапу предшествует геосинклинальный, что Сарысу-Тенизская зона — варисийская миогеосинклиналь и пр. Вызывает недоумение попытка Ю. А. Зайцева делать широкие обобщения по данным одного региона, не учитывая фактического материала по остальной части Казахстана и Киргизии, не говоря уже о каледонидах Сибири и Европы. Создается впечатление, что именно поэтому в статье сделаны необоснованные выводы, противоречащие современным сведениям.

Давно предполагалось и теперь подтверждено многочисленными работами, что каледонская область Казахстана (здесь и далее в понимании Ю. А. Зайцева) была разбита в среднем палеозое на разновеликие блоки. Тенизский, Кокчетавский, Сарысу-Чуйский, Ерементавский, Бошекульский, Улутауский, Булаттауский и другие менее крупные блоки превратились в раннедевонское (или позднесилурийское) время в горные поднятия, где нижне- и среднедевонские отложения практически отсутствуют и верхний девон — нижний карбон залегает непосредственно на каледонских образованиях. Одновременно с поднятиями между ни-

ми формировались конседиментационные впадины с мощным терригенным осадконакоплением и базальтовым вулканизмом на Шидертинском, Селетинском, Сарысу-Тенизском (Каракенгир-Жаксыконском), Западно-Бетпакдалинском блоках.

Крупные впадины — Шидертинская, Селетинская, Каракенгир-Жаксыконская («Сарысу-Тенизская миогеосинклиналь» Ю. А. Зайцева), Западно-Бетпакдалинская — одной стороной примыкают к «девонскому вулканическому поясу», а другими — к каледонским глыбовым поднятиям. Менее крупные — Кишкенесорская, Кастекская и другие впадины — располагались внутри каледонид. Структурная позиция впадин предопределила состав обломочного материала девонских моласс: вулканомиктовый у бортов, прилегающих к «поясу», и полимиктовый — у каледонских поднятий.

Отложения среднепалеозойских впадин налегают на каледонские образования с региональным несогласием, но структурные соотношения их с нижним палеозоем более сложные, чем пишет об этом Ю. А. Зайцев. На большей части Шидертинской, Селетинской и Каракенгир-Жаксыконской впадин это несогласие структурное, и только на отдельных небольших участках (до 10 км длиной) оно параллельное (Тихомиров, 1958; Никитина, Шужанов, 1972). В западной Бетпак-Дале и на Чу-Балхашском водоразделе несогласие носит стратиграфический характер и достоверно устанавливается только после находок органических остатков. В бассейне р. Жингельды (могильник Кипчакбай) фаунистически охарактеризованные отложения верхнего ордовика и нижнего девона с флорой образуют единую складчатую структуру на участке протяженностью более 60 км. В окрестностях гор Джамбул, Хантау, в междуречье рек Бота-Борум, Тесик, Жидели, Копалысай и Ащису эти же отложения на протяжении более 200 км залегают без видимого углового и азимутального несогласия, хотя из разреза местами выпадает весь силур.

Разрезы среднего палеозоя во всех межгорных впадинах каледонид Казахстана, в том числе и в Каракенгир-Жаксыконской (Сарысу-Тенизский водораздел), начинаются нижнедевонской (возможно, с элементами верхнего силура) континентальной молассой, а не средне- и верхнедевонской формацией, как утверждает Ю. А. Зайцев. Это очень важно, так как позволяет установить одновременность заложения и общность в развитии всех среднепалеозойских впадин каледонской области Казахстана, юга Сибири и Европы.

Нижнедевонская моласса насыщена в Шидертинской, Селетинской, Западно-Бетпакдалинской и во впадинах Чу-Илийских гор и Заилийского Алатау эффузивами основного состава. Главные компоненты ее — конгломераты, часто вулканомиктовые, андезитобазальтовые, базальтовые и андезитовые порфириды, местами с повышенной щелочностью; второстепенные — песчаники, гравелиты, трахиты и реже дациты.

Эта формация по составу, строению, петрохимическим особенностям вулканитов и их металлогенической специализации (медь) очень похожа на нижнедевонскую субщелочную базальтовую формацию Минусинских впадин. Нижнедевонская моласса Сарысу-Тенизского водораздела и Улутауского района отличается от рассмотренной только меньшим количеством вулканических пород, представленных единичными пластами андезито-базальтовых порфиритов и мелкообломочных (аллохтонных) туфов кислого состава. По характеру строения и литофациальным особенностям отложений эта моласса близка нижнедевонской безэффузивной красноцветной формации Кишкенесорской и Рыбинской впадин Казахстана и Сибири, «древнему красному песчанику» о. Шпицберген, Норвегии, Северной Земли.

Среднедевонско-франские отложения во всех среднепалеозойских впадинах Казахстана слагают пестроцветную вулканогенно-осадочную

(андезито-базальтовую) формацию, очень похожую по всем геологическим признакам и петрохимии эффузивов на жаксыконскую серию Сарысу-Тениза. Эта формация залегает на нижнедевонской без видимого несогласия внутри впадин и резко несогласно — на образованиях каледонского фундамента по их периферии. Базальные отложения ее «сползают» с нижнего девона на древние толщи у бортов впадин; местами ими выполнены поперечные «провалы», ориентированные поперек каледонских структур, где эти отложения залегают непосредственно на допалеозое и нижнем палеозое (Улутауский, Ерементауский, Булаттауский антиклинории), что указывает на значительное расширение межгорных впадин в среднем девоне.

Вулканогенно-терригенная формация Шидертинской, Западно-Бетпакдалинской, Кишкенесорской и Кызылжокской впадин, как и жаксыконская серия «Сарысу-Тенизской миогеосинклинали», состоит из трех частей: нижней, красноцветной туфотерригенной, средней, живетской пестроцветной терригенно-андезито-базальтовой с пластами известняков, медистых песчаников, мергелей, и верхней, красноцветной песчано-конгломератовой, местами с мощными пачками базальтоидов. Симптоматично, что эффузивы этой формации представлены повсеместно, в том числе и в районе Улутау и Сарысу-Тениза, непрерывным рядом от оливкового базальта и трахибазальта до андезита и трахиандезита, иногда трахита. Мощность формации на северо-востоке каледонид Казахстана от 800—900 м, в западной Бетпак-Дале не менее 2500 м, в районе Кишкенесорских мульд более 4000 м, в Чу-Илийских горах (гора Кызылжок) до 3500 м. Площадь выходов этой формации соответственно исчисляется в 15 тыс. км<sup>2</sup> в первом, 11 тыс. км<sup>2</sup> — во втором регионе и т. д., и вполне сопоставима (около 22 тыс. км<sup>2</sup>) с Сарысу-Тенизским и Улутауским районами, вместе взятыми. Показательно, что вулканогенно-осадочная формация каледонид Казахстана, включая «Сарысу-Тенизскую миогеосинклираль», близка по формационным признакам, структурным (характеру складчатых структур, соотношению с образованиями каледонского фундамента и нижнего девона) и фациальным особенностям отложений одновозрастным формациям каледонид юга Сибири. Формационным аналогом вулканогенно-терригенной молассы Казахстана, по-видимому, является средне- и верхнедевонская формация минусинских впадин (Лучицкий, 1960), терригенно-базальтовая формация среднего девона Рыбинской и Кузнецкой впадин.

Вулканогенно-осадочные толщи среднего — верхнего девона каледонид Казахстана перекрыты повсеместно трансгрессивной серией верхнего девона — нижнего карбона. В эту серию входят, как известно, в Шидертинской впадине прибрежно-морские карбонатно-терригенные отложения с фауной франского яруса, в Селетинской впадине и на востоке Кокчетавского поднятия (Коксенгирская, Богембайская и другие мульды) — морские осадки фамена. Поэтому парадоксально высказывание Ю. А. Зайцева, что в каледонидах Казахстана «Фаменское море из геосинклиналей трансгрессировало только в прогибы Сарысу-Тенизской зоны и Большого Каратау...» (стр. 108). Позднедевонское море проникло прежде всего на площадь Шидертинской впадины, позднее, в раннем фамене, распространилось до поднятий Кокчетау и Улутау, в начале турне — почти на всю остальную площадь каледонского пеплена (Быкова, 1960).

В низах трансгрессивной серии залегает красноцветная песчано-конгломератовая моласса верхнего девона со скользящей (от низов фамена до турне) верхней границей. Аналогом ее является вторая верхняя красноцветная молассовая формация А. А. Моссаковского (1963) в каледонидах Сибири, «верхний древний красный песчаник» в Европе. Она связана, как известно, постепенным переходом с морскими отложениями и слагает с ними единые складчатые структуры. Красноцветная мо-



ласса развита почти во всех верхнедевонско-каменноугольных структурах каледонид Казахстана и «девонского вулканического пояса». На площади «пояса» и на среднепалеозойских поднятиях (Тениз-Кокчетавское, Джекказганское, Улугауское и др.) эта моласса лежит резко несогласно на девонских и более древних образованиях (Копяткевич, 1966; Мазарович и др., 1966; Зайцев и др., 1967; Шужанов и др., 1966). Соотношения отложений трансгрессивной серии с вулканогенно-терригенной формацией в «Сарысу-Тенизской миогеосинклинали» и во всех остальных среднепалеозойских впадинах более сложные, чем это представляется Ю. А. Зайцеву, который отмечает «... постепенные литологические переходы и общность палеотектонического плана... во время их накопления» (стр. 106).

Трансгрессивная серия лежит у восточного борта этой «миогеосинклинали» (зимовка Кумколь на р. Жаман-Кон, южнее пос. Барщин; слияния рек Жаксыкон, Талдысай, руч. Карасай) с четко выраженным структурным несогласием. Верхнедевонские валунные конгломераты перекрывают здесь различные части жаксыконской серии и местами нижний девон. В гальке конгломератов содержатся базальтоиды среднего девона, на что уже давно обратил внимание О. А. Мазарович и др. (1966). Примерно такие же соотношения наблюдаются и в Шидертинской структуре (Никитина, Шужанов, 1972), в грабен-синклинали Кокчетавского поднятия (Копяткевич, 1966), в Кишкенесорской и Кызылтузской структурах Бетпак-Далы (Тожмачева, 1971).

Во внутренних частях «миогеосинклинали» верхнедевонская моласса залегает на красноцветной толще жаксыконской серии без азимутального несогласия, но почти всегда в ее основании выделяется горизонт валунных конгломератов, местами с обломками среднедевонских базальтоидов, отсутствующих в подстилающих красноцветах. Верхнедевонские конгломерато-песчаниковые отложения обычно открывают разрез трансгрессивной серии, как это отмечает Ю. А. Зайцев, на большей части Тенизской и Джекказганской впадин, а также на Улугауском, Карсакапайском и Арганатинском поднятиях (Зайцев и др., 1967). Отметим, что накоплению позднедевонской молассы предшествовало внедрение верхнедевонских гранитоидов на площади «девонского вулканического пояса» и некоторых каледонских поднятий (Мазарович и др., 1966; Шужанов, 1966, 1967). Приведенные данные не позволяют говорить о тесной связи известняковой и вулканогенно-терригенной формаций на Сарысу-Тенизском водоразделе и скорее отрицают наличие таковых. Сомнительна и «...общность палеотектонического плана во время их накопления» (стр. 106). Формирование средне- и верхнедевонских моласс происходило только в межгорных впадинах, окруженных горными поднятиями, в условиях дифференцированных глыбовых движений; формирование карбонатной формации — почти на всей пенепленизированной области каледонид при спокойном, но неравномерном погружении каледонских блоков. Отметим, что известные сейчас данные позволяют очень многим геологам, в том числе и Ю. А. Зайцеву, относить верхнедевонско-нижнекарбонный комплекс отложений к самостоятельному этапу седиментации в Казахстане.

Карбонатная формация характеризуется, как отмечает Ю. А. Зайцев, на Сарысу-Тенизском водоразделе большими мощностями и их значительными градиентами, линейностью варисцидских глыбовых складок и их северо-западной ориентировкой. Перечисленные признаки этой формации, однако, присущи не только «Сарысу-Тенизской миогеосинклинали», но и всем среднепалеозойским впадинам каледонид. Мощности карбонатной формации, например, в Борлы-Акжарской, Тенгиз-Куржункульской структурах Шидертинской впадины меняются, как известно, от 350 до 900 м, в Кишкенесорской и Кызылтузской структурах — от первых сотен до 1500 м. Большие мощности карбонатных отло-

жений указывают только на унаследованность знака тектонических движений с раннего девона до раннего карбона на площади среднепалеозойских впадин, в том числе и в Каракенгир-Жаксыконской.

Северо-западная ориентировка (280—320°) верхнедевонско-нижнекаменноугольных структур не является особенностью Сарысу-Тенизского водораздела, а характерна для всего Центрального Казахстана. В каледонской области 16 структур (из 21), а на площади «девонского вулканического пояса» 22 из 26 субпараллельны (300—320°) грабен-синклиналям Сарысу-Тенизского водораздела. Очевидно поэтому в районах с близмеридиональным простиранием каледонских дуг эти структуры располагаются поперек простирания древних образований (Кирейский, Улутауский, Ереметауский антиклинории). Субпараллельная ориентировка грабен-синклиналей и удлиненных мульд обусловлена в Центральном Казахстане одними общими для всех регионов тектоническими причинами, поэтому нет достаточных оснований объяснять близширотное направление глыбовых складок Сарысу-Тенизской зоны структурными связями с варисцидами.

На основании описанных данных можно говорить о следующем.

1. В каледонидах Казахстана обособляется комплекс континентальных андезито-базальтовых молассовых формаций девона, залегающих между геосинклинальными и «квазиplatformенными» образованиями. Этот комплекс отражает единый и общий для всех каледонских областей Евразии этап, характеризующийся орогеническими условиями образования девонских (до фаменских) формаций. Именно этот этап является «ороженным». Формации позднего девона — перми резко отличаются и структурно отделяются от девонских ороженных моласс и вполне обоснованно могут рассматриваться как самостоятельные образования «субplatformенного» (Афоничев, Боровиков), «парагеосинклинального», в понимании Г. Штилле (Ляпичев, Каюпов и др.) этапа (стадии) развития каледонид. В. Е. Хаин (1964) именoval эту стадию «квазиplatformенной». Она начинается в период, «когда после интенсивных движений, магматизма и метаморфизма наступает временный спад тектонической активности, знаменующийся затуханием дифференциальных движений, накоплением карбонатных... формаций... и слабым базальтовым вулканизмом... квазиplatformенная «интермедия» имела место... в западной части Центрального Казахстана в верхнем девоне, нижнем карбоне, после каледонской складчатости» (стр. 193).

2. Вертикальный формационный ряд «Сарысу-Тенизской миогеосинклинали» не отличается от рядов, присущих каледонским областям Евразии, что однозначно указывает на принадлежность этой «миогеосинклинали» к структурам ороженного этапа, которые принято называть «межгорными впадинами», или «прогибами».

Кстати отметим, что среднепалеозойские впадины и прогибы являются важным элементом палеозойской структуры каледонид Евразии, как это показали известные работы Н. С. Зайцева, И. В. Лучицко, А. А. Моссаковского и др. по Алтае-Саянской области, а также анализ «Тектонической карты Евразии» под редакцией А. Л. Яншина. Эти впадины начали выделяться в Казахстане давно («Чидерты-Улентинская депрессия» З. М. Старостиной), но затем о них, к сожалению, «забыли». На тектонических схемах Казахстана, согласно существующим сведениям по палеозою, должны показываться, наряду с другими структурными элементами, среднепалеозойские (Шидертинская, Каракенгир-Жаксыконская и др.) и позднепалеозойские (Тенизская и др.) впадины, а не только последние, как это сделано на схемах Н. А. Афоничева и Л. И. Боровикова, Е. Д. Шлыгина, Ю. А. Зайцева и др. Не вдаваясь в дискуссию о правомерности выделения на тектонических схемах Казахстана «девонского вулканического пояса», отметим, что современные материалы скорее всего свидетельствуют о принадлежности магма-

тических образований девона к послескладчатым орогенным образованиям соответствующей (позднекаледонской, по Н. Г. Марковой) складчатой области. Вопрос о самостоятельности «девонского вулканического пояса» как тектоно-магматической структуры может обсуждаться, таким образом, лишь в аспекте соотношения собственно геосинклинальных и орогенных образований геосинклинальных областей.

В заключение остановимся на некоторых неточностях, допущенных в рассматриваемой статье. Ю. А. Зайцев выделяет (рис. 3) область значительной (до 3,5—4,0 км) мощностью карбонатной формации и включает в нее юг Караганды, восток Сарысу-Тенизского водораздела, Атасуйский и Успенский районы.

Общезвестно, что мощность карбонатных отложений на самом деле превышает в указанных районах 1000—1600 м, причем это арифметическая сумма максимальных мощностей фаменского, турнейского и местами визейского ярусов. В единых разрезах она редко превышает 500—600 м.

Тюлькубашская свита, согласно последним данным (Геология СССР, т. XL), относится к франскому ярусу, и, следовательно, заложение «миогеосинклинали Большого Каратау» произошло не в средне-, а в позднедевонское время, т. е. примерно одновременно с Тенизской и Джекказганской впадинами. Кстати, формационный ряд этой «миогеосинклинали» и отмеченных впадин одинаков, и нет оснований пересматривать точку зрения А. А. Богданова, В. В. Галицкого и других о принадлежности Каратау к каледонской области.

На схеме основных структурных элементов палеозоя Казахстана (рис. 1), см. знак 5-краевой вулканический пояс по А. А. Богданову изображен не так, как на схемах А. А. Богданова, — изменена конфигурация и местами границы пояса. В состав пояса включены, например, Чу-Балхашский водораздел и юго-западная часть Бетпак-Далы, которые А. А. Богданов (1965) относил к каледонидам, так как девонские формации этих районов резко отличаются составом и строением от одновозрастных образований вулканического пояса и однотипны молассам каледонид (район рек Шидерты, Селеты, Заилийского Алатау и др.).

## Литература

- Анатольева А. И. Сравнительная характеристика девонских отложений Саяно-Алтайской складчатой области. М., «Наука», 1964.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1965, № 6.
- Быкова М. С. Стратиграфия и фациальные комплексы верхнего девона и нижнего карбона Центрального Казахстана. Тр. ИГН им. К. И. Сатпаева АН КазССР, Алмата, «Наука», 1960.
- Галицкий В. В. Большой Каратау и отроги Талгарского Алатау. Геология СССР, т. XL, М., «Недра», 1971.
- Зайцев Ю. А., Голубовский В. А., Петренко А. З., Марьенко Ю. М. Геологическая позиция марганцевого оруденения в красноцветных девонских отложениях Джекказганского района. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1967, № 2.
- Копятевич Р. А. Некоторые черты орогенного этапа развития Северного Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1966, № 6.
- Луцицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Мазарович О. А., Малиновская С. П., Обручева О. П., Фрейзон В. М., Юрина А. Л. К стратиграфии девонской системы Сарысу-Тенизского водораздела. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1966, № 4.
- Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Никитина Л. Г., Шужанов В. М. Строение и магматизм среднепалеозойских межгорных впадин Центрального Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1972, № 5.

- Тихомиров В. Г.* Черты унаследованности в развитии палеозойских структур Сарысу-Тенизского поднятия.— Сов. геология, 1958, № 4.
- Токмачева С. Г.* Чу-Балхашский район. В кн.: Геология СССР, т. XL. М., «Недра», 1971.
- Хаин В. В.* Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.
- Шужанов В. М., Давиденко В. В.* Особенности строения верхнедевонско-нижнекаменноугольных структур Атасу-Успенского района и вопросы размещения оруденения атасуйского типа.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1966, № 4.
- Шужанов В. М.* Орогенный этап развития каледонид Центрального Казахстана. В сб.: Матер. первой Республиканской научно-теор. конф. молодых геол. КазССР. Алма-Ата, «Наука», 1968.

Институт геологических наук  
АН КазССР  
Алма-Ата

Статья поступила  
12 декабря 1972 г.

## ХРОНИКА

УДК 551.243(476+474)

## СОВЕЩАНИЕ ПО РАЗЛОМАМ БЕЛОРУССИИ И ПРИБАЛТИКИ

Комиссия по тектонике Белоруссии и Прибалтики Межведомственного тектонического комитета, организованная в марте 1972 г. в Минске, каждый весной проводит годичные совещания. III годичное совещание, состоявшееся 27—29 мая 1974 г. в Риге, было посвящено проблемам изучения разломов Белоруссии и Прибалтики.

В совещании приняло участие около 80 представителей от 12 научно-исследовательских и производственных организаций Минска, Вильнюса, Риги, Таллина, Калининграда и других городов.

На совещании было заслушано 10 докладов, в которых освещены следующие основные вопросы: 1) разломы Белоруссии (Р. Е. Айзберг, Р. Г. Гарецкий); 2) о системе разломов, контролирующей нефтеносные структуры Прибалтики (В. В. Орленок, К. А. Сакалаускас, П. И. Сувейздис); 3) о конседиментационном развитии разрывных нарушений Калининградской области (В. А. Шустов); 4) разломная тектоника северной Прибалтики и южной Фенноскандии (В. А. Пуура); 5) структура и разрывные нарушения карбонатной толщи ордовика северо-восточной Эстонии (Р. М. Вахер); 6) разрывные дислокации в фундаменте и нижнем этаже чехла Латвийской ССР (Л. Э. Берзинь и др.); 7) Калининградское локальное поднятие — крупнейшая нефтеносная структура Прибалтики (Ю. В. Казанов, В. А. Шустов, Г. И. Гуревич); 8) связь современного рельефа дна Балтийского моря с глубинным геологическим строением на примере структуры «Лиепай — море» (И. А. Тимофеев и др.); 9) история развития региональных разломов Припятского прогиба (В. С. Конюшев); 10) работа советских геологов в рифтовой зоне Восточной Африки (Я. Д. Федоренко).

В обсуждении докладов приняли участие Р. Г. Гарецкий, П. И. Сувейздис, Р. Е. Айзберг, К. Я. Спрингис, Б. Л. Афанасьев, З. А. Горелик, А. А. Фрейманис, В. Л. Фишер, Л. Э. Берзинь, А. Я. Луц и др.

В последнее 10-летие в связи с проведением нефтепоисковых и других исследований на территории Белоруссии и Прибалтики выполнены большие объемы геофизических и буровых работ. В результате установлена довольно густая сеть разрывных нарушений как в фундаменте, так и в осадочном чехле. Достоверность выделения разломов неодинакова: в северной и западной Прибалтике разломы установлены сейсмическими исследованиями, подтверждены бурением, прослежены в шахтах, в восточной и южной ее частях они выделяются в основном по данным электроразведки, гравиметрических и магнитных съемок. В пределах Прибалтики выделены зоны региональных разломов, системы разломов, ограничивающих валообразные поднятия, разломы, контролирующие расположение локальных малоамплитудных структур, с которыми связаны месторождения нефти. Это сбросы, иногда взбросы. Простираемость разломов изменяется от субширотного на границе с Белорусской антеклизой до северо-восточного в северной части. Выделяется система ортогональных разломов северо-западного простираения, которые являются экранами при миграции нефти. Разломы разновозрастны. Часть из них конседиментационно развивалась в течение всего раннего палеозоя, силура, раннего девона, другая образовалась в конце силура и в раннем девоне. Субмеридиональные разломы являются долгоживущими и играют большую роль при образовании нефтемещающих структур, так как проникают в осадочный чехол (включая породы нижнего девона). В вышележащих отложениях они проявляются как флексуры, зоны трещиноватости и т. д. Эти разломы фиксируются и на аэрофотоснимках.

Отмечена большая роль разломов в структурообразовании: как правило, структуры II и III порядков контролируются разломами. К разломам в карбонатной толще ордовика северо-восточной Эстонии приурочена сульфидная минерализация (свинцово-цинковая).

Существуют большие трудности при разделении разломов, не проникающих и проникающих в осадочный чехол, что связано с незначительными амплитудами последних.

На территории Белоруссии зоны разломов ограничивают структуры различных порядков. Разломы различаются по возрасту заложения и времени наиболее активного развития. Ряд разломов дорифейского заложения обнаружен только в фундаменте, эти разломы не проникают в осадочный чехол. Некоторые разломы раннепротерозойского заложения активизировались в венде, силуре и раннем девоне. Разломы раннефранского заложения и активного развития в позднем девоне и карбоне ограничивают Подляско-Брестскую впадину и Припятский прогиб с севера и юга. Припятский прогиб по поверхности фундамента и подсолевым отложениям имеет весьма сложное блоковое строение. В его пределах выделены зоны региональных и локальных разломов, которые заложены в бургское и активно проявились в евлановско-ливенское время. В развитии разломов выделены два этапа: позднефранский и елецко-каменноугольный. Различают разломы конседиментационные и постседиментационные. Разломы раннего заложения, длительного и преимущественно конседиментационного развития, контролируют структуры III и IV порядков, которые наиболее перспективны в нефтегазовом отношении; с их развитием связано формирование коллекторов. Контролируемые такими разломами отрицательные конседиментационные структуры благоприятны для формирования залежей каменных солей, углей и горючих сланцев. С разломами, активно проявившимися в венде и позднем девоне, связан основной, щелочно-ультраосновной и щелочно-базальтоидный магматизм.

Учитывая большую роль разломов в строении фундамента и чехла запада Русской плиты, а также в формировании месторождений многих видов минерального сырья, совещание рекомендовало включить в планы научно-исследовательских и производственных организаций Белоруссии и Прибалтики специальные исследования по проблемам разломной тектоники.

На совещании был заслушан отчет бюро о деятельности Комиссии по тектонике Белоруссии и Прибалтики и намечен план дальнейших работ.

*Р. Г. Гарецкий, Г. В. Зинюченко*

---

*Редакционная коллегия:*

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

*Адрес редакции:*

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

Технический редактор *Е. И. Дроздова*

---

Сдано в набор 6/III-1975 г. Т-02169 Подписано к печати 17/IV-1975 г. Тираж 2045 экз.  
Зак. 4474 Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Усл. печ. л. 10,5+1 вкл. Бум. л. 3<sup>3</sup>/<sub>4</sub> Уч.-изд. листов 11,5

---

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

В 312

БАВИЛОВА 31 К 1 КВ 92

ПУЦАРОВСКОМУ Д М

70228

1-12

Цена 1 р. 20 к.

Индекс 70228

## ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Готовятся к печати:

### РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ. 20 л. 2 р.

В книге на основе изучения гранитоидных ассоциаций докембрийских структур СССР выделены и охарактеризованы типы раннедокембрийских гранитоидных формаций и обсуждены возможные условия их образования. Рассматриваются формации гранитоидов, чарнокитов и мигматитов, свойственные разным типам структур раннего докембрия. Намечены отличия их от фанерозойских гранитоидных формаций, главным образом, в формах и масштабах проявления, а также в особенностях гранитообразующих процессов.

### Синица С. М. ГНЕЙСОВЫЕ КУПОЛА НЕРЧИНСКОГО ХРЕБТА В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ. 11 л. 1 р. 10 к.

В работе описаны мезозойские гнейсовые купола, из которых одни образованы только породами фундамента, другие построены с участием и фундамента и юрского покрова. Рассматриваются метаморфическая (термальная) и деформационная структуры куполов. Анализируются их соотношения во времени и пространстве. На этой основе обсуждается вопрос о природе гнейсовых куполов Нерчинского хребта.

### СТРУКТУРА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПРЕДБАЙКАЛЬСКОГО ПРЕДГОРНОГО ПРОГИБА. 12 л. 1 р. 20 к.

Авт.: Замараев С. М., Адаменко О. М., Рязанов Г. В. и др.

В работе рассмотрено строение кайнозойского Предбайкальского предгорного прогиба — структуры, являющейся тектонотипом предгорных прогибов, почти лишенных осадков. Описаны тектонические формы палеозойского субстрата, кайнозойские поверхности выравнивания и коррелятные им отложения в локальных впадинах, плейстоценовые педименты, глясисы, террасы. Показана роль карстовых процессов в формировании седиментационных бассейнов. Проведен анализ истории колебательных движений, закономерностей размещения третичных впадин и залежей высокоглиноземистых пород.

ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ КНИГ ПОЧТОЙ ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ  
ПО АДРЕСУ:

117464 МОСКВА, В-464, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»; 197110 ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига»; 252030 КИЕВ, ул. Ленина, 42; 630076 НОВОСИБИРСК, 91, Красный проспект, 51, а также в другие магазины «Академкнига».



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»