

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

4

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1976

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>Р. Г. Гарецкий, Г. В. Зиновенко.</b> Формирование крупных отрицательных структур древних платформ (на примере Подляско-Брестской впадины)	3
<b>Ю. В. Чудинов.</b> Расширение Земли как альтернатива «новой глобальной тектоники»	16
<b>М. И. Грудинин, Э. Л. Прудовский.</b> Офиолиты складчатого обрамления юга Сибирской платформы	37
<b>Н. Н. Целиков.</b> Тектонические пластины и меланж Медесского района Сакмарской зоны Урала	45
<b>А. Л. Книппер, С. Д. Соколов.</b> Офиолиты Веди (Армения): автохтон или аллохтон?	54
<b>А. З. Юзвицкий.</b> Новые данные о Томском шарьяже	67
<b>Е. Н. Меланхолина, В. М. Ковылин.</b> Тектоническое строение Японского моря	72
<b>С. С. Размыслова, Г. И. Слепакова.</b> О соотношении структурных планов осадочного чехла и фундамента Прикаспийской впадины	88
<b>А. В. Тарасов.</b> Об условиях образования инъективных дислокаций	94
<b>В. П. Лозиев.</b> Современная структура и типы локальных дислокаций Южно-Таджикской депрессии	102

## Краткие сообщения

<b>В. Н. Шолпо, Г. Д. Белоусов.</b> Определение величины относительной деформации пород Сванетского антиклинория по расплюснутым конкрециям	114
---	-----

## Критика и дискуссии

<b>В. А. Разницын.</b> О классификации авлакогенов (замечания к работам В. К. Гавриша о генетической классификации авлакогенов)	119
---	-----

## Хроника

Совещания по проекту «Офиолиты» Международной программы геологической корреляции (Швейцария, Иран, 1975 г.)	124
---	-----

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

JULY — AUGUST

MOSCOW

№ 4, 1976

## CONTENTS

R. G. Garetsky, G. V. Zinovenko. Formation of large negative structures of old platforms (on the example of the Podlyas-Brest depression) . . . . .	3
Yu. V. Chudinov. Expansion of the Earth as an alternative of «new global tectonics» . . . . .	16
M. I. Grudin, E. L. Prudovsky. Ophiolites of the folded framing of the south of the Siberian platform . . . . .	37
N. N. Tselikov. Tectonic plates and melange of the Medess region of the Sakmarian zone of the Urals . . . . .	45
A. L. Knipper, S. D. Sokolov. Ophiolites of Vedi (Armenia): autochthone or allochthone? . . . . .	54
A. Z. Yuzvitsky. New data on the nappe of Tomsk . . . . .	67
E. N. Melankholina, V. M. Kovylin. Tectonic structure of the Sea of Japan . . . . .	72
S. S. Razmyslova, G. I. Slepakova. On relationships of the structural plans of the sedimentary cover and basement of the Caspian depression . . . . .	88
A. V. Tarasov. On formation conditions of injective dislocations . . . . .	94
V. P. Loziev. The recent structure and types of local dislocations of the South-Tajik depression . . . . .	102
<b>Short communications</b>	
V. N. Sholpo, G. D. Belousov. Determination of the value of relative rock deformation of the Svanetian anticlinorium using flattened concretions . . . . .	114
<b>Criticism and discussion</b>	
V. A. Raznitsyn. On classification of aulacogens (remarks concerning the works by V. K. Garvish on the genetic classification of aulacogens) . . . . .	119
<b>Chronicles</b>	
Meetings on the project «Ophiolites» of the International Program of Geological Correlation (Switzerland, Iran, 1975) . . . . .	124

УДК 551.242.51 (476)

Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Г. В. ЗИНОВЕНКО

**ФОРМИРОВАНИЕ КРУПНЫХ ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ СТРУКТУР  
ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ****(на примере Подляско-Брестской впадины)**

Формирование Подляско-Брестской впадины связано с весьма сложной историей тектонической развития территории. Начиная с рифея, этапы интенсивного прогибания и осадконакопления сменялись этапами подъема и размыва, вулканическая деятельность сопровождалась излиянием лав основного и среднего состава, неоднократно возобновлялись тектонические движения вдоль разломов. Современная структура впадины создавалась в результате наложения и интерференции разновозрастных прогибов и впадин разного простирания, миграции их осевых частей.

Известно, что крупные отрицательные структуры древних платформ типа синеклиз, впадин и прогибов имели длительную и сложную историю развития (Шатский, 1945, 1946; и др.). Полученный в последнее десятилетие обширный фактический материал сейсморазведки и бурения позволяет более детально представить строение не только верхних частей осадочного чехла древних платформ, но и самых нижних его горизонтов. Он говорит о еще более сложной истории формирования крупных впадин и синеклиз древних платформ, чем это представлялось ранее. Их современная структура возникла в результате суммарного наложения и интерференции разновозрастных впадин и прогибов, простирание и оси наибольшего опускания которых мигрировали в пространстве и времени.

Синеклизы, впадины и прогибы являлись наиболее активными структурными элементами в развитии платформ. Они не только создавали современный облик разделяющих их антеклиз, массивов, сводов и крупных поднятий как областей более пассивного развития, образующих «настоящие петли сети» (Шатский, 1947), но и современная структура самих синеклиз, крупных впадин и прогибов возникла в результате суммарного воздействия разновременных и разнонаправленных процессов опускания.

Графическое изображение современного структурного плана плит наилучшим образом может быть показано с помощью изогипс поверхности фундамента, что и было сделано на известных тектонических картах СССР, Европы и Евразии, а также на многих региональных тектонических картах. Это и естественно, так как в строении современной поверхности фундамента запечатлены тектонические движения, которые произошли в течение всех этапов платформенного развития плиты. Поверхность фундамента любого крупного структурного элемента древних платформ типа синеклизы или антеклизы за эти этапы претерпела весьма сложные и разнообразные структурные преобразования, которые в конечном итоге привели ее к современному плану. Поэтому при восстановлении истории формирования любого региона в первую очередь важно проследить от этапа к этапу развитие тектонического плана поверхности фундамента, причем при создании палеотектонических

карт наиболее целесообразно показать палеоструктуру поверхности фундамента к началу рассматриваемого этапа или стадии (Айзберг и др., 1973). Палеоструктуру региона за время накопления отложений данного этапа или стадии можно видеть из рисовки их изопакит.

Разберем историю формирования территории Подляско-Брестской впадины и в особенности изменение структуры поверхности ее фундамента от этапа к этапу.

Подляско-Брестская впадина расположена на территории Юго-Западной Белоруссии и соседней с ней Польской Народной Республики. В современном структурном плане по поверхности фундамента она имеет вид структурного залива субширотного простирания, центриклинально замыкающегося на востоке, к Полесской седловине, и открывающегося к западу. Здесь, примерно на долготе Варшавы, Подляско-Брестская впадина разломом отделена от Мазовецко-Люблинского перикратонного прогиба («краевой мульды»), имеющего северо-западное простирание. Поверхность фундамента впадины погружается с востока на запад от 500 до 5000 м (Агеф, 1967; Pożaryski, 1969, и др.). На западном продолжении Подляско-Брестской впадины, уже в пределах Мазовецко-Люблинского прогиба, отмечается структурный залив, ограниченный на западе тектоническим швом — линией Торнквиста — Тейсера. По материалам сейсморазведки, глубина залегания поверхности фундамента близ этого шва превышает 8000 м (Зноско и др., 1972). С севера и юга Подляско-Брестская впадина ограничена разломами субширотного простирания, за которыми расположены соответственно Белорусская антеклиза и Лукувско-Ратновский горст. В указанных границах впадина вытянута на 260 км и имеет ширину до 130 км. Она асимметрична: южное крыло более крутое (погружение поверхности фундамента 28—30 м/км), северное — пологое (14—17 м/км).

В геологическом разрезе Подляско-Брестской впадины выделяются фундамент, образованный кристаллическими сильно метаморфизованными и сложно дислоцированными породами, и полого залегающий осадочный чехол. Последний состоит из рифейского, венд-нижнекембрийского, нижнекембрийско-нижнедевонского, среднедевонско-нижнепермского, верхнепермско-антропогенового структурных комплексов, отличающихся друг от друга различными структурными планами, характером дислокаций и набором формаций. Границы структурных комплексов совпадают с несогласиями и перерывами в осадконакоплении.

Рифейский структурный комплекс, представленный отложениями полесской (белорусской) серии, распространен в крайней восточной части впадины, причем его мощности в пределах рассматриваемой территории увеличиваются с запада на восток. Вендско-нижнекембрийский структурный комплекс, включающий образования волынской и валдайской серий венда и балтийской серии нижнего кембрия, развит по сравнению с рифейским значительно шире и отсутствует лишь в крайней западной части впадины. Область максимальных мощностей отложений (500—700 м) простирается в субмеридиональном направлении через восточную часть Подляско-Брестской впадины на Украину. Мощности этого комплекса возрастают с севера на юг.

Нижнекембрийско-нижнедевонский структурный комплекс, сложенный породами нижнего (аналог бережковской серии) и среднего кембрия, ордовика, силура и нижнего девона, распространен на преобладающей территории впадины, включая крайнюю восточную ее часть. Отсюда мощности комплекса увеличиваются к западу от 0 до 2000 м и более.

Среднедевонско-нижнепермский структурный комплекс (отложения среднего, верхнего девона, карбона и нижней перми) встречен только в западной части впадины и характерен возрастанием мощностей к юго-

западу. Наибольшие мощности отложений приурочены к Люблинскому прогибу и превышают, по данным бурения, 1380 м (скв. Жижин); в пределах Подляско-Брестской впадины максимальная мощность этих образований (323 м) вскрыта в скв. Колбель, расположенной на территории Польши.

Верхнепермско-антропогеновый структурный комплекс (отложения верхней перми, триаса, юры, мела, палеогена, неогена и антропогена) перекрывают всю территорию впадины и окружающих структур. Его мощности увеличиваются на запад-юго-запад от первых десятков до 2500 м и более.

Разберем основные этапы развития рассматриваемой территории, приведшие к созданию современной структуры Подляско-Брестской впадины.

Фундамент Подляско-Брестской впадины составляют Мазовецкий досекофенно-карельский массив на северо-западе (Зноско и др., 1970; Skaty..., 1973) и Западно-Белорусская свекофенно-карельская складчатая система субмеридионального простираения на юго-востоке (Бондаренко, 1968), по отношению к которой впадина является резко наложенной.

Во время накопления рифейского структурного комплекса Подляско-Брестской впадины не было. Преобладающая ее территория входила в состав приподнятого Белорусско-Балтийского щита, и лишь крайняя ее восточная часть принадлежала Волынско-Оршанскому прогибу, простиравшемуся в северо-восточном направлении и ограничивавшему расположенный юго-восточнее Сарматский щит (рис. 1). Соответственно на востоке территории впадины встречены отложения полеской серии мощностью 157—204 м. Максимальные (свыше 800 м) мощности этих отложений обнаружены на Волини (Власов и др., 1972; Котык, Марковский, 1972). Осевая часть Волынско-Оршанского рифейского прогиба располагалась восточнее территории Подляско-Брестской впадины. Современные мощности отложений полеской серии не совсем точно отражают первоначальные условия осадконакопления и величину прогибания бассейна. В ряде мест эти образования подверглись постседиментационному размыву, особенно интенсивному на Лукувско-Ратновском горсте — структуре более позднего герцинского заложения. В восточной ее части образования полеской серии перекрыты непосредственно меловыми отложениями.

Накоплению образований венд-нижнекембрийского структурного комплекса предшествовал региональный перерыв в осадконакоплении. К началу этого этапа существовали Белорусско-Балтийский и Сарматский щиты, разделенные Волынско-Оршанским прогибом. Структура поверхности фундамента последнего сохраняла субмеридиональное простираение, как и в предшествующий этап.

В волынское время произошла существенная перестройка структурного плана территории с возникновением новых прогибов и впадин. Для этого времени характерно образование сети разломов северо-восточного направления, с которыми связана трапповая формация. Последняя сплошным чехлом покрывает территорию восточной части Подляско-Брестской впадины и прилегающих районов Украины (рис. 2). Волынские образования выполнили Кобринско-Ковельский прогиб субмеридионального простираения, возникший в это время на северо-западном борту Волынско-Оршанского рифейского прогиба и юго-восточном склоне Белорусско-Балтийского щита. Судя по мощностям волынских эффузивов (хотя они и не полностью отражают величину прогибания), осевая часть прогиба по отношению к предшествовавшему значительно сместилась к северо-западу. Здесь в осевой части прогиба сохранилась трапповая формация мощностью более 500 м (Воловник, 1966, 1971; Воловник, Власов, 1973).

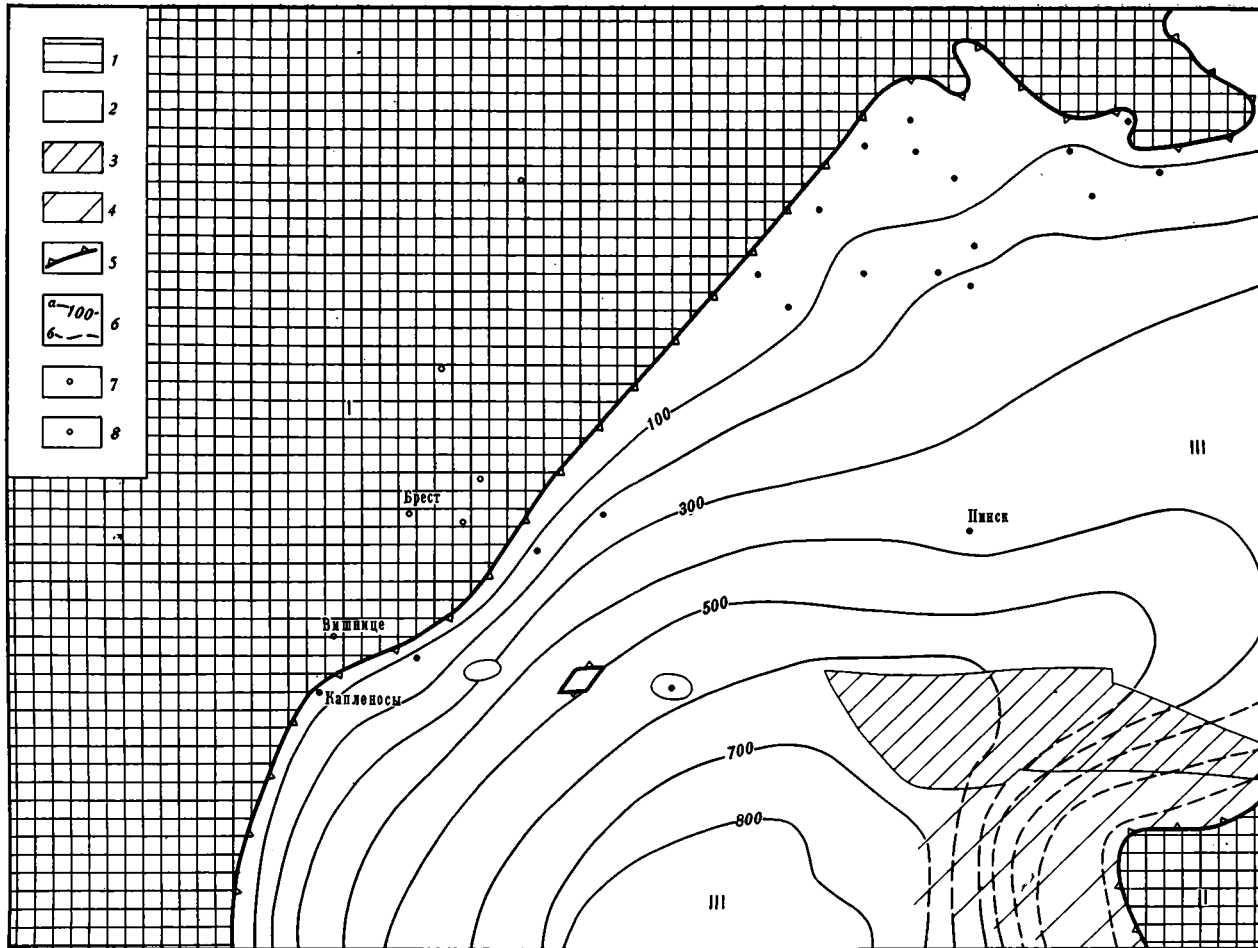


Рис. 1. Палеотектоническая схема рифейского (полюско-го) этапа развития

1 — области относительных поднятий в зонах преимущественного отсутствия чехла (на рисунке — прямоугольная сетка); 2 — области относительных прогибаний; 3 — площади интенсивного постседиментационного размыва отложений; 4 — площади менее интенсивного постседиментационного размыва отложений; 5 — граница распространения данного структурного подразделения; 6 — изопахиты отложений данного структурного подразделения: а — основные, б — на площадях интенсивного постседиментационного размыва; 7 — скважины и мощности данного структурного подразделения (на рисунке залито черным); 8 — скважины, в которых отсутствует данное структурное подразделение. I — Белорусско-Балтийский щит, II — Сарматский щит, III — Волинско-Оршанский прогиб

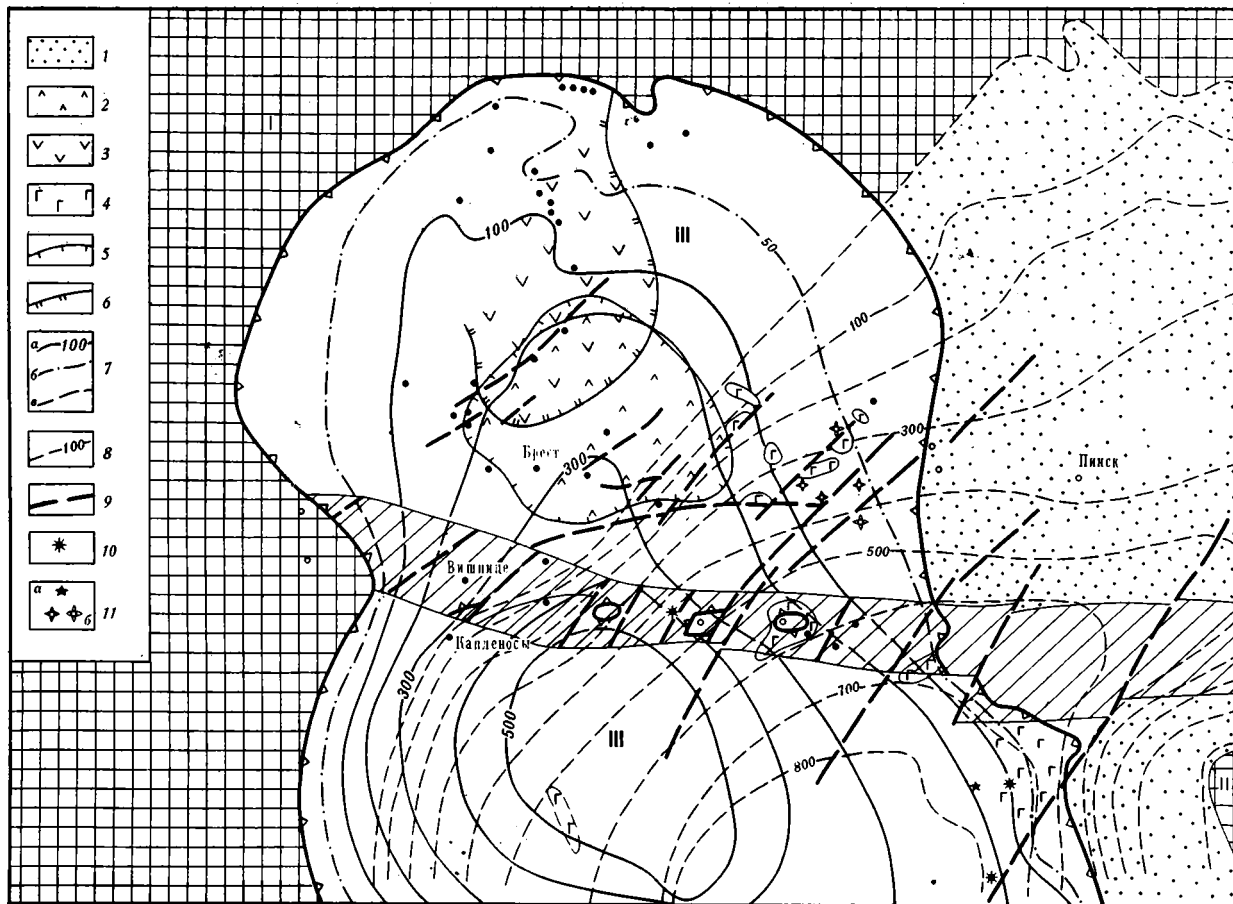


Рис. 2. Палеотектоническая схема берестовецкого времени

1 — области относительных поднятий в зонах развития чехла; 2 — площадь распространения эффузивов среднего и кислого составов средней подтолщи берестовецкого горизонта; 3 — площадь распространения эффузивов основного состава верхней подтолщи берестовецкого горизонта; 4 — интрузии вендских габбро-диабазов. Границы распространения: 5 — эффузивов среднего и кислого составов средней подтолщи берестовецкого горизонта; 6 — эффузивов основного состава верхней подтолщи берестовецкого горизонта; 7 — изопачиты: а — основные, б — дополнительные, в — на площадях интенсивного постседиментационного размыва; 8 — изогипсы поверхности фундамента к началу накопления данного структурного подразделения; 9 — разломы, интенсивно развивавшиеся во время образования данного структурного подразделения; 10 — центры излияний лав берестовецкого горизонта; 11 — трубки взрыва: а — достоверные, б — предполагаемые. I — Белорусско-Балтийский щит, II — Сарматский щит, III — Кобринско-Ковельский прогиб. Остальные условные обозначения см. на рис. 1



Закономерная картина изменения мощностей эффузивно-осадочной толщи нарушается полосой сильного постседиментационного размыва, совпадающей с Лукувско-Ратновским горстом (см. рис. 2). В пределах горста отмечены участки отсутствия эффузивно-осадочной толщи венда, на преобладающей территории она перекрыта мезозойскими отложениями (т. е. размывалась в течение длительного геологического времени), и лишь в пределах отдельных блоков сохранились полные ее мощности.

В составе волынской серии выделены четыре подтолщи (снизу вверх): 1) туфов и туффитов, 2) нижних основных эффузивных пород и их туфов, 3) эффузивных пород среднего и кислого составов и их туфов, 4) верхних основных эффузивных пород и их туфов (Махнач, 1968; Махнач, Веретенников, 1970). Максимальные мощности первой подтолщи приурочены к территории Волини (Бирюлев, 1969), второй — Белоруссии и смежных районов Волини, третьей — к восточной части Подляско-Брестской впадины в пределах Белоруссии, самой верхней — к крайней северо-западной части площади распространения эффузивно-осадочной толщи (см. рис. 2). Следовательно, устанавливается отчетливое перемещение вулканической деятельности с юга на север. По данным петрографического изучения базальтов и их химического состава (Juskowiakowa, 1971), вулканическая деятельность на территории Польши начинается основными и меланократовыми (оливино-пироксеновыми) базальтами в южной части района (скв. Капленосы, Вишнице) и заканчивается пироксено-плагиоклазовыми на севере (скв. Крушиняны и др.). Кобринско-Ковельский прогиб на западе и севере граничил с Белорусско-Балтийским щитом, на юго-востоке — с Сарматским, а на востоке — с их погребенными склонами.

Волыньские вулканогенно-осадочные образования с перерывом перекрыты нормально осадочными отложениями валдайской и балтийской серий, площадь распространения которых увеличилась по сравнению с площадью распространения волыньских образований, и соответственно расширился Кобринско-Ковельский прогиб, который через узкий пролив на северо-востоке сливался с соседней Клецко-Столинской мульдой (рис. 3).

Перед накоплением отложений валдайской серии на структуру поверхности фундамента повлияли опускания северо-северо-восточного Волыньско-Оршанского рифейского и меридионального Кобринско-Ковельского волыньского прогибов, в связи с чем по поверхности фундамента вырисовывались субмеридиональный прогиб, в общем совпадающий с первой структурой, и отходящий от него меридиональный структурный залив, возникший под воздействием волыньского прогиба. Они разделены небольшим меридиональным структурным носом.

Накопление вулканогенных образований волыньской серии происходило, видимо, в условиях перекомпенсированного прогибания с образованием возвышенного рельефа. Поствулканическим рельефом, видимо, обусловлено смещение осевой наиболее погруженной части валдайского бассейна к востоку по отношению к осевой части волыньского прогиба. Максимальные мощности отложений валдайской и балтийской серий (свыше 300 м) на территории Украины (Котык, Марковский, 1972; Власов, 1973) приурочены к области наибольшего погружения фундамента к началу накопления отложений валдайской серии, в пределах Белоруссии — к структурному носу, разделяющему центры прогибания рифейского и валдайского времени.

Современные мощности отложений подверглись сильному постседиментационному размыву и не в полной мере отражают первоначальные условия осадконакопления. В частности, наложенная (герцинская) структура Лукувско-Ратновского горста искажает и затушевывает основные закономерности изменения мощностей отложений. На преобла-

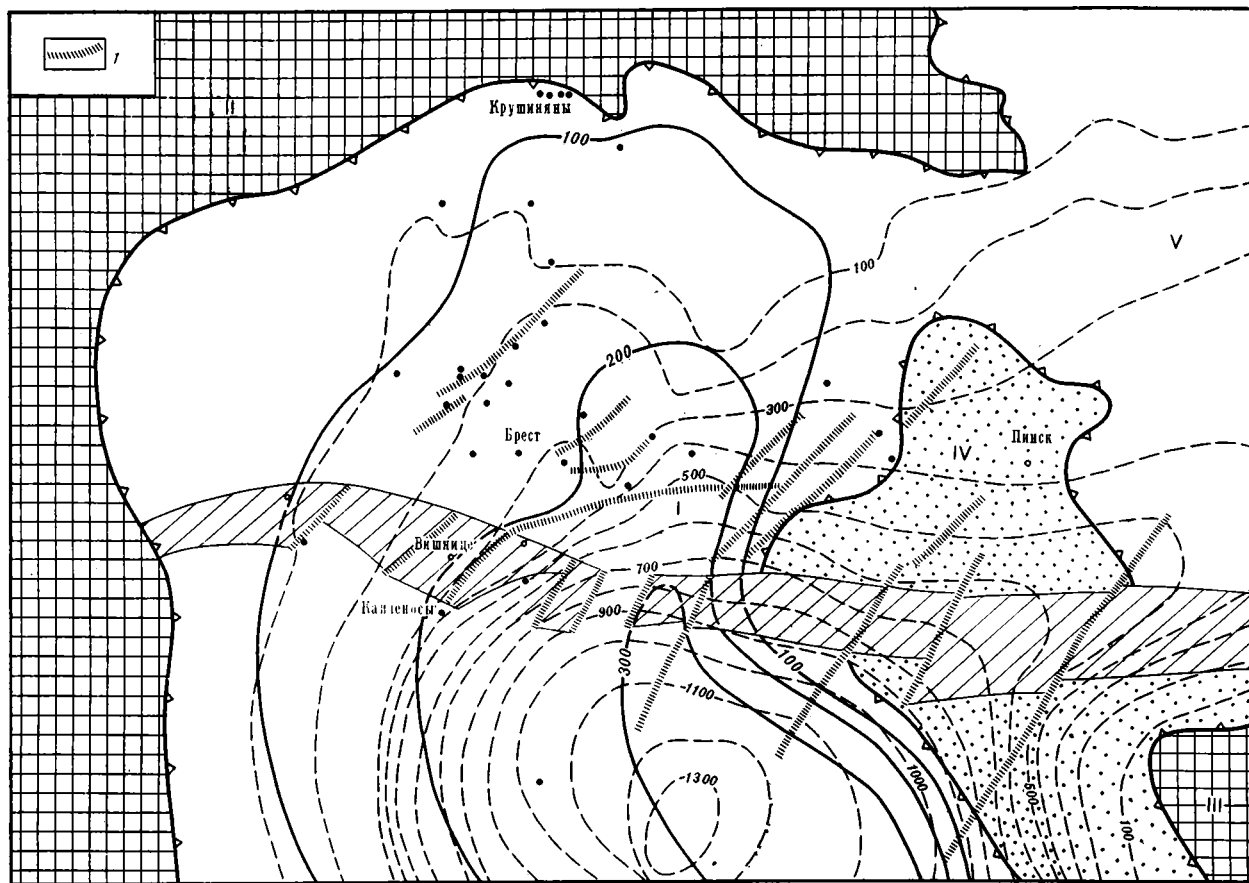


Рис. 3. Палеотектоническая схема валдайского и балтийского времени. 1 — погребенные разломы. Остальные условные обозначения см. на рис. 1 и 2. I — Кобринско-Ковельский прогиб, II — Белорусско-Балтийский щит, III — Сарматский щит, IV — Полесская седловина, V — Клецко-Столинская муфта

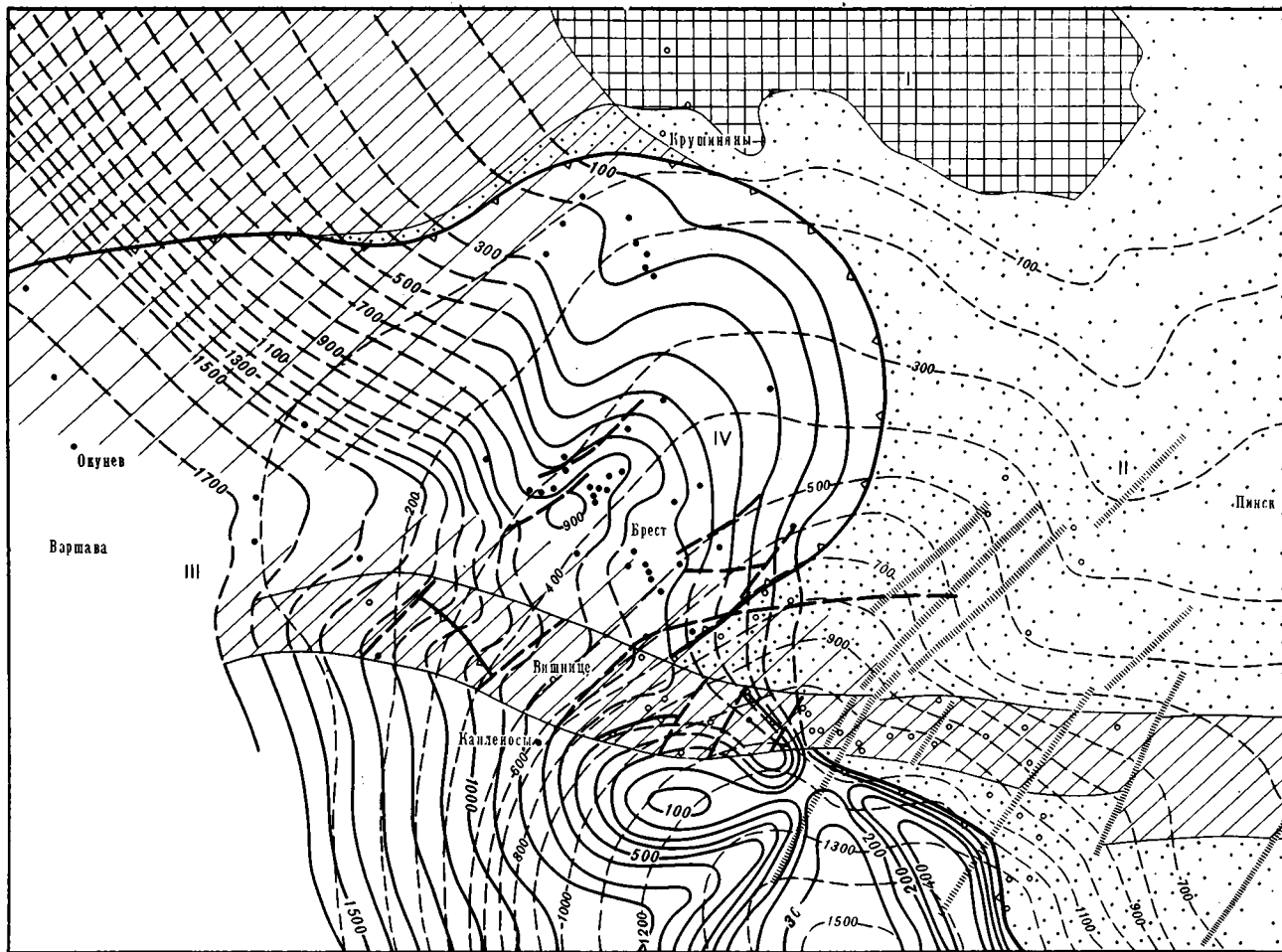


Рис. 4. Палеотектоническая схема раннекембрийско - раннедевонского этапа развития. Условные обозначения см. на рис. 1-3. I - Белорусская антеклиза, II - Полесская седловина, III - Мазовецко-Люблинский перикратонный прогиб, IV - Подляско-Брестская впадина

дающей площади горста образования валдайской и балтийской серий отсутствуют; на схеме она показана как область интенсивного постседиментационного размыва, а изолинии проведены как предполагаемые.

Перед накоплением нижнекембрийско-нижнедевонского комплекса по поверхности фундамента вырисовывался субмеридиональный Кобринско-Ковельский прогиб с погружением фундамента до 1,5 км (рис. 4). На севере он отделялся малоамплитудным поднятием Белорусской антеклизы от Балтийской синеклизы. К западу и востоку от центра прогибания, совпадающего с осью Волынско-Оршанского прогиба, происходило воздымание фундамента. В раннекембрийско-раннедевонский (каледонский) этап территорию впадины, как и всю западную часть Русской плиты, охватили интенсивные отрицательные тектонические движения, пространственно уже совершенно не связанные с раннеплатформенным Волынско-Оршанским палеопрогибом. На территории Подляско-Брестской впадины в этот этап накопились значительные толщи нижнего и среднего кембрия мощностью более 600 м, ордовика (до 70 м), силура (до 1300 м) и нижнего девона (до 45 м).

На современное распространение этих толщ и распределение их мощностей существенное влияние оказали последующие тектонические движения позднего палеозоя и мезозоя, выразившиеся в значительном их размыве. Современные мощности отложений отражают основные закономерности не только каледонского, но и более поздних герцинского, а также киммерийско-альпийского этапов развития. Главная роль при восстановлении палеогеографии раннекембрийско-раннедевонского этапа развития принадлежит фациальному анализу. Изменение фаций по площади отмечено для нижнепалеозойских и силурийских отложений: в западном направлении увеличивается глинистость разрезов. Наиболее резко изменяются фации силурийских отложений: от органогенных глинистых известняков восточной и северной частей впадины через промежуточные разрезы пограничных районов Белоруссии и Польши, представленные чередованием мергелей и известняков, к глинистым сланцам и аргиллитам с граптолитами западной части Подляско-Брестской впадины.

Фациальные зоны имели северо-западное простираие, параллельное интенсивно развивающемуся в это время Датско-Польскому моногеосинклинальному прогибу. Вдоль последнего возник Мазовецко-Люблинский перикратонный прогиб, в далекий восточный борт которого входила территория Волыно-Подоллии, Западной Белоруссии и Прибалтики. В виде слабо выраженных структурных залитов в этот этап впервые наметились Подляско-Брестская впадина и Балтийская синеклиза, разделенные слабо поднятой Белорусской антеклизой, западный склон которой не перекрывался осадками и показан как область интенсивного постседиментационного размыва.

В погружение была вовлечена вся территория Подляско-Брестской впадины. По отношению к ранее существовавшему (к началу каледонского этапа) прогибу субмеридионального простираия новая область прогибания расположена на его западном склоне и имеет западно-северо-западное простираие, т. е. новообразованная каледонская Подляско-Брестская впадина, имевшая вид структурного субширотного залива, формировалась как наложенная структура по отношению к субмеридиональному Кобринско-Ковельскому вендско-балтийскому прогибу. Лукувско-Ратновский горст не существовал и на схеме обозначен как область сильного постседиментационного размыва. Территория Подляско-Брестской впадины и прилегающие районы Волыно-Подоллии представляли единую область осадконакопления. Центры прогибания внутри бассейна постепенно смещались в северном направлении, о чем свидетельствуют фации и мощности кембрийских отложений. Сокращение площади распространения верхних пачек нижнего и всего среднего

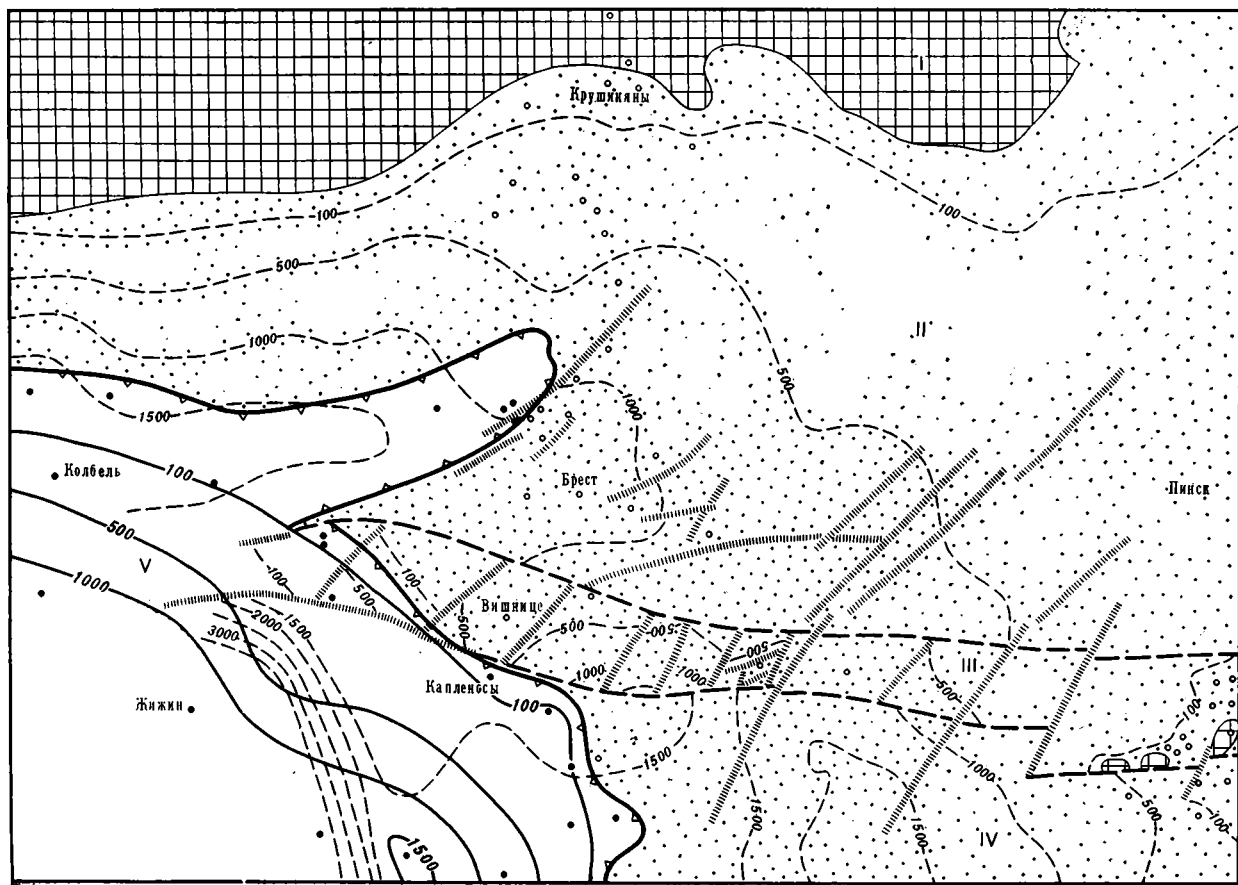


Рис. 5. Палеотектоническая схема каменноугольно - раннепермского этапа развития. Условные обозначения см. на рис. 1-4. I — Белорусская антеклиза, II — Полесская седловина и склоны Белорусской антеклизы, III — Лукувско - Ратновский горст, IV — склон Украинского щита, V — Люблинский прогиб

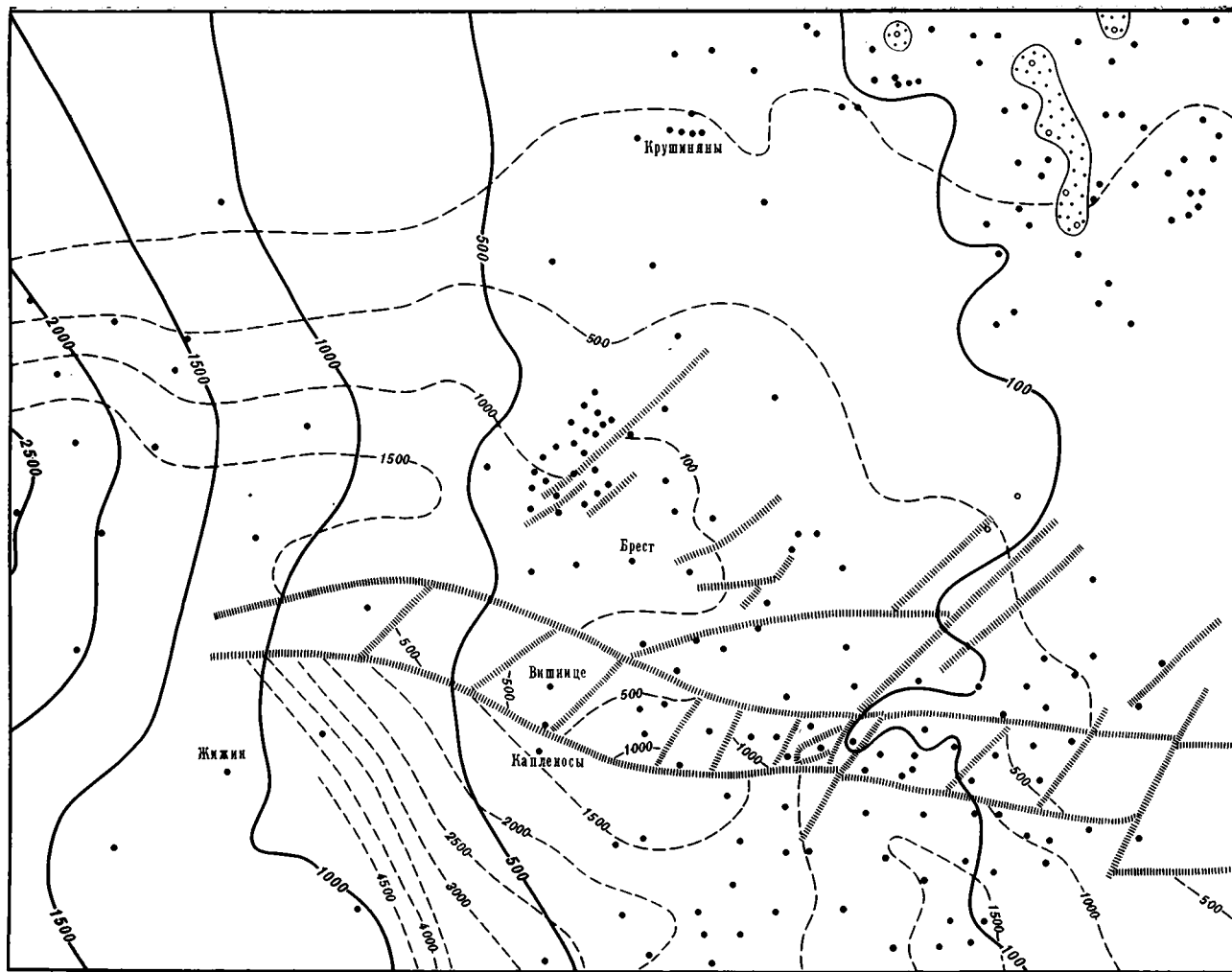


Рис. 6. Палеотектоническая схема позднепермско-миоценовой стадии развития  
Условные обозначения см. на рис. 1—4

кембрия связано с сокращением бассейна и отступанием береговой линии к западу. Дальнейшее отступление моря отмечается в ордовикское, силурийское время, и особенно заметная регрессия отмечена в раннедевонское время, в результате которой территория Подляско-Брестской впадины превратилась в сушу. В начале раннего девона возобновились движения вдоль разломов северо-восточного направления, в результате которых отдельные блоки оказались приподнятыми, и нижнедевонские и верхние пачки силурийских отложений были размыты.

В среднедевонско-раннепермский этап (рис. 5) преобладающая территория Подляско-Брестской впадины представляла сушу, и лишь крайняя юго-западная и западная ее части были вовлечены в погружение в связи с возникновением на соседних территориях прогибов, наложенных по отношению к впадине. Здесь развиты каменноугольные и нижнепермские отложения. С этим этапом развития связаны значительные изменения в структурном плане территории Подляско-Брестской впадины и соседних структур, возникновение Лукувско-Ратновского горста в связи с активным проявлением движений вдоль разломов субширотного направления. Белорусская антеклиза и Лукувско-Ратновский горст оказались приподнятыми относительно впадины, нижнепалеозойские и силурийские отложения в их пределах были размыты, исключая отдельные блоки и участки блоков Лукувско-Ратновского горста. В результате тектонических движений среднедевонско-раннепермского этапа Подляско-Брестская впадина приобрела очертания, близкие к современным, и хорошо выделяется по поверхности фундамента в виде субширотного структурного залива. С севера к ней примыкает Белорусская антеклиза, с востока — Полесская седловина; на юге Лукувско-Ратновский горст отделяет впадину от Волынской моноклинали, нижнепалеозойские и силурийские отложения на территории которой подверглись также размыву в течение девона — триаса.

В позднепермско-антропогенный этап (рис. 6) в связи с интенсивным развитием Датско-Польского прогиба и погружение вовлекались западные районы Белоруссии, Прибалтики, Волыни. Изопахиты этого комплекса (от 50 до 2500 м и более) пересекают в субмеридиональном направлении положительные и отрицательные субширотные структуры, возникшие в предшествующие этапы развития. В результате в пределах Подляско-Брестской впадины и соседних тектонических элементов все более древние структурные поверхности были дополнительно наклонены с востока на запад и они окончательно приобрели современный облик.

Таким образом, формирование Подляско-Брестской впадины связано с весьма сложной историей тектонического развития данной территории. Начиная с рифея, этапы интенсивного прогибания и осадконакопления сменялись этапами подъема и размыва, вулканическая деятельность сопровождалась излиянием лав основного, среднего и кислого составов. Современная структура впадины создалась в результате наложения и интерференции разновозрастных прогибов и впадин разного простирания, миграции их осевых частей, проявления значительных поднятий различных структур и т. д. Наряду с основным этапом формирования, определяющим главные черты современной структуры впадины (для Подляско-Брестской это — каледонский этап), в ее развитии намечается ряд существенных разнонаправленных структурообразующих тектонических движений, суммарное воздействие которых и создало современную структуру впадины.

#### Литература

- Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Махнач А. С. О среднемасштабных формационно-тектонических картах.— Докл. АН БССР, 1973, т. XVII, № 5.  
Бирюков А. Е. Распространенность продуктов вендского вулканизма в юго-западной части Русской платформы.— Докл. АН СССР. 1969, т. 189, № 2.

- Бондаренко Б. В.* Тектоническое расчленение складчатых комплексов глубокого докембрия центральных районов Русской плиты.— Сов. геология, 1968, № 9.
- Власов Б. И.* Валдайская серия Вольни.— Тез. докл. I Украинского литол. совещания «Осадочные и осадочно-вулканогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые». Киев, 1973.
- Власов Б. И., Воловник Б. Я., Грузман Г. Г.* Особенности строения и принцип расчленения полесской серии на Вольни.— Геол. ж., 1972, вып. 4.
- Воловник Б. Я.* Петрохимические особенности интрузивных, эффузивных и туфовых фаций запада Русской платформы. В кн.: Петрография и формационное деление докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1966.
- Воловник Б. Я.* Петрология и минералогия трапповой формации Вольно-Подолни. Автореф. канд. дис. Львовский гос. ун-т, Львов, 1971.
- Воловник Б. Я., Власов Б. И.* К находке первой вулканической трубки взрыва на Вольни. Тез. докл. республ. совещ. «Тектоника и полезные ископаемые запада Украинской ССР». Львов, 1973.
- Зноско Е., Кубицки С., Рыка В.* Тектоника кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы на территории Польши.— Геотектоника, 1972, № 5.
- Котык В. А., Марковский В. М.* Геологическое строение осадочного чехла Вольно-Подолни и Львовского палеозойского прогиба по данным глубокого бурения. В кн.: Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. Киев, «Наукова думка», 1972.
- Махнач А. С.* Эффузивные породы среднего состава вендского комплекса Брестской впадины.— Докл. АН БССР, 1968, т. XII, № 2.
- Махнач А. С., Веретенников Н. В.* Вулканогенная формация верхнего протерозоя (венда) Белоруссии. Минск, «Наука и техника», 1970.
- Шатский Н. С.* Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М., Изд-во МОИП, 1945.
- Шатский Н. С.* Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 1.
- Шатский Н. С.* О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5.
- Areń V.* Paleozoik obnizenia Podlaskiego.— Kw. geol., 1967, № 3, t. 11.
- Pożaryski W.* Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne.— Przegl. geol., 1969, № 2. Skaty platformy prekambryjskiej w Polsce. Część 1. Podłoże krystaliczne. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 1973.
- Juskowiakowa M.* Bazalty Wschodniej Polski. Inst. Geol., Biuletyn 245, 1971.

Институт геохимии и  
геофизики АН БССР

Статья поступила  
13 мая 1975 г.



УДК 551.24.01

Ю. В. ЧУДИНОВ

**РАСШИРЕНИЕ ЗЕМЛИ КАК АЛЬТЕРНАТИВА  
«НОВОЙ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТониКИ»**

В статье рассматривается возможность признания гипотезы расширения Земли, предполагающей увеличение земной поверхности в два с лишним раза в послепермское время. Гипотеза расширения Земли заслуживает внимания как представление, противостоящее «новой глобальной тектонике» (гипотезе плит) и лишенное многих недостатков последней.

Основная цель получившей широкую известность «новой глобальной тектоники», или гипотезы плит («тектоники плит»), состоит в том, чтобы объяснить, каким образом при расширении океанов (в соответствии с гипотезой разрастания океанического дна) не происходит расширения Земли в целом. Само название «новая глобальная тектоника» (Isacks et al., 1968) подразумевает, что эта гипотеза совмещает данные, полученные в результате исследования океанов, с глобальными тектоническими представлениями. Как известно, «новая глобальная тектоника» исходит из того, что одновременно с новообразованием литосферы в океанах равные количества литосферы погружаются в глубины Земли в особых зонах поглощения. Это представление опирается на положение о постоянном размере Земли. Соответственно определение количества литосферы, скрывающейся в зонах поглощения, производится в «новой глобальной тектонике» по величине наращивания литосферы в океанах путем их приравнивания (Le Pichon et al., 1973). Другой методики нет.

Таким образом гипотеза плит противостоит гипотезе расширения Земли. Значение отрицания расширения Земли для «новой глобальной тектоники» отражено в высказываниях создателя общепринятой «модели плит» К. Ле Пишона. Так, задачу своей первой статьи, обосновывающей гипотезу плит (Le Pichon, 1968; «Новая глобальная тектоника», 1974), он формулирует как намерение «исследовать, совместимы ли наиболее известные и общепринятые сведения о разрастании океанического дна с нерасширяющейся Землей» (стр. 3661). Далее доказательству невозможности расширения Земли посвящен особый раздел статьи (стр. 3674). Те же рассуждения повторяются в последней книге этого автора (Le Pichon et al., 1973); в кратком историческом обзоре подчеркивается: «Ле Пишон указал, что его результаты несовместимы с расширяющейся Землей» (стр. 82).

**ГИПОТЕЗА РАСШИРЕНИЯ ЗЕМЛИ**

Гипотеза расширяющейся (разрастающейся) Земли была предложена в 1933 г. О. Хильгенбергом (Hilgenberg, 1933). Основная идея гипотезы проста. О. Хильгенберг исходил из фактов, приведших А. Вегенера (1925) к представлению о дрейфе материков, однако он не находил возможным плавание материков по подстилающему симатическому слою. Путь к устранению этого слабого места гипотезы А. Веге-

нера О. Хильгенберг видел в признании увеличения объема и поверхности Земли. Увеличение поверхности, согласно О. Хильгенбергу, происходит за счет океанов; материки, таким образом, удаляются друг от друга в соответствии с выводами А. Вегенера, но не путем дрейфа по симатическому слою, а в результате роста океанов. Поскольку факты, использованные А. Вегенером, разнообразны и многочисленны (причем в основной части они сохранили свое значение до настоящего времени, а во многом пополнены), гипотеза О. Хильгенберга могла бы вызвать интерес у геологов. Однако, одна ее сторона препятствовала ее признанию: гипотеза, вопреки общепринятому представлению, предполагала непостоянный размер Земли, причем с увеличением ее радиуса с пермского периода почти в 1,5, а поверхности более чем в 2 раза.

В 60-х годах О. Хильгенберг опубликовал новые статьи (Hilgenberg, 1962, 1966, 1969; Колчанов, 1971), в которых использовал материалы палеомагнитных измерений. По мнению О. Хильгенберга, они подтверждают его гипотезу, хотя вносят поправки в ее первоначальный вариант. Следует отметить, что О. Хильгенберг лишь в небольшой степени использовал геологические данные, а главным образом геофизические (палеомагнитные) и метод совмещения границ континентов.

В нашей литературе работы, посвященные гипотезе расширения Земли, немногочисленны. Сюда относится статья И. В. Кириллова (1958), предлагающего на основе метода совмещения континентов свой вариант их расположения на поверхности Земли меньшего радиуса в конце палеозоя, и научно-популярная книга В. Б. Неймана (1962), поддерживающая гипотезу Хильгенберга — Кириллова и затрагивающая широкий круг вопросов. Геологическую аргументацию этой книги следует признать во многом ошибочной (так, происхождение складчатости объясняется «разбуханием пород под действием магм, насыщенных расширяющимися газами», стр. 52).

В 1963 г. был опубликован реферативный обзор Ю. А. Трапезникова, посвященный различным вариантам гипотезы расширения Земли. Ю. А. Трапезников выделяет две группы гипотез — «незначительного» расширения Земли (не более 4% в линейных размерах с кембрия) и «значительного», соответствующего гипотезе О. Хильгенберга. Первая группа ведет свое начало от предположений физика П. Дирака и астронома П. Иордана об общем постоянном уменьшении величины гравитационной постоянной с течением времени. Эта группа гипотез не имеет прямых обоснований в геологическом материале и, по-видимому, противоречит геологической истории (соответствующее расширение должно охватывать в равной мере все небесные тела, в результате чего величина солнечного излучения в начале палеозоя и ранее должна была быть неправдоподобно большой<sup>1</sup>). Вторая группа гипотез берет начало в работах О. Хильгенберга. Хотя Ю. А. Трапезников признает, что гипотеза О. Хильгенберга объясняет некоторые существенные черты геологического строения Земли, согласно общему его выводу «предположения о глобальном однонаправленном увеличении объема Земли, так же как и выдвигавшиеся ранее предположения о глобальном уменьшении объема Земли (контракционная гипотеза) мало вероятны».

В 1971 г. В. П. Колчанов (1971) опубликовал реферат последних статей О. Хильгенберга.

Зарубежные работы, затрагивающие гипотезы расширения Земли, в частности «значительного расширения», более многочисленны. В отличие от нашей литературы среди зарубежных сторонников гипотезы

<sup>1</sup> Сторонники группы гипотез малого расширения более многочисленны. К ним относятся Л. Эдьед (Egyed, 1956), П. Иордан (Jordan, 1966), Д. Д. Иваненко и М. У. Сагитов (1961), К. Крип (Creer, 1965), Дж. Ворзел (Worzel, 1965), ван Андель и Госперс (Andel van, Hospers, 1968), Дж. Дули (Dooley, 1973). Однако геологов среди них нет.

расширения Земли есть геологи: Б. Хизен и С. Кэри. Б. Хизен, один из основоположников гипотезы разрастания океанического дна, с 1959 г. высказывается в пользу гипотезы расширения Земли (Heezen, 1959; Хизен, 1966; Heezen, Tharp, 1965). В его работах содержится разностороннее рассмотрение вопросов океанической геологии. С. Кэри посвятил обстоятельную работу (Carey, 1959) реконструкции, с точки зрения гипотезы расширяющейся Земли, домезозойской сиалической оболочки, близко отвечающей Пангее А. Вегенера. В отличие от ряда авторов, рассматривающих соотношения континентов только на основании их очертаний, С. Кэри привлекает сопоставление их геологического строения. Он уделяет много внимания объяснению различных форм геологического строения континентов как следствия расширения океанов; ряд выводов он делает на основании изгибов складчатых систем, объясняя их клиновидным раскрытием противолежащих частей океанов (так, изгиб складчатого пояса Аляски связывается с раскрытием Ледовитого океана).

### КРИТИКА ГИПОТЕЗЫ РАСШИРЕНИЯ ЗЕМЛИ

В связи с ограниченностью литературы, посвященной гипотезе расширения Земли, ее критика содержится лишь в немногих работах<sup>2</sup>.

Ю. А. Трапезников в упоминавшемся обзоре (1963) приходит к выводу, что гипотеза Хильгенберга — Кэри — Хизена «1) объясняет расположение и развитие срединных океанических поднятий; 2) объясняет предполагаемый факт единства материков в прежние времена; 3) не объясняет механизма складкообразования; 4) не объясняет различий в платформенном и геосинклинальном этапах развития земной коры, расположения всех сейсмических зон, вулканических поясов и т. д.; 5) не указывает причин расширения Земли». «Следовательно, — заключает Ю. А. Трапезников, — данная гипотеза может объяснить только отдельно взятые факты, причем предполагаемые» и, таким образом, не может быть принята. Нельзя, однако, согласиться, что приведенных Ю. А. Трапезниковым аргументов достаточно. Во-первых, факт существования срединных океанических поднятий не является предполагаемым и объяснение его без допущения перемещений материков по подстилающей оболочке, безусловно, составляет сильную сторону гипотезы. Во-вторых, нельзя считать только предполагаемым и единство материков в палеозое; во всяком случае существование непрерывных и длительных связей между южными материками является геологическим фактом. Что же касается объяснения геосинклинального развития, происхождения складчатости и причин, лежащих в основе тектонических процессов, то справедливость требует отметить, что такого объяснения в достаточно полной мере не дает ни одна из существующих тектонических гипотез. Многие же стороны геологических явлений легко объясняются гипотезой расширения Земли.

Р. Дитц (Dietz, 1967) считает, что в случае увеличения поверхности Земли за счет океанов прежняя Земля меньшего размера должна была быть покрыта сплошной водной оболочкой толщиной в несколько километров. Однако, во-первых, Р. Дитц не принимает во внимание, что на поверхности Земли с докембрийского времени, очевидно, существовал такой крупный резервуар океанических вод, как Тихий океан. Во-вторых, как это часто предполагается, количество воды в океанах с течением времени могло увеличиваться. Вообще же более широкое, чем позднее, распространение морей на поверхности континентов в палеозое подтверждается геологической историей, и сторонники расширения

<sup>2</sup> Здесь и далее рассматривается только гипотеза «большого» расширения.

Земли используют это обстоятельство для обоснования своих взглядов (Egyed, 1956).

Вопросу расширения Земли отвел место в обстоятельном обзоре проблем современной тектоники В. Е. Хаин (1972). Он отмечает, что эта гипотеза «может показаться на первый взгляд удачным сочетанием фиксизма и мобилизма», однако принять ее не считает возможным. В качестве основных возражений В. Е. Хаин называет: маловероятность увеличения размеров поверхности Земли за последние 200 млн. лет более чем в 2 раза; некоторые выводы палеомагнитных исследований, оспаривающие значительное расширение Земли (Andel van, Hospers, 1968); напряженное состояние горных пород в земной коре, свидетельствующее о сжатии; отсутствие объяснения причины расширения; маловероятные изменения взаимного положения континентальных глыб, допускаемые сторонниками гипотезы при воссоздании существовавшей ранее коры (например, поворот Южной Америки на  $180^\circ$  и др.); наконец, отсутствие удовлетворительных объяснений развития геосинклиналей и происхождения в них складчато-надвиговых деформаций.

Не все эти доводы одинаковы по своему значению. Так, поворот Южной Америки на  $180^\circ$  и очевидно неприемлемое с геологической точки зрения смыкание ее с Северной Америкой по линии Анд — Кордильер допускается лишь И. В. Кирилловым и В. Б. Нейманом; в реконструкциях О. Х. Хильгенберга и С. У. Кэри такого поворота нет, так же, как и соприкосновения Гренландии с Антарктидой. Вообще же вопросы реконструкции, очевидно, не могут быть решены в настоящее время полностью, но нужно отметить, что гипотеза расширения Земли может опираться на большое число реконструкций единства континентов, разработанных на основе гипотезы А. Вегенера и более новых представлений мобилизма.

Геометрический метод вычисления древнего радиуса Земли, предложенный С. ван Анделем и Дж. Госперсом, сам по себе весьма спорен. Результаты их определений древнего радиуса (1,03 к современному в перми по измерениям «в Европе и России», то же 0,70 по измерениям в Сибири, 0,89 для триаса Европы и России и 0,98 для мела Северной Америки) могут рассматриваться и как свидетельство в пользу гипотезы О. Хильгенберга (0,7 для перми). Поэтому заключение авторов о возможности только умеренного расширения Земли (согласно гипотезе Эдьеда) излишне категорично. Сами вычисления основаны на многочисленных допущениях: одновременности образования пород в разобщенных точках измерения, сохранения первоначальных расстояний и углов, т. е. отсутствия позднейших тектонических дислокаций, совпадения географических полюсов с магнитными и т. д. Для построений привлекаются **только палеомагнитные** склонения, без использования наклонов (анализ которых является существенной частью доказательств О. Хильгенберга). Ввиду сказанного результаты С. ван Анделя и Дж. Госперса в лучшем случае могут рассматриваться как свидетельство возможности изменений размера Земли.

Напряжения сжатия, установленные в приповерхностной части земной коры, являются не опровержением гипотезы расширяющейся Земли, но скорее сильным аргументом в ее пользу. Действительно, если расширение Земли происходит в основном за счет внутренних ее частей, то под действием этого внутреннего расширения земная кора должна разрываться на осколки; последние (континенты и их части, останцы более древней коры среди расширяющихся океанов, и т. д.) должны под влиянием силы тяжести испытывать распрямление, приспособляясь к меньшей кривизне новой земной поверхности. Это обстоятельство уже отмечалось в литературе<sup>3</sup>. Распрямление останцов коры

<sup>3</sup> Разрыванием краев континентов при их распрямлении сторонники расширяющейся Земли объясняют появление каньонов материкового склона (Нейман, 1962).

должно вести к их упругим деформациям и, как следствие, к горизонтальным напряжениям сжатия. Новая кора, образовавшаяся между старыми останцами, со временем также должна подвергаться разрывам и распрямлению; таким образом, в случае расширения Земли ее кора должна включать останцы и осколки различного размера и возраста, находящиеся на разных стадиях распрямления. Напряжения сжатия в верхних частях коры в этих условиях должны быть обычным явлением.

Ориентировочный расчет подтверждает реальность такого предположения. Так, если расширение основания шарового сегмента коры с угловой величиной  $15^\circ$  на современной поверхности Земли (что примерно соответствует размерам Балтийского щита) оказалось невозможным вследствие противодействия окружающей новообразованной коры (закрепленное основание с постоянным размером хорды), а первоначальная угловая величина этого сегмента составляла  $16^\circ$  (что соответствует радиусу Земли около 6100 км, т. е. геологическому времени примерно 40 млн. лет, или началу неогена, по О. Хильгенбергу), то относительное сокращение длины дуги в сечении сегмента составит 0,0009, а напряжение сжатия в нем при модуле упругости 1 Мбар —  $900 \text{ кг/см}^2$  (Справочник... 1969; Бронштейн, Семендяев, 1965). Напряжения сжатия в верхней части коры могут возникнуть также, как прямое следствие изгиба. Если использовать уравнение, применяемое для расчета деформации тонких оболочек  $\varepsilon = \frac{h}{1 - h/R_1} \left( \frac{1}{R_2} - \frac{1}{R_1} \right)$  (Тимошенко, 1955), где  $h$  — расстояние от нейтральной поверхности, а  $R_1$  и  $R_2$  — начальный и конечный радиусы кривизны, то величина относительной деформации  $\varepsilon$  при  $h = 20 \text{ км}$  составит примерно 0,0002, а напряжение сжатия у поверхности коры  $200 \text{ кг/см}^2$ . Реально наблюдаемые избыточные горизонтальные напряжения составляют в одной плоскости 150—350, реже 600—800  $\text{кг/см}^2$  (Хаст, Нильсон, 1967; Булин, 1971; Напряженное состояние..., 1973). Распрямление останцов коры может происходить с запазданием, поэтому указанные деформации и напряжения могут накапливаться за более короткий срок.

Другие возражения, приведенные В. Е. Хаиным, остаются важнейшими. Это отсутствие объяснений развития геосинклиналей, складчатости и других тектонических деформаций сжатия, и причины расширения. Первое положение справедливо только наполовину: расширение Земли легко объясняет возникновение геосинклиналей (раздвижение геосинклинального обрамления, разрывы и утонение коры и, как результат, интенсивное прогибание). Видимые затруднения возникают только при объяснении завершающих стадий геосинклинального развития, характеризующихся складчатостью. Таким образом, основных аргументов остается два: отсутствие объяснений причины складчатости и причины расширения.

Вопрос о происхождении складчатости не дает, однако, основания отвергать гипотезу расширения Земли. Во-первых, явление складчатости не нашло пока удовлетворяющего всех объяснения и в рамках не изменяющей размеры Земли. Следовательно, признание постоянного размера Земли не дает явного преимущества в разрешении вопроса о складчатости. Во-вторых, почти все признаваемые в настоящее время способы объяснения складчатости одинаково приложимы к не изменяющей свои размеры и к расширяющейся Земле. Действительно, среди противоречивых представлений о причинах складчатости наиболее распространены предположения о радиогенном разогреве и колебательных движениях, мантийных конвекционных потоках и действиях ротационных и гравитационных сил. Все эти гипотезы могут развиваться в приложении к расширяющейся Земле. Единственной тектонической гипотезой, несовместимой с расширением Земли, является гипотеза кон-

тракции в ее классическом виде, однако именно она большинством геологов сейчас оставлена. В пульсационном варианте гипотеза контракции также применима к расширяющейся Земле (если допустить, что при чередующихся эпохах сжатия и расширения величина расширения была больше).

Что же касается отсутствия очевидного объяснения причины расширения Земли, то известно, что наука, и особенно геологическая, часто имеет дело с явлениями, которые на ранних стадиях изучения она не может объяснить. Примером могут служить те же складчатые деформации. Можно допустить, что если бы они не были столь очевидными, существование их могло бы подвергнуться сомнению с теоретической точки зрения.

#### ВОЗРАЖЕНИЕ К. ЛЕ ПИШОНА

Отдельно нужно остановиться на критике гипотезы расширения Земли со стороны «новой глобальной тектоники». Несмотря на то, что для последней принципиально важно доказательство невозможности расширения Земли, основное ее возражение против расширения Земли сводится к единственному доводу, высказанному К. Ле Пишоном<sup>4</sup>.

Рассуждение К. Ле Пишона основано на том положении гипотезы разрастания океанического дна, что скорости разрастания отражаются в ширине протягивающихся вдоль срединно-океанических хребтов полосовых магнитных аномалий. К. Ле Пишон делает вывод, что расширение большого круга в экваториальной плоскости должно происходить значительно быстрее, чем в любом из меридиональных сечений, поскольку первый пересекает срединные хребты и полосовые аномалии Атлантического, Индийского и Тихого океанов, в то время как вторые следуют вдоль них и пересекают только океанические хребты, окружающие Антарктику. Если бы так происходило в действительности, полагает К. Ле Пишон, Земля не имела бы форму шара; но так как Земля все-таки шарообразна, нужно заключить, что общего расширения Земли нет; отсюда делается вывод, что на Земле должны существовать особые зоны поглощения, компенсирующие расширение океанов (Le Pichon, 1968, стр. 3674; Le Pichon et al., 1973, стр. 82—84).

Довод К. Ле Пишона принять нельзя. Вполне очевидно, что полосовые магнитные аномалии подчинены в своем расположении срединным океаническим хребтам и являются отражением линейной структуры последних. Их появление, если правы Ф. Вайн и Д. Мэтьюз, обусловлены не расширением вообще, а расширением в условиях существования крупных линейных расколов в литосфере; соответственно направление поперек срединных хребтов и параллельных им аномалий является наиболее удобным для выявления следов расширения, но не единственным возможным направлением расширения. Если же думать иначе, то придется признать, что в условиях общего расширения вообще не может быть линейных аномалий, да и линейных расколов тоже, так как образование линейных структур одновременно по всем направлениям невозможно. К признакам продольного растяжения океанических хребтов мы вернемся.

#### ГИПОТЕЗА РАЗРАСТАНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА

Значительный интерес исследователей привлекла в последние годы гипотеза разрастания океанического дна (Карасик, 1971; Хайн, 1972; Кропоткин, 1973; Кулон, 1973, и др.). Эту гипотезу выдвинули в конце 50-х — начале 60-х годов геологи, изучавшие строение океанического дна: Х. Хесс (Hess, 1962), Р. Дитц (1966), Б. Хизен (1966). Б. Хизен

<sup>4</sup> Ле Пишон (Le Pichon, 1968) ссылается также на мнение С. Ранкорна; однако в указанной им работе (Runcorn, 1965) вопрос о расширении Земли не рассматривается.

одновременно пришел к признанию расширения Земли в целом. Первоначально гипотеза опиралась на факт симметричного строения дна океанов с расположением по оси симметрии срединно-океанических хребтов, являющихся одновременно зонами интенсивного вулканизма, землетрясений и высокого теплового потока.

Аргументация гипотезы значительно усилилась после обнаружения в океанах протягивающихся параллельно срединным хребтам полосовых магнитных аномалий, которые располагаются симметрично относительно срединных хребтов и представлены многочисленными полосами с чередующимися положительным и отрицательным приращением геомагнитного поля. Интенсивность аномалий убывает в стороны от срединных хребтов; по оси хребтов располагается наиболее сильная непарная аномалия. Эти аномалии были впервые истолкованы как свидетельство расширения океанического дна геофизиками Ф. Вайном и Д. Мэтьюзом (Vine, Matthews, 1963). Согласно их предположению, полосовые магнитные аномалии отражают историю расширения океанического дна в стороны от срединно-океанических хребтов в условиях переменного геомагнитного поля. Фазы последнего запечатлелись в прямой и обратной остаточной намагниченности излившихся и интрузивных пород океанического дна, формировавшихся вблизи срединно-океанического хребта и затем удалявшихся от него в стороны. Отсутствие полосовых магнитных аномалий в краевых частях океанов объясняется большой древностью этих частей и более спокойным режимом инверсий магнитного поля при их образовании. Представления Ф. Вайна и Д. Мэтьюза в короткий срок были подкреплены новыми фактами и выводами. Был подтвержден одинаковый характер и ритм (относительная ширина и последовательность) полосовых магнитных аномалий в различных океанах. Это дало возможность сопоставить аномалии разных океанов и получить их единую шкалу. Дальнейшее укрепление гипотезы разрастания океанов связано с обнаружением возможности возрастной датировки магнитных аномалий, в основу которой была положена корреляция ритма примыкающих к оси срединных хребтов полосовых магнитных аномалий с ритмом инверсий полярности общего магнитного поля Земли за последние 4—10 млн. лет (последний был намечен посредством сопоставления определений абсолютного возраста кайнозойских лав с их остаточной намагниченностью — Vine, 1966; Heirtzler et al., 1968). Отношение полученного таким образом возраста аномалий и их удаление от срединных хребтов позволяет вычислить скорость расширения различных океанов. Величины скорости оказались вполне правдоподобными и имеющими тот же порядок, что и скорости взаимного удаления континентов, вычисленные ранее по астрономическим данным. Как и можно было ожидать, наибольшие скорости расширения получены для южной части Тихого океана (12 см/год, при 4 см/год для средней части Атлантического хребта, 1,5 см/год для Аравийско-Индийского и т. д. — Le Pichon, 1968). Датировка возраста ближайших к хребтам аномалий может быть экстраполирована, исходя из расстояния от срединных хребтов на более отстоящие аномалии; таким образом возраст наиболее удаленных, но достаточно отчетливых аномалий определяется примерно в 80 млн. лет (шкала Хейртцлера). Дальнейшая экстраполяция возраста дна океанов в стороны от срединно-океанических хребтов на основе общей ширины океанов приводит к цифре 180—200 млн. лет, отвечающей началу мезозоя, т. е. возрасту распада Гондваны, согласно известным геологическим представлениям.

Совокупность фактов, положенных в основу представлений о разрастании океанического дна, производит, как отмечает В. Е. Хаин (1972), «большое впечатление». «Несмотря на все трудности и сомнения,— пишет он далее,— приходится констатировать, что гипотеза Вайна — Мэтьюза... дает пока наиболее удачное толкование столь законо-

мерной особенности океанического ложа, какую представляют собой его полосовые магнитные аномалии». К аналогичному выводу пришел А. М. Карасик (1971) и другие исследователи.

Несомненно, в гипотезе разрастания океанического дна существуют неясные и неразработанные места; геологическая ее проверка еще предстоит. Однако она последовательно объясняет целый ряд фактов, не объясняемых другими гипотезами; при этом новые факты чаще укрепляли ее, чем создавали дополнительные трудности.

Нередко гипотезу разрастания океанического дна включают в состав «новой глобальной тектоники», используя ее аргументы для обоснования последней. Однако представляется необходимым отделять гипотезу разрастания океанического дна от «новой глобальной тектоники». Основным содержанием последней нужно считать гипотезу плит, которая является тектоническим истолкованием следствий гипотезы разрастания океанов. Эти следствия могут быть иными.

### РАЗРАСТАНИЕ ОКЕАНОВ И ГИПОТЕЗА РАСШИРЕНИЯ ЗЕМЛИ

Нетрудно видеть, что гипотеза разрастания океанического дна предоставляет в распоряжение гипотезы расширяющейся Земли О. Хильгенберга новую и как раз требующуюся ей аргументацию. Действительно, если согласно гипотезе Вайна — Мэтьюза не менее  $\frac{2}{3}$  площади океанов (те их части, в которых известны срединно-океанические хребты и сопровождающие их полосовые магнитные аномалии, т. е. океаны Атлантический, Ледовитый, Индийский и южная часть Тихого) образовались в мезозое и в кайнозое вследствие расползания дна океанов в стороны от срединно-океанических швов, с соответствующим отодвиганием континентов, то это и есть расширение земной поверхности в целом, требуемое гипотезой расширяющейся Земли. Это расширение имеет соответствующий масштаб (около половины земной поверхности образовалось вновь с конца палеозоя вследствие разрастания дна океанов) и происходит, как это и требуется гипотезой, за счет океанов.

Как отмечено, К. Ле-Пишон делает из гипотезы Вайна — Мэтьюза вывод о разрастании океанов только поперек полосовых магнитных аномалий. Однако факты противоречат такому мнению.

Согласно заключению о расширении Атлантического и Индийского океанов, материка Америка, Антарктида и Австралия должны удаляться от Африки; В. Е. Хаин (1972) справедливо называет это движение центробежным по отношению к Африке. Если срединно-океанические хребты — это шрам, оставшийся в мантийной океанической коре после раскалывания материков, а Африка не подверглась равномерному сокращению в 2—3 раза, то «как Срединно-Атлантический, так и Срединно-Индийский хребет, т. е. оси расширения Атлантики и Индийского океана, сами должны были отодвигаться от Африки на половину величины общего расширения этих океанов» (Хаин, 1972). Это очевидное обстоятельство означает неизбежное увеличение длины линии раскола, т. е. растяжение Атлантического и Индийского океанов не только поперек линии раскола, но и вдоль нее, т. е. расширение во всех направлениях. Сравнение длины окружающих Африку океанических хребтов с длиной Африканского побережья действительно свидетельствует о таком увеличении, причем соотношение составляет 1,5, т. е. отвечает гипотезе О. Хильгенберга. К такому же отношению приводит сравнение длины наиболее сходных по конфигурации западного (и южного) побережья Африки и противоположащей части Атлантического хребта.

Со стороны последователей «новой глобальной тектоники» заключение о продольном растяжении срединно-океанических швов нередко встречает возражения. В качестве доказательства используется совмещение береговых линий с подобными им по форме участками срединно-



океанических хребтов (рис. 1). Однако, с этой точки зрения участки срединно-океанических хребтов, возникшие в месте раскалывания материков, должны резко отличаться по генезису и, очевидно, по строению от соседних с ними участков. Вряд ли строение океанических хребтов допускает представление о такой гетерогенности (причем совмещение континентов по срединно-океаническим швам невозможно без признания сокращения этих швов).

Влияние продольного растяжения, направленного вдоль океанических хребтов, на полосовые магнитные аномалии должно учитываться при обсуждении их происхождения.

Можно отметить еще одно противоречивое следствие гипотезы разрастания океанов, разрешаемое только гипотезой расширения Земли. Упомянутое выше центростремное удаление материков и дна океанов от

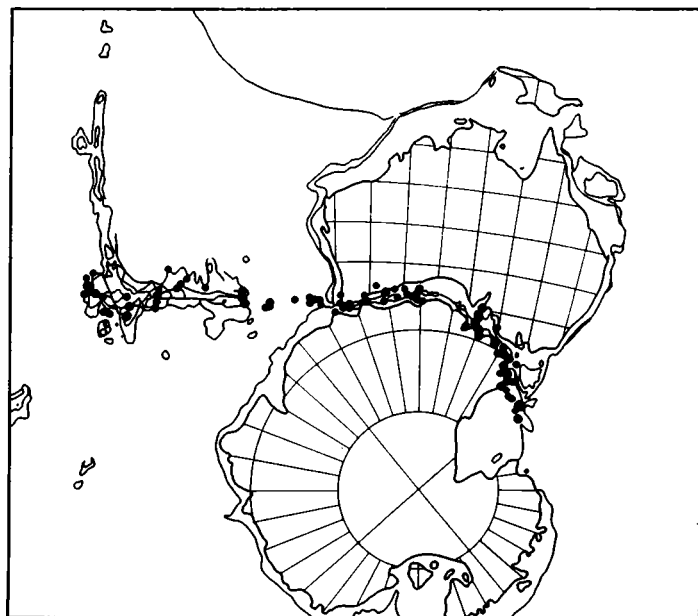


Рис. 1. Совмещение Австралии и Антарктиды, по Д. Маккензи и Дж. Склейтеру (McKenzie, Sclater, 1971), которое должно показывать соответствие формы срединно-океанических хребтов и разделенных частей континентов. Можно видеть, однако, что значительная часть срединно-океанических хребтов остается за пределами границы совмещения, причем эта часть (угол, образованный Австрало-Антарктическим и Восточно-Индийским срединными хребтами) может быть «закрыта» при совмещении всех континентов только со стороны Австралийского материка

Африки (вследствие срединного положения хребтов) должно происходить с различной скоростью, равномерно возрастающей от нуля у Африканского побережья до максимума у противоположащих материков. Скорость удаления срединных хребтов должна составлять ровно половину максимальной, иначе хребты не займут положения осей симметрии. Отмечалось, что подобная правильность движений неправдоподобна. Однако эта трудность легко снимается гипотезой расширения Земли.

#### ПРЕДПОСЫЛКИ «НОВОЙ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ»

В случае приложения гипотезы разрастания океанов к не изменяющей свои размеры Земле расширение океанов нужно объяснить соответствующим сокращением остальной части земной поверхности. Такое сокращение могло происходить за счет тектонического сокращения зем-

ной коры вследствие мезозойской и кайнозойской складчатости (а также надвигов, шарьяжей и других структур сжатия) и, кроме того, за счет пододвигания одних частей земной коры под другие с исчезновением пододвигаемых частей коры на глубине. Пододвигание земной коры предполагается обычно в зонах краевых океанических глубоководных желобов, где океаническая кора, как считают, пододвигается под континентальную.

Конкретное применение этих объяснений, однако, встречает большие трудности, вызываемые целым рядом причин.

Неравномерность распределения областей расширения и сжатия. Океаны располагаются таким образом, что южное полушарие состоит из них на  $\frac{3}{4}$ , причем именно здесь распространена большая часть срединных хребтов, являющихся, согласно гипотезе Вайна — Мэтьюза, осями разрастания океанического дна. Между океанами в южном полушарии расположены континенты, представленные в основной части древними платформами, не испытывшими деформаций сжатия в послепалеозойское время. Таким образом, компенсация расширения южного полушария должна в основном происходить в пределах северного полушария, что трудно объяснить.

Масштабы складчатости. Представление о масштабах послепалеозойской складчатости можно получить из рассмотрения Альпийско-Гималайского пояса — наиболее крупной области послепалеозойской складчатости. Сокращение территории Альп в результате альпийской складчатости оценивается различными авторами в пределах от 3 до 6-кратного (Трюмпи, 1965). При современной ширине Альп около 150 км максимальное сокращение их поверхности в результате складчатости может быть оценено в 1000 км. Если к складчатой системе Альп присоединить складчатые сооружения Атласа, Апеннин и Балкан, общее сокращение ширины западной части Альпийско-Гималайской геосинклинали в результате альпийской складчатости может быть оценено в 2—3 тыс. км. Согласно А. В. Пейве (1969), в западной части Альпийско-Гималайского пояса могло произойти шарьяжное перекрытие существовавшей здесь океанической коры континентальной корой северной части Гондваны на расстояние от 1000 км. В целом максимальное сокращение ширины западной части Альпийско-Гималайского пояса можно оценить в 3—4 тыс. км. Сокращение ширины восточной его части к северу от Индийской платформы, по С. В. Мейену (1969), исходившему из распространения верхнепалеозойских флор, также могло достигать 3—4 тыс. км. Это значительные цифры, однако они существенно уступают величине расширения океанов согласно гипотезе разрастания океанического дна, которую нужно оценить для послепалеозойского времени примерно в 12 тыс. км (в среднем по дуге большого круга). Очевидно, сокращение площади Альпийско-Гималайской геосинклинали могло компенсировать образование одного, но не нескольких океанов. При этом надо учитывать, что Альпийско-Гималайский пояс развивался на месте ныне не существующего океана Тетис, который испытывал расширение по крайней мере до середины юры; следовательно, среди послепалеозойских компенсационных структур нужно искать складчатые структуры, компенсировавшие и этот океан.

Возможности сокращения земной коры посредством складчатости в других послепалеозойских складчатых областях менее значительны, чем в Альпийско-Гималайском поясе. Наиболее крупным является Тихоокеанский пояс, однако интенсивность складчатости в нем уступает Альпийскому. Это обстоятельство отмечалось многими исследователями и отражается на геологических разрезах Анд и Северо-Американских Кордильер (Хаин, 1971; Герт, 1959; Белоусов, 1963). По замечанию В. В. Белоусова, «альпийская складчатость в Андах удивляет своим спокойствием». Ширина Тихоокеанского складчатого пояса в некоторых

местах побережья Америки составляет всего 250—300 км; очевидно, складки Тихоокеанского пояса могли только частично компенсировать расширение Тихого или же Атлантического океана.

В целом послепалеозойской складчатостью можно объяснить лишь небольшую часть компенсации расширения послепалеозойских океанов.

Области расширения на континентах. К сказанному необходимо добавить, что океаны не являются единственными областями расширения, требующими компенсации. Геологические материалы приводят к выводу о широком распространении областей расширения также в пределах континентов. К ним относятся: современные окраинные моря, рассматриваемые многими исследователями как следствие разрывов и раздвигания сиалической коры; внутриконтинентальные моря, представляющие, по выражению А. В. Пейве (1961), «дыры», «прорехи» и «полыньи» в континентальной гранитной коре; внутриконтинентальные впадины типа Западно-Сибирской, Печорской, Паннонской, также, вероятно всего, образовавшиеся в условиях растяжения. Сюда же нужно отнести установленные в пределах континентов многочисленные ранее существовавшие мезозойские и кайнозойские геосинклинали, прогибы и подобные им структуры, часто с явными признаками разрывов сиалической коры и выведением на поверхность симатического материала. Распространение их настолько велико, что ряд геологов полагает, что в пределах континентов и их окраин существует количественное соответствие между разновозрастными структурами растяжения и сжатия, т. е. происходит компенсация структур расширения (растяжения) одновременной складчатостью. Можно высказать сомнение, существует ли в действительности такое соответствие и, в частности, достаточно ли на континентах, например в Евразии, складчатых структур для компенсации многочисленных внеокеанических структур растяжения. Однако вполне очевидно, что после компенсации всех послепалеозойских структур растяжения на континентах возможности компенсации складчатостью расширения океанов окажутся совсем невелики.

Невозможность объяснить компенсацию расширения океанов пододвиганием принадлежащей им коры под материки. Исследователи, поддерживающие представление о разрастании океанического дна при неизменных размерах Земли, должны ввиду сказанного отводить большую роль в компенсации расширения океанов пододвиганию океанической коры под материки. Однако применение этого объяснения чрезвычайно затруднительно. Помимо неравномерного размещения на земной поверхности океанических желобов, с которыми обычно связывают пододвигание (вблизи окраин Тихого океана), трудности создаются тем обстоятельством, что механизм образования океана путем раскола и раздвигания материков логически несовместим с компенсацией расширения этого океана посредством пододвигания его дна под окружающие материки. Достаточно очевидно, что, если материки раздвигаются, океаническое дно под них не пододвигается (во всяком случае полностью); если же океаническое дно пододвигается, то материки не раздвигаются и ширина океана не увеличивается. О величине разрастания симметрично построенного океана (например, Атлантического) мы судим, если пренебречь деталями, по его ширине. Если какая-либо часть океанического дна оказалась пододвинутой под континенты, она составляет неизвестную дополнительную часть разрастания, которую мы не можем учесть. Отсюда расширение (раздвигание видимой части дна океанов) может компенсироваться пододвиганием (или надвиганием) коры лишь за пределами этих океанов.

Ввиду того, что после создания гипотезы Вайна — Мэтьюза обобщение следствий разрастания океанического дна в значительной мере проводилось геофизиками, не все затронутые выше геологические вопросы

рассматривались в литературе в связи с проблемой разрастания океанического дна. Однако недостаточность одной послепалеозойской складчатости для компенсации расширения океанов и логические противоречия, сопровождающие представления о пододвигании океанической коры под континентальную, выявились достаточно отчетливо. С целью преодоления этих противоречий была предложена гипотеза плит.

### ГИПОТЕЗА ПЛИТ

Единственным способом использовать идею взаимного пододвигания частей земной коры для объяснения компенсации расширения океанов оказалось представление о земной поверхности как о подобии системы постоянно движущихся транспортеров. Основные идеи гипотезы плит высказаны У. Морганом (Morgan, 1968), в более законченном виде она изложена К. Ле Пишоном (Le Pichon, 1968). Гипотеза требует отказа от традиционного в геологии противопоставления движений континентальной и океанической коры.

Представления К. Ле Пишона послужили основой многочисленных работ, составивших в последующие годы «новую глобальную тектонику». В них гипотеза плит подвергалась модификации, однако коренного ее пересмотра никто не предлагал. Итоги развития «новой глобальной тектоники» К. Ле Пишон подвел позднее в книге (Le Pichon et al., 1973).

Согласно К. Ле Пишону, поверхность Земли составлена несколькими литосферными плитами. Каждая плита движется в горизонтальном направлении от срединно-океанических хребтов, которые являются нарастающими границами плит. (accreting boundaries), к другим своим границам — поглощающим (consuming boundaries, в статье 1968 г. sinks — «спускам»). Поглощение плит происходит путем их взаимного пододвигания. Между границами наращивания и поглощения плиты соприкасаются по «трансформным разломам», под которыми в этом случае подразумеваются поверхности горизонтального (сдвигового) скольжения плит. Каждая плита «переносит новую земную поверхность от ее источников кпускам» (Le Pichon, 1968, стр. 3679).

Толщина плит, по К. Ле Пишону, соответствует не коре, а более мощной литосфере, и измеряется сотнями километров. Благодаря этому плиты обладают жесткостью. Последняя является свойством, которому придается особое значение: благодаря жесткости плиты перемещаются на большие расстояния без деформаций. Этим объясняется ненарушенное залегание осадков в океанах и отсутствие послепалеозойских деформаций («искажений поверхности») южных материков. Деформации плит (и сопровождающие их тектонические деформации коры) происходят, по К. Ле Пишону, только в узких зонах вблизи поглощающих границ, в которых развивается сжатие.

Движение каждой плиты определяется положением оси раскрытия океана, заключающего нарастающую границу плиты (в соответствии с положениями, высказанными ранее Э. Буллардом, Дж. Вилсоном и др.). Такая ось проходит через центр Земли, и относительно нее плита испытывает вращение по поверхности Земли в направлении, поперечном линии раскрытия соответствующего океана. Например, плита, в состав которой входит Африка, должна двигаться от субмеридионального Атлантического хребта на восток. Направление движения плит указывается простиранием трансформных разломов, пересекающих срединно-океанические хребты. Отсюда, как считает К. Ле Пишон, движения всех плит являются простыми и «геометрически логичными» (Le Pichon, 1968, стр. 3679).

Выделение основных плит произведено К. Ле Пишоном в статье 1968 г. Их 6; это «Африка» (материк с прилегающими половинами Атлантического и Индийского океанов), «Америка» (оба материка с за-

падной половиной Атлантического океана), «Индия» (с Австралией и Индийским океаном), «Антарктика» (Антарктида с океаническим окружением), «Евразия» (с прилегающей частью Атлантики) и «Тихий океан». Все плиты, кроме последней, включают материки и части океанов, а «Тихий океан» полностью океаническая плита. Юго-восточная часть Тихого океана была отнесена в модели 1968 г. к «Антарктике».

Необходимо подчеркнуть следующую особенность гипотезы К. Ле Пишона. Представление о существовании поглощающих зон и соответствующем латеральном движении плит было получено в ней путем приведенного выше логического рассуждения о невозможности расширения Земли. Из него делается вывод, что «если Земля не расширяется, должны быть другие границы коровых блоков, вдоль которых поверхностная кора сокращается и разрушается» (Le Pichon, 1968, стр. 3673). Это рассуждение как обоснование существования поглощающих зон и латерального движения плит повторяется также в последней книге К. Ле Пишона (Le Pichon et al., 1973, стр. 82—84). Таким образом, если наличие нарастающих границ 6 плит, явившихся при построении исходными, использует фактические данные, предоставляемые гипотезой разрастания океанов, то вывод о наличии у каждой плиты границы поглощения получен умозрительно.

### ОСНОВНЫЕ ПРОТИВОРЕЧИЯ ГИПОТЕЗЫ ПЛИТ

Мы остановимся лишь на основных противоречиях в гипотезе плит.

1. Вопрос о границах плит так и остался не разрешенным полностью, несмотря на то, что эти границы вследствие приписываемых плитам высоких скоростей перемещения должны резко выражаться в морфологии земной поверхности и сопровождаться интенсивными сейсмическими явлениями. Уже присоединение к океаническим желобам в качестве аналогичной им поглощающей зоны не похожего на них Альпийско-Гималайского горного пояса является условным. Такое понимание природы Альпийского пояса требует доказательств; однако единственным обоснованием, например, в статье К. Ле Пишона явилась ссылка на мнение геологов о распространении там условий сжатия (Le Pichon, 1968). У. Морган, оговорив, что поглощающие «границы сжатия», «по-видимому, труднее всего выделить», так обосновывает отнесение к ним Альпийско-Гималайского пояса: «автор исходил из того, что системы, характеризующиеся медленным сжатием, трудно диагностировать, и поэтому лучше всего наметить их в наиболее подходящих местах» (Morgan, 1968, стр. 1959).

Однако и Альпийский поглощающий пояс не решил всех вопросов о границах плит, а некоторые создал дополнительно. Так, для разграничения Африканской и Евразийской плит пришлось провести его продолжение до Азорских островов поперек Атлантического океана; в результате восточная половина симметрично построенного Атлантического океана оказалась нелогично разделенной на две части, принадлежащие разным плитам, в то время как противоположная западная половина осталась целой. Плиты Евразия и Америка так и не удалось разделить полностью: граница между ними первоначально продолжалась через Берингов пролив (Le Pichon, 1968), впоследствии через устье Лены и Сахалин (Le Pichon et al., 1973), но в обоих случаях ее условность очевидна. Не сопровождается она, в частности, и высокой сейсмичностью, считающейся характерной чертой ограничений плит. Не менее условна граница между «Америкой» и «Антарктикой», проходящая через пролив Дрейка, которая разделяет аналогично построенные и, очевидно, продолжающие друг друга южную оконечность Южной Америки и Землю Грейама в Антарктиде.

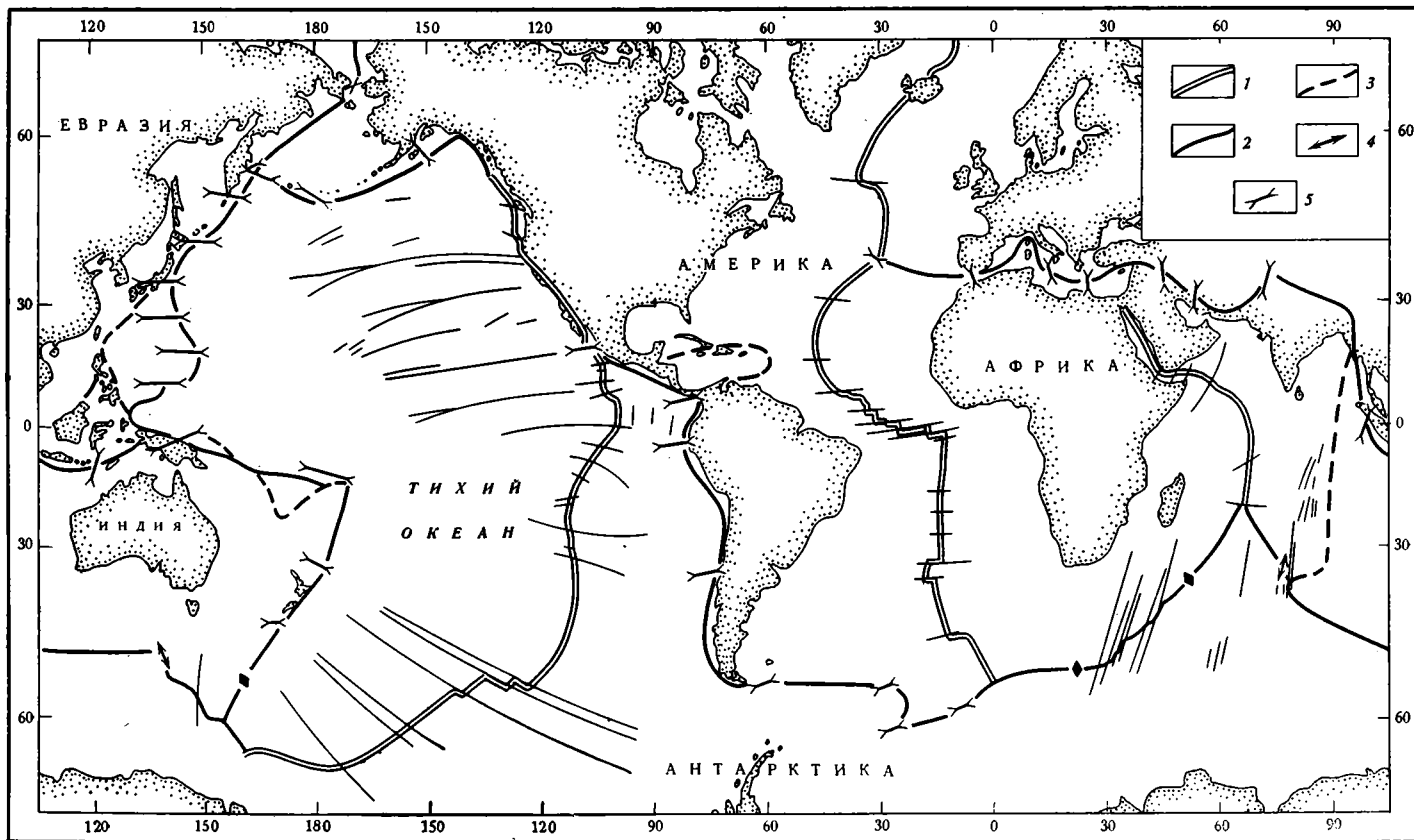


Рис. 2. Первоначальная модель плит по К. Ле Пижону (Le Pichon, 1968). Условные обозначения: 1 — линии раскрывания; 2 — границы сжатия и поглощения; 3 — границы других возможных блоков; 4 — растяжение; 5 — сжатие

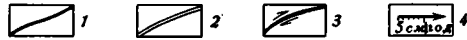
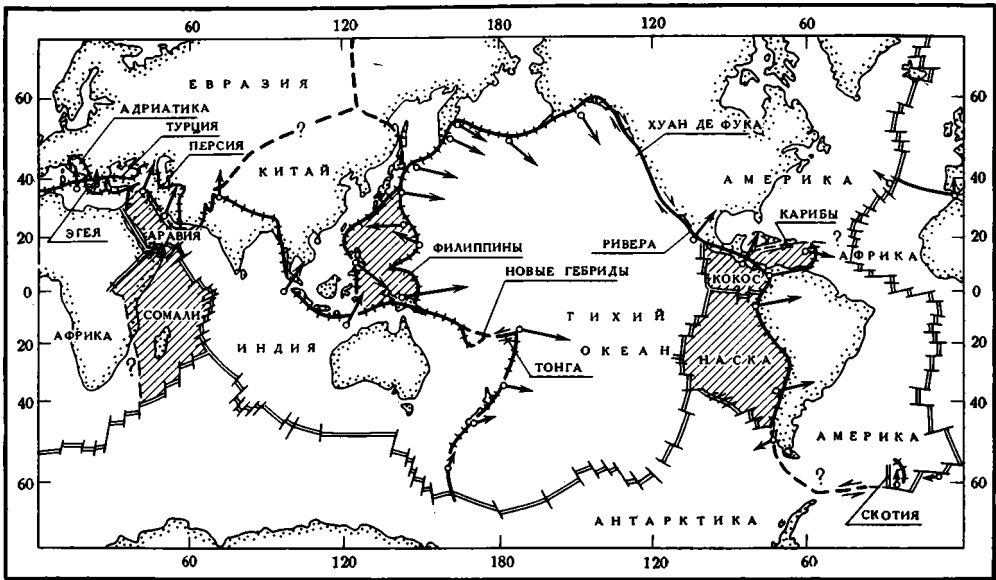


Рис. 3. «Современная мировая кинематическая модель плит» (Le Pichon et al., 1973). Границы плит: 1 — поглощающие; 2 — нарастающие; 3 — трансформные; 4 — относительные скорости в см/год. Заштрихованы 6 плит, введенные дополнительно по Моргану

2. С самого начала оказывается нарушенным условие наличия у каждой плиты собственных нарастающей и поглощающей границ. Несмотря на то, что плита «Африка» ограничена на севере «поглощающей» Альпийской зоной, она не может ею воспользоваться, так как в соответствии с субмеридиональным расположением Атлантического хребта должна двигаться на восток, мимо Альпийской зоны, к нарастающему Аравийско-Индийскому (Карлсбергскому) срединному хребту. Чтобы объяснить это обстоятельство, К. Ле Пишон вынужден отвести Аравийско-Индийскому хребту особую роль, состоящую в трансформации вектора движения Африканской плиты из восточного в северо-восточный, направленные к Гималаям и Тибету (Le Pichon, 1968, стр. 3679). Однако этим необоснованно ставится под сомнение идентичность природы Срединно-Индийского и Срединно-Атлантического хребтов (почему Индийский хребет трансформирует расширение Атлантического, а не наоборот?); относительно же «Африки» можно сделать лишь тот вывод, что эта плита целиком расширяется.

Плита «Антарктика» еще в большей мере, чем Африка, окружена кольцом срединно-океанических хребтов. В 1968 г. ей был оставлен собственный «спуск» — Чилийско-Перуанский желоб, для чего в ее состав была включена юго-восточная часть Тихого океана в виде узкого языка, вытянутого на север между подводным Тихоокеанским хребтом и Южной Америкой (рис. 2). Ввиду явной искусственности такого построения в позднейшей модели (Le Pichon et al., 1973) «Антарктика» лишена указанного языка, вследствие чего она оказалась окруженной одними нарастающими границами (рис. 3) и превратилась во вторую также расширяющуюся плиту. Таким образом, 2 из 6 плит оказались непригодными для роли транспортеров и составили расширяющуюся треть земной поверхности. Предполагается, что разрастание указанных плит компенсируется за их пределами, на границах других плит; однако такая точка зрения не может быть подкреплена доказательствами.

3. Наконец, невозможно само движение плит-транспортёров от нарастающих границ к поглощающим, если считать их, согласно одному из основных положений гипотезы плит, жесткими и не способными к деформациям. Такой вывод с очевидностью вытекает из неправильной формы плит, нарастающие и поглощающие границы которых не равны по протяженности и не обладают достаточным соответствием формы и расположения. Насколько мало «тектоника плит» связывает себя подобными требованиями, показывает приведенный выше пример с «Антарктикой», для которой первоначально допускался «спуск» в Чилийский желоб. Для того чтобы этот «спуск» был осуществлен, материал плиты должен был от окружающих ее океанических хребтов стекаться к центру Антарктического материка и оттуда, как в горло бутылки, следовать в Чилийский желоб. Очевидно, что считаться жесткой такая плита не может. «Спуск» у «Антарктики» был убран, однако достаточно сложные перемещения с поворотами, сближением и расхождение линий течения должны также происходить при следовании к своим «спускам» всех других плит. Подобные движения должны были оставить ясные следы в геологическом строении континентов, которых нет.

Сама «Антарктика» после лишения ее Чилийского желоба должна расширяться одновременно во все стороны; протяженность кольца срединно-океанических хребтов по ее периметру при этом неизбежно должна увеличиваться. Таким образом, гипотеза плит оказалась вынужденной признать то самое разрастание океанов не только поперек, но и вдоль осей океанических хребтов, отрицание которого послужило ранее К. Ле Пишону доказательством невозможности расширения Земли и главным обоснованием гипотезы плит.

#### НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ РАЗРАБОТКИ ГИПОТЕЗЫ ПЛИТ

Распространенным способом усовершенствования и приближения модели К. Ле Пишона к действительности явилось выделение в ее рамках новых мелких плит. Общей закономерностью при этом оказалось появление все большего числа мелких плит в районах, для которых увеличивалась детальность рассмотрения. Дань такого рода модификации отдал в своей последней книге и К. Ле Пишон с соавторами (Le Pichon et al., 1973).

К выделенным ранее 6 плитам К. Ле Пишон, используя работы У. Моргана, Д. Маккензи и др., добавил 6 новых плит, значительно меньшего размера, но относительно крупных: Аравийскую, Сомалийскую, Филиппинскую, Кокосовую, Карибскую и Наска. Эти плиты различны по своему характеру и не все обладают одновременно нарастающими и поглощающими границами: Сомалийская плита (восточная Африка и Мадагаскар) окружена только нарастающими границами, а Филиппинская — только поглощающими. Нет нарастающей границы и у Карибской плиты. Ставится вопрос о выделении из Евразии Китайской плиты с северной границей по линии Памир — Байкал, однако остается неясным, куда эта плита может двигаться. Кроме того, выделяется 10 еще более мелких, также очень разнородных плит: «Адриатика», «Турция», «Персия» и др. При рассмотрении движений Аравийской плиты дополнительно выделены Синайская и Данакильская плиты. Существование мелких плит предполагается, кроме того, в районе Карибского моря, особенно много в Евразии и т. д.

Поскольку нарастающие границы дополнительных плит имеют гораздо меньшие масштабы расширения, чем нарастающие границы основных плит, представленные океаническими хребтами, перемещения дополнительных плит намного уступают перемещениям основных плит. Так, горизонтальное перемещение Аравийской плиты, одно из наиболее значительных, составляет половину ширины Красного моря, т. е. 100 км.



Перемещения других дополнительных плит еще меньше. При этом большинство из них не является транспортерами, переносящими литосферу от границ наращивания к зонам поглощения; это, скорее, подобия тектонических блоков, совершающих дифференциальные горизонтальные движения, хотя с геологической точки зрения их выделение крайне приблизительно и условно. В целом можно констатировать, что в решении основной задачи «новой глобальной тектоники» — объяснении компенсации расширения океанов — новые дополнительные плиты ничего не меняют: компенсация происходит по-прежнему за счет перемещений главных 6 плит. Это обстоятельство подчеркивается и К. Ле Пишоном с соавторами: введение новых плит «не влияет каким-либо образом на определение относительных движений между крупнейшими... плитами, данными К. Ле Пишоном» (стр. 86).

Не облегчают решения главной проблемы также другие усовершенствования, вводимые авторами в гипотезу плит. Это вовлечение в сферу рассмотрения земной коры, о которой в первой статье К. Ле Пишона ничего не было сказано, и соответственное проведение различий между океан-несущими и континент-несущими частями плит; признание значительных внутриплитных деформаций, определение координат десятков новых полюсов и осей вращения дополнительных плит и др. Эти нововведения порождают дополнительные проблемы, но не устраняют слабостей обоснования первоначальной модели.

Нужно подчеркнуть, что, несмотря на наличие у гипотезы плит руководящей идеи об обязательной компенсации любого расширения, рассмотрение конкретных обстоятельств постоянно приводит ее к заключению о существовании на Земле крупных участков расширения без компенсации. Помимо уже указанного случая с Африканской и Антарктической плитами, оказавшимися полностью расширяющимися, нужно отметить вынужденное отнесение к структурам интенсивного растяжения (Le Pichon et al., 1973, стр. 272, также другие работы) окраинных морей западной части Тихого океана (Филиппинского, Японского и др.), явно противоречащее представлению о концентрации напряжений сжатия в районе тихоокеанских желобов. Объяснение растяжения коры этих морей происходящим в этих местах на глубине ускорением погружения плит явно искусственно. К тому же и непосредственно в глубоководных желобах явных признаков сжатия до сих пор не обнаружено, но имеются сведения о распространении там условий растяжения (Wogzel, 1965, и др.).

В части приложения гипотезы плит к истолкованию строения конкретных районов нельзя не отметить, что постоянной принадлежностью посвященных этому работ, и часто их главным геологическим обоснованием, стали предельно схематизированные разрезы с многократно преувеличенным вертикальным масштабом и карты-схемы с изображением только контуров плит и береговых линий. Достаточно очевидно, что такие материалы не могут служить проверкой, а тем более подтверждением гипотезы плит. Характерно, что на разрезах изображение наибольших подробностей часто относится к околломантийным глубинам и прошедшему геологическому времени.

В качестве примера приложения гипотезы плит к конкретному материалу приведем объяснение его строения Индии и Тибета. К. Ле Пишон с соавторами (Le Pichon et al., 1973) обращаются к этой теме в нескольких местах своей книги. Выводы, к которым они приходят, несмотря на общий оптимистический тон их работы, выглядят неутешительно. «Вся эта зона (Альпийско-Гималайская) является наиболее сложной и наименее понятной» (стр. 93); «хотя в принципе кажется резонным описывать тектонику Евразии как взаимодействие блоков литосферы<sup>5</sup>, пока еще неясно, насколько успешно эта идея может быть

<sup>5</sup> Подразумеваются мелкие плиты.

применена на практике» (там же); «далее на восток, между Индией и Евразией, ситуация даже еще более сложна и очень мало понятна» (стр. 94); «распространение землетрясений нелегко примирить с погружением Индийской плиты» (стр. 267). Авторы не видят возможности получить в наше время ответы на вставшие перед ними вопросы и возлагают надежды только на регистрацию сейсмических явлений, для которой потребуются «сотни, а может быть тысячи лет» (стр. 264).

Положение в области Тибета выглядит действительно затруднительным. После введения в «тектонику плит» представления о земной коре, в частности о континентальной гранитной коре, стало трудно объяснить погружение этой относительно легкой коры под мантийное основание другой плиты. Было высказано мнение (McKenzie, 1969) о расщеплении континент-несущих плит при взаимном столкновении, в результате чего континентальная кора остается на поверхности, а нижележащая мантийная часть плиты погружается под другую плиту, отделяясь от своей коры. Эта точка зрения, принимаемая К. Ле Пишоном и соавторами, предполагает для Тибета сдвигание (надвиговое перекрытие) континентальной коры «Индии» и «Евразии». Сдвоенная кора, оставшись на поверхности, образовала Тибет; подстилавшая же ее мантия ушла в глубину. Подсчитаем, какое количество этой мантии как основания плиты должно было скрыться под Тибетом со стороны «Индии», определяя по методике К. Ле Пишона величину поглощенной литосферы по величине соответствующего нарастания. Как уже отмечено выше, в области Тибета должно происходить поглощение литосферы, компенсирующее разрастание восточной половины Атлантического океана и всего Индийского по обе стороны Аравийско-Индийского хребта. Это составляет 5 тыс. км. Но, согласно новому варианту плитовой модели (см. рис. 3), под Тибетом должно быть компенсировано также расширение противоположного сектора Антарктической плиты (не имеющей своего «спуска»). Отсюда к полученной величине мы должны прибавить величину разрастания по меньшей мере одной стороны Индийско-Антарктического хребта, т. е. около 2 тыс. км; это дает 7 тыс. км. Если условно представить себе подобную плиту простирающейся к центру Земли, то она минет его и продолжится в другое полушарие; если вообразить ее продолжающейся горизонтально, она достигнет Ледовитого океана. Достаточно ясно, что даже с позиций «тектоники плит», допускающей, что в каждом «спуске» может скрываться столько литосферы, сколько потребуется, масштаб поглощения под Тибетом чрезмерно велик. Однако это не все. Поскольку ширина Тибета не превышает 1,5 тыс. км, то индийская континентальная кора, согласно рассматриваемой модели, не могла пододвинуться под евразийскую больше, чем на это расстояние. Однако из приведенного выше расчета видно, что подстилающая эту кору мантийная литосфера должна была пододвинуться на величину в 5 раз большую. Вполне очевидно, что в таком случае южная океаническая граница Индийского континента должна была бы сопровождаться крупнейшей «зоной Беньофа», ничего похожего на которую не существует.

Объем статьи не позволяет остановиться на других недостатках гипотезы плит. Многие из них указаны в работах В. В. Белоусова (1973), Ю. М. Шейнманна (1973, 1974) и др.

### «КОНЦЕПЦИЯ МАЛЫХ ПЛИТ»

В заключение нужно остановиться на одной характерной тенденции, проявившейся в «новой глобальной тектонике». Выше уже отмечалось, что рассмотрение конкретных площадей постоянно приводит «тектонику плит» к выделению новых плит малого размера. Еще в большей степени, чем в работах геофизиков — создателей «новой глобальной текто-

ники», эта тенденция проявилась в работах ее последователей — геологов. В этих работах плиты часто отождествляются с участками земной коры, отличающимися характером движений и строением, в частности океаническим и континентальным, несмотря на то, что согласно гипотезе плит океаническая и континентальная кора одинаково пассивно перемещаются на поверхности литосферных плит; высказываются предположения о раздвигании плит с образованием между ними океанов (геосинклиналей) и последующем их сдвигании с горообразованием и складчатостью, хотя по смыслу гипотезы плит плита, скрывшаяся при раздвигании океана в зоне поглощения, не может оттуда вернуться. Можно встретить утверждение, что мозаичное блоковое строение того или иного района отвечает современной гипотезе «тектоники плит»; некоторые авторы называют «плитами» обычные ограниченные разломами тектонические блоки на том основании, что на одной их стороне выявляются признаки надвигания, а на другой — раздвига и растяжения. Между тем достаточно очевидно, что в приведенных примерах речь идет не о плитах, компенсирующих расширение океанов или помогающих объяснить такую компенсацию, а о тектонических блоках и их системах. Эти представления отвечают не «новой глобальной тектонике», а известным положениям А. В. Пейве (1961) о дифференциальных движениях блоков земной коры.

Согласно А. В. Пейве, в земной коре происходят дифференциальные перемещения блоков и их систем, вызванные действием горизонтальных и вторичных по отношению к ним вертикальных сил. «Вдоль фронта быстрее перемещающейся системы блоков, на стыке с впереди лежащими и медленнее перемещающимися блоками, возникают условия преобладающего сжатия. В то же время в тылу быстрее перемещающейся системы блоков возникают условия преобладающего растяжения». Причины дифференциального движения блоков А. В. Пейве видел в воздействии на них гравитационно-инерционного силового поля. Представление о мелких взаимно перемещающихся плитах, в отличие от первоначальной концепции К. Ле Пишона, можно назвать «концепцией малых плит». Появление ее с точки зрения геологических материалов закономерно и оправдано, однако с гипотезой плит ее связывает только употребление термина «плиты».

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Нужно подчеркнуть, что наиболее слабые и не обоснованные фактами положения гипотезы плит связаны с вопросом о компенсации разрастания океанов. Сюда относятся утверждения о наличии на Земле зон поглощения, о достаточном их распространении и о возможности исчезновения в них любых излишков литосферы. Если хотя бы одно из этих положений ошибочно, гипотеза плит должна быть отвергнута в пользу гипотезы расширения Земли; поэтому гипотеза расширения Земли заслуживает по крайней мере того же внимания, что и гипотеза плит.

Гипотеза расширяющейся Земли легко соединяет наиболее аргументированные стороны мобилизма (раскалывание и взаимное удаление континентов) и фиксизма (свидетельства длительных связей континентальной коры с подстилающей мантией). Она способна полностью включить гипотезу разрастания океанического дна, избежав при этом многочисленных противоречий, характерных для попыток приложения последней к не меняющей размеры Земле. Представление о расширении Земли может быть совмещено также с пульсационной гипотезой.

В отношении объяснения конкретных геологических явлений возможности гипотезы расширения Земли представляются значительно большими, чем у «новой глобальной тектоники». Она в состоянии объяснить, в частности, ряд распространенных явлений, не объясненных достаточно ясно другими тектоническими гипотезами. Сюда относятся разра-

стане океанов и образование геосинклиналей и других крупных впадин (прогибов, депрессий, «окон» в гранитной коре, грабенов и т. д.); внедрение интрузий, дайковых поясов; многократное повторное раскрытие рудных трещин и т. д. Принципиальной невозможности объяснения складчатости в условиях расширяющейся Земли, видимо, не существует, однако этот вопрос требует отдельного рассмотрения.

### Литература

- Белоусов В. В. О тектонике Анд.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1963, № 2.
- Белоусов В. В. Тектоносфера Земли: идеи и действительность.— Сб. «Проблемы глобальной тектоники», М., «Наука», 1973.
- Бронштейн И. Н., Семендяев К. А. Справочник по математике. «Наука», 1965.
- Булин Н. К. Современное поле напряжений в верхних горизонтах земной коры.— Геотектоника, 1971, № 3.
- Вегенер А. Возникновение материков и океанов. М.— Л., Гос. изд-во, 1925.
- Герг Г. Геология Анд. М., Изд-во иностр. лит., 1959.
- Дитц Р. С. Эволюция океанов как следствие разрастания площади их дна.— Сб. «Дрейф континентов», М., «Мир», 1966.
- Иваненко Д. Д., Сагитов М. У. О гипотезе расширяющейся Земли.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. физ. и астроном., 1961, № 6.
- Карасик А. М. Магнитные аномалии океана и гипотеза разрастания океанического дна.— Геотектоника, 1971, № 2.
- Кириллов И. В. Гипотеза развития Земли, становления континентов и океанов.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1958, № 2.
- Колчанов В. П. Палеогеографические построения О. Х. Хильгенберга для расширяющейся Земли.— Геотектоника, 1971, № 4.
- Кропоткин П. Н. Динамика земной коры.— Сб. «Проблемы глобальной тектоники», М., «Наука», 1973.
- Кулон Ж. Разрастание океанического дна и дрейф материков. Л., «Недра», 1973.
- Мейен С. В. О гипотезе перемещения континентов с точки зрения палеофлористики карбона и перми.— Геотектоника, 1969, № 5.
- Напряженное состояние земной коры (по измерениям в массивах горных пород). «Наука», 1973.
- Нейман В. Б. Расширяющаяся Земля. Географгиз, 1962.
- Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Справочник физических констант горных пород. «Наука о Земле», М., «Мир», 1969.
- Тимошенко С. П. Устойчивость упругих систем. М., 1955.
- Трапезников Ю. А. Реферативный обзор и критика современных гипотез расширяющейся Земли.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1963, № 5.
- Трюмпи Р. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп.— Сб. «Тектоника Альпийской области», М., «Мир», 1965.
- Хизен Б. К. Ложе океанов.— Сб. «Дрейф континентов», «Мир», 1966.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника. «Недра», 1971.
- Хаин В. Е. О современном положении в теоретической геотектонике и вытекающих из него задачах.— Геотектоника, 1972, № 4.
- Хаст Н., Нильсон Т. Измерения напряжений в скальных породах и их значение для строительства плотин.— Пробл. инж. геол., вып. 4. М., «Мир», 1967.
- Шейнманн Ю. М. Новая глобальная тектоника и действительность. Статьи 1 и 2.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, т. XLVIII, 1973, № 5, и т. XLIX, 1974, № 1.
- Andel van S. I., Hospers J. Palaeomagnetism and the hypothesis of an expanding Earth: a new calculation method and its results.— Tectonophysics, 1968, v. 5, No. 4.
- Carey S. W. The tectonic approach to continental drift. «Continental drift», a symposium. Univ. of Tasmania, Hobart, 1959.
- Creer K. M. An expanding earth? — Nature, 1965, v. 205, No. 4971.
- Dietz R. S. Passive continents, spreading sea floors and continent rises: a replay.— Amer. J. Sci., 1967, v. 265, No. 3.
- Dooley J. C. Is the earth expanding? — Search, 1973, v. 4, No. 1—2.
- Egyed L. Determination of changes in the dimensions of the earth from palaeogeographical data.— Nature, 1956, v. 178, No. 4532.
- Heezen B. C. Paleomagnetism, continental displacements and the origin of submarine topography. International Oceanograph. Congr. Preprints (M. Sears ed.) Amer. Ass. Advanc. Sci., Washington, 1959.
- Heezen B. C., Sharp M. Tectonic fabric of the Atlantic and Indian oceans and continental drift. Philos. Transac. Roy. Soc. of London, ser. A, mathem. and phys. sci. (a symposium on continental drift), 1965, v. 258, No. 1088.
- Heirtzler J. R., Dickson G. O., Herron E. M., Pittman III W. C., Le Pichon X. Marine

- magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents.—*J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, No. 6.
- Hess H. H.* History of ocean basins. In: Petrological studies, Buddington volume.—*Geol. Soc. of Amer.*, Boulder, 1962.
- Hilgenberg O. C.* Vom wachsenden Erdball. Verf.—Verl., Berlin, 1933.
- Hilgenberg O. C.* Paläopollagen der Erde. *Neues Jahrb. Geol. und Palaontol.*, Abhandl., Stuttgart, 1962, No. 116.
- Hilgenberg O. C.* Die Paläogeographie der expandierenden Erde vom Carbon bis zum Tertiär nach paläomagnetischen Messungen.—*Geol. Rundschau*, 1966, B. 55, H. 3.
- Hilgenberg O. C.* Der Einfluß des Maßes der Erdexpansion auf die Vererzung und die Lage der Erdpole.—*Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsch.*, 1969, No. 3.
- Isacks B., Oliver J., Sykes L. R.* Seismology and the new global tectonics.—*J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, No. 18.
- Jordan P.* Die Expansion der Erde. Braunschweig, 1966.
- Le Pichon X.* Sea-floor spreading and continental drift.—*J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, No. 12.
- Le Pichon X., Francheteau J., Bonnin J.* Plate tectonics. Elsevier Publ. Comp., Amsterdam—London—New York, 1973.
- McKenzie D. P.* Speculations on the consequences and causes of plate motions.—*Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1969, v. 18, No. 1.
- McKenzie D., Sclater J. G.* The evolution of the Indian Ocean Since Cretaceous.—*Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1971, v. 24, No. 5.
- Morgan W. J.* Rises, trenches, great faults and crustal blocks.—*J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, No. 6.
- Runcorn S. K.* Change in the convection pattern in the Earth's mantle and continental drift: evidence for a cold origine of the Earth. *Philos. Transac. Roy. Soc. of London*, ser. A, mathem. and phys. sci. (a symposium on continental drift), 1965, v. 258, No. 1088.
- Vine F. J.* Spreading of the ocean floor: new evidence.—*Science*, 1966, v. 154, No. 3755.
- Vine F. J., Matthews D. H.* Magnetic anomalies over ocean ridges.—*Nature*, 1963, v. 199, No. 4897.
- Worzel J. L.* Deep structure of coastal margins and mid-oceanic ridges. «Submarine geologie and geophysics». London, 1965.

ЦНИГРИ

Статья поступила  
9 июля 1974 г.

УДК 551.263.2(571.7)

М. И. ГРУДИНИН, Э. Л. ПРУДОВСКИЙ

**ОФИОЛИТЫ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ  
ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

В складчатом обрамлении юга Сибирской платформы широко развиты структуры байкальского и каледонского тектогенеза, в которых сохранились офиолитовые ассоциации, представленные зеленокаменными породами. Установлено, что эти ассоциации составляют два разновозрастных пояса — байкальский и каледонский. Предполагается, что офиолиты этих поясов образовались как в результате перемещения океанической коры, так и путем плавления симатического мантийного вещества с последующим внедрением его в верхние этажи земной коры. Перемещение отдельных блоков офиолитов связывается с более поздними движениями.

В последние годы пристальное внимание геологов обращено на своеобразную, выдержанную в пространстве и времени ассоциацию пород — гипербазитов, габброидов, спилитов и радиоляритов, именуемую «офиолитами», которая в свое время вошла в литературу как «триада Штейманна». Эта гипербазит-базит-радиоляритовая ассоциация распространена во всех складчатых поясах земного шара и связана с начальными этапами развития эвгеосинклинальных зон. Отдельные члены офиолитовой ассоциации, такие, как гипербазиты, основные вулканиты и габброиды, знаменуют определенные стадии эвгеосинклинального процесса и являются своеобразными вехами тектонической истории складчатых регионов. Важность изучения подобных ассоциаций определяется еще и тем, что они могут дать весьма ценную информацию об особенностях строения земной коры и верхней мантии, что было подчеркнуто акад. А. В. Пейве (1973) на Международном симпозиуме по геологии офиолитов, прошедшем в мае 1973 г. в Москве.

Многие исследователи признают, что выходы офиолитов в складчатых сооружениях трассируют границы прежних литосферных плит, а порождающие их эвгеосинклинали закладываются на границе континент — океан. При этом по вопросам генезиса отдельных членов офиолитовых серий — гипербазитов и габброидов — существуют различные точки зрения. А. В. Пейве и его соавторы (1969, 1971) считают, что эти образования являются тектоническими фрагментами океанической коры, однако Ю. М. Шейнманн (1973, 1974) возражает против такого заключения и признает только магматическую природу подобных образований, сформированных путем последовательного внедрения их в виде магматического расплава. Ряд зарубежных исследователей (Максвелл, 1973; Брюнн, 1973; Обуэн, 1973) считают, что гипербазитовые и габброидные массивы могли образоваться посредством как выдавливания блоков океанической коры, так и дифференциации мантийного расплава. Обычно изучение офиолитов, столь интенсивно проводимое в настоящее время геологами всех континентов, охватывает либо участки срединно-океанических хребтов, либо мезозойско-кайнозойские или, в крайнем случае, палеозойские складчатые сооружения. Офиолитовые ассоциации, безусловно, встречаются и в более древних структурах. Однако вследствие интенсивной переработки более молодыми тектоническими процессами их изучение сопряжено с большими трудностями. К числу таких районов

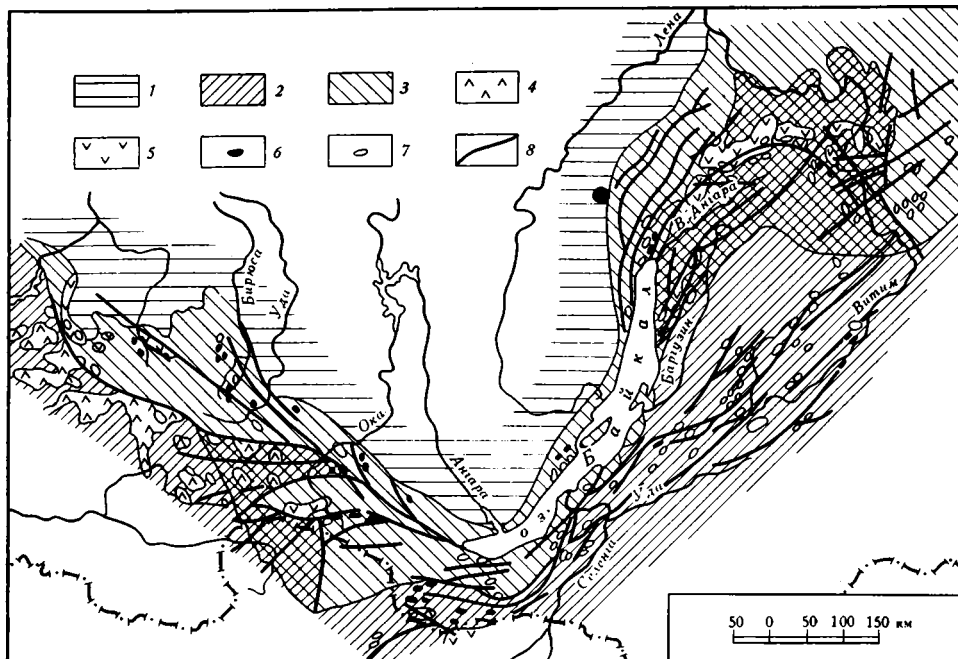


Рис. 1. Схема размещения офиолитовых ассоциаций юга Сибирской платформы 1 — платформа; 2 — каледонские структуры; 3 — байкальские структуры; 4 — вулканиды каледонид; 5 — вулканиды байкалид; 6 — массивы гипербазитов; 7 — массивы габброидов; 8 — крупные тектонические нарушения

относится Саяно-Байкальская складчатая область, где широко развиты структуры байкальского и каледонского тектогенеза (рис. 1). Байкалиды относительно хорошо сохранились в виде отдельных фрагментов вдоль границы Срединно-Азиатского складчатого пояса с Сибирской платформой; каледонские складчатые структуры занимают значительные пространства ближе к осевой части этого пояса. В этих разновозрастных структурах размещаются многочисленные массивы основного и ультраосновного состава, ассоциирующие с толщами основных вулканитов и радиоляритов.

Л. И. Салоп считает, что гипербазиты и базиты раннего протерозоя, развитые в пределах Северного Прибайкалья и Средне-Витимской горной страны (Байкальская горная область), «вместе с субвулканическими и эффузивными породами являются типичными офиолитовыми образованиями, характерными для раннего этапа геосинклинального развития» (Салоп, 1967, стр. 56). Исходя из общих стратиграфических построений и на основании изучения мелких тел метасоматических габброидов острова Богучанского и мыса Тонкого на северо-западном побережье Байкала, К. А. Клитин и Т. Г. Павлова (1974) выделили «офиолитовый комплекс» в этом районе и рассматривают его как разрез океанической коры. Сохранение гипербазитов и базитов в структурах байкалид также характерно и для Восточного Саяна, где эти породы нередко пространственно связаны с полями вулканитов. Особенно часто массивы основных и ультраосновных пород встречаются в амфиболитах бирюсинской серии раннего протерозоя.

Представители «тройственного союза» особенно хорошо сохранились в каледонских структурах Саяно-Байкальской горной области. Здесь они представлены гипербазитами, основными вулканитами, кремнистыми породами и разнообразными габброидными массивами, т. е. той гаммой пород, которая составляет «разрез океанической коры», по А. В. Пейве (1969). Правда, не везде этот разрез полный. Так, в Удино-Витим-

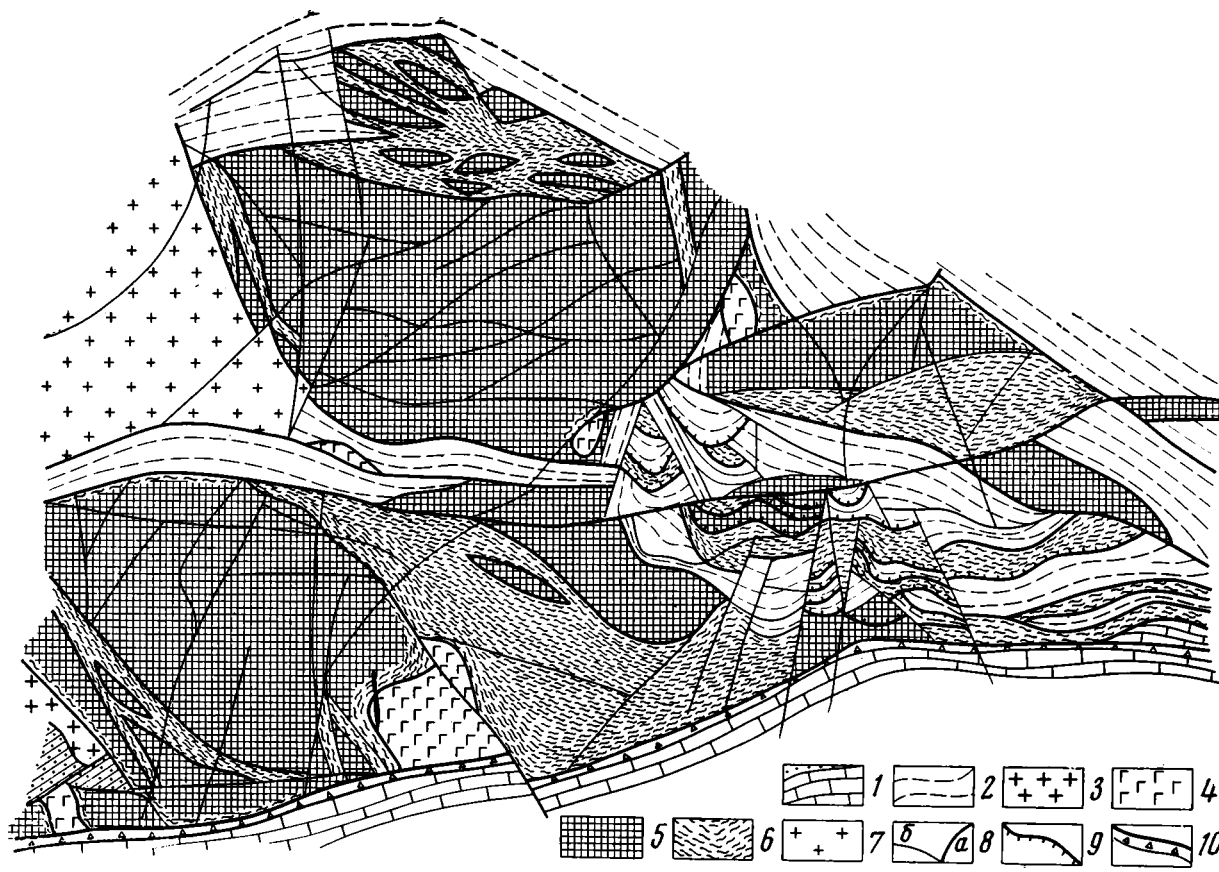
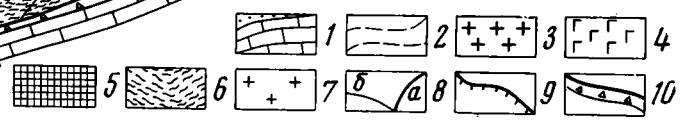


Рис. 2. Геологическая карта Ошпинско-Китойского гипербазитового массива (Восточный Саян)

1 — карбонатно - терригенные кембрийские отложения; 2 — толща амфиболитов и метаэфузивов протерозоя; 3 — палеозойские гранитоиды; 4 — метагаббро; 5 — массивные серпентиниты; 6 — рассланцованные тальково-карбонатные и хлорито-карбонатные серпентиниты; 7 — протерозойские гранитоиды; 8 — тектонические нарушения: а — локальные, б — региональные; 9 — надвиги, взбросы; 10 — зоны тектонических брекчий





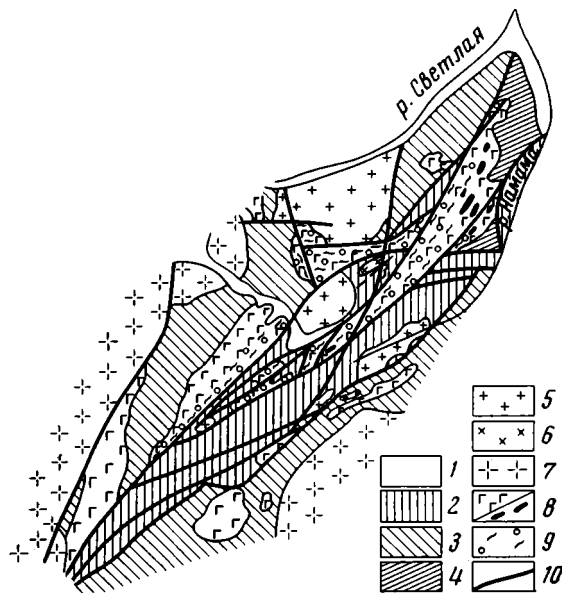


Рис. 3. Схема расположения габброидных интрузий Центральной части Баргузинского хребта (Восточное Прибайкалье)

1 — четвертичная система; 2 — известняки нижнего кембрия; 3 — верхнепротерозойские отложения; 4 — нижнепротерозойские отложения; 5 — палеозойские гранитоиды; 6 — мелкие тела субщелочных габброидов; 7 — верхнепротерозойские гранитоиды; 8 — нижнепротерозойские габброиды и ультрабазиты; 9 — зоны интенсивного расщелачивания и гранитизации; 10 — разломы

ской структурно-фациальной зоне (Западное Забайкалье) довольно часто встречаются массивы габброидов, реже распространены тела гипербазитов, причем последние представлены чрезвычайно

мелкими линзами, и почти совсем отсутствуют здесь основные вулканы. В Джидинской структурно-фациальной зоне (Южное Забайкалье) ассоциация офиолитов представлена гипербазитами, основными вулканидами и кремнистыми породами с подчиненным количеством габброидов (Беличенко, 1969; Комаров, 1972). Особенно полно такой разрез, по устному сообщению геолога А. П. Секерина, представлен в западной части Восточного Саяна, в пределах распространения так называемого Куртушибинского гипербазитового пояса (Глазунов и др., 1973).

Недостаточно полный разрез в Удино-Витимской структурно-фациальной зоне может быть объяснен тем обстоятельством, что в этом районе велика роль гранитоидного орогенного магматизма, в значительной мере переработавшего предшествующие геологические образования. Это видно на примере массива «Гольцы» (Прудовский и др., 1971).

Пространственное положение интрузий базитов, гипербазитов и полей вулканидов и связь их с разновозрастными структурами позволяет говорить о двух офиолитовых поясах большой протяженности — байкальском и каледонском. Каждый из этих поясов представляет собой прерывистую полосу интрузий базитов и гипербазитов и выходов основных вулканидов, протягивающихся на тысячи километров, приблизительно вдоль южного края кратона. Среди интрузивных представителей офиолитов в каждом поясе установлен приблизительно одинаковый набор формаций. Офиолитовый пояс байкалид включает гипербазитовую, габбро-диабазовую, габбро-анортозитовую и габбро-перидотитовую формации, в каледонском поясе известны, кроме первых трех, габбро-пироксенитовая и габбро-сиенитовая, а место габбро-перидотитовой занимает габбро-пироксенит-дунитовая формация.

Обсуждая вопрос относительно природы офиолитов, следует подчеркнуть, что интрузии базитового профиля этого обширного региона являются по отношению к гипербазитам более молодыми образованиями, обладающими автономной внутренней структурой (Грудинин и др., 1974). Из них только представители габбро-диабазовой формации обнаруживают тесную связь с основными вулканидами, другие же формации находятся в слабометаморфизованных терригенных, карбонатных и метаморфизованных толщах, не содержащих основных вулканических производных. Причем установлено, что большая часть габброидов имеет магматический генезис, на что указывал и Г. В. Пинус (1974).

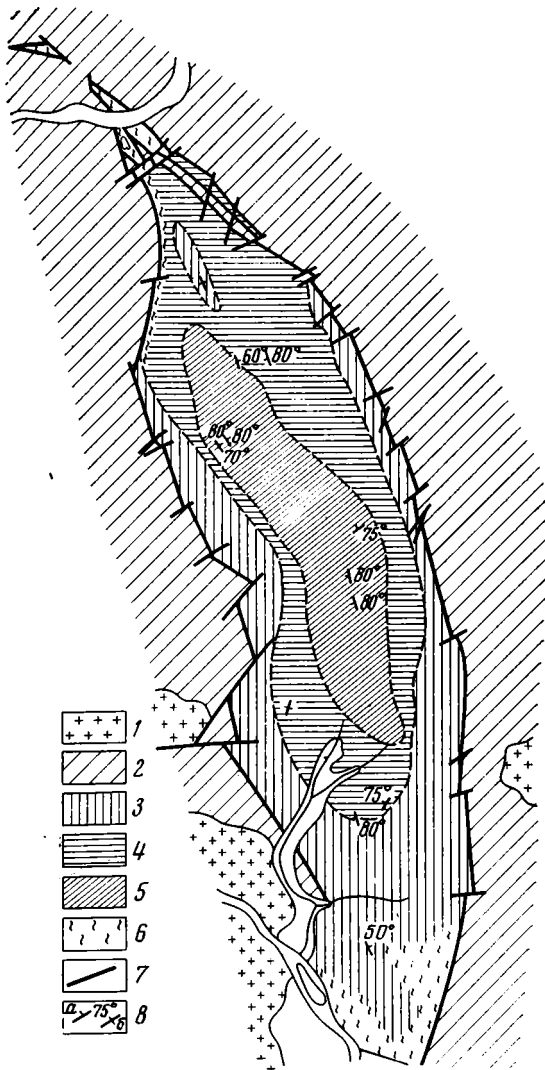


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Шаманского гипербазитового массива (Средне-Витимская горная область)

1 — палеозойские гранитоиды; 2 — нижнепротерозойские осадочно-метаморфические толщи; 3 — дуниты; 4 — гарцбургиты; 5 — перемежаемость дунитов и гарцбургитов (дунит-гарцбургитовый полосчатый комплекс); 6 — зоны оталькования и карбонатизации; 7 — разрывные нарушения; 8 — первичные прототектонические элементы (полосчатость, цепочки хромшпинелидов, ориентировка кристаллов пироксена): а — наклонное; б — вертикальное залегание

Особого внимания заслуживают массивы гипербазитов. Они в большинстве случаев представляют собой линзовидные, пластообразные тела, постоянно имеющие тектонические контакты с вмещающими толщами. В области эндоконтактов гипербазитов нередко развиты зоны интенсивно рассланцованных тальково-карбонатных пород, брекчиевидных серпентинитов, мелкочешуйчатых серпофитовых серпентинитов, отмечаются интенсивные пластические деформации серпентинитов в виде мелкой крутой складчатости. В эндоконтактных зонах нередко отмечаются тектонические клинья и отторженцы вмещающих пород. Экзоконтактовая полоса вмещающих пород вокруг крупных массивов изобилует мелкими

линзами, отторгнутыми от главного тела. В этом отношении особенно показательна тектоническая структура Оспинско-Китойского гипербазитового массива из Восточного Саяна (рис. 2). Центральная часть массива представляет собой два крупных блока линзовидной формы, разделенных перемычкой вмещающих пород, от которых ответвляются в субширотном направлении тонкие пластины, имеющие на своем продолжении линзовидные раздувы в сочетании с полигональными блоками. Сами гипербазиты расчленены продольными дихотомически ветвящимися нарушениями на ряд линз, периферическая часть которых сложена мелкочешуйчатыми серпентинитами и серпентин-тальковыми породами, центральная — массивными серпентинитами и неизменными гипербазитами. Восточное и западное окончания гипербазитового тела представляют собой сложную тектоническую смесь из вмещающих пород и серпентинитов, созданную крутопадающими нарушениями и надвигами. Эти явления в сочетании с тем, что в теле серпентинитов отмечаются мелкие тела габбро и диабазов с тектоническими контактами, а также «ксенолиты» вмещающих амфиболитов среднего протерозоя и карбонатных пород венда, свойственны типичному меланжу, описанному на Малом Кавказе (Книппер, 1971; Соколов, 1974) и Корякском нагорье (Бо-

ратов и др., 1974). Такие тектонические структуры отмечены в районе бассейна р. Джиды в Южном Забайкалье. При изучении серпентинитов Дархинтуйского массива бассейна р. Джиды И. В. Белов и М. В. Богдаева (1962) отметили, что особенностью данного массива является то, что в нем встречаются конгломератовидные серпентиниты, галька которых состоит из хризотилового серпентинита, и цементом служат анортит и железомagneзиальный карбонат. Основная масса этих пород зачастую рассланцована, а галька вытянута параллельно их сланцеватости. Зона конгломератовидных серпентинитов постепенно сменяется обычными серпентинитами. Природу подобных серпентинитов авторы склонны объяснять тектоническими процессами. Следует добавить, что при изучении стратиграфии и тектоники нижнепалеозойских толщ Западного Забайкалья В. Г. Беличенко (1969) отметила, что ориентировка гипербазитов подчинена пликативным структурам.

Большинство базитовых массивов центральной части Баргузинского хребта залегает либо в форме изометричных тел, либо в виде удлиненных пластин и будин, заключенных в зонах тектонических нарушений (рис. 3). Внутренняя часть их интенсивно раздроблена и перемята. Переход от рассланцованных разностей в массивные, как правило, постепенный. Все это свидетельствует о том, что массивы габброидов в большинстве своем находятся также во вторичном залегании. Тот факт, что крупные массивы гипербазитов, как правило, сопровождаются мелкими телами, чаще всего серпентинитов, может указывать на формирование мелких серий серпентинитовых линз (таких, как Молодежнинская в Средне-Витимской горной стране, Манская, Идарская и Бирюсинская в Восточном Саяне) за счет дробления и растаскивания более крупных массивов. Небезынтересно отметить, что поля мелких серпентинитовых линз более характерны для байкальской складчатой зоны, испытавшей многократные тектонические движения последующих эпох.

Таким образом, приведенные данные однозначно свидетельствуют о вторичном залегании гипербазитов, а иногда и базитов. Диапазон перемещения этих массивов был достаточно велик, о чем свидетельствует нахождение гипербазитов среди тех же отложений, в которых отмечаются следы их размыва. Так, Денжугурский массив в Восточном Саяне залегает в карбонатно-терригенной толще венда — кембрия. Хромшпинелиды из этого же массива отмечены в песчаниках указанной толщи.

Однако далеко не все базит-гипербазитовые массивы имеют признаки тектонического протрузивного внедрения. В некоторых из них, особенно в габброидных массивах, как указано выше, часто наблюдаются интрузивные контакты с вмещающими породами; для приконтактных частей отдельных массивов характерны явления базификации или интенсивной мигматизации вмещающих толщ. Внутреннее строение базитовых массивов нередко характеризуется зональным строением, обусловленным чередованием полос различного состава — от дунитов до анортозитов. Подобное строение имеет большинство массивов габброперидотитовой и габбро-анортозитовой формаций рассматриваемого региона (Лебедев, 1962; Грудинин, 1965; Леснов, 1972; Прудовский и др., 1972; Грудинин и др., 1974). Полосчатые текстуры характерны и для многих гипербазитовых массивов. Так, один из крупных массивов в Байкальской горной области — Шаманский — хотя и имеет тектонические контакты, но в плане обнаруживает грубо концентрическое строение (рис. 4). Такая же зональность наблюдается и в крупных блоках Оспинско-Китойского гипербазитового массива. Изучение перемежаемости дунитов и гарцбургитов с применением геофизических методов на примере Кемпирсайского массива на Южном Урале позволило его исследователям (Павлов и др., 1968) прийти к выводу, что в месте развития полосчатого комплекса имеется магмоподводящий канал. Кроме того, отме-

чается, что в гипербазитах, как правило, закономерно изменяется состав породообразующих минералов (Зимин, 1972; Колбанцев, 1974).

Таким образом, как гипербазитовые, так и габброидные массивы Саяно-Байкальской складчатой области составляют вместе с вулканитами и радиоларитами офиолитовые ассоциации, которые, с одной стороны, обладают тектоническим характером внедрения с линзовидным и блоковым строением; с другой стороны, зональность внутреннего строения, наличие полосчатого комплекса, присутствие зон базификации и мигматизации вмещающих толщ указывают на формирование базит-гипербазитовых массивов в результате кристаллизации магматического расплава. Такие разноречивые факты свидетельствуют о сложности формирования подобных ассоциаций.

Нам представляется, что образование офиолитов, в том числе офиолитов складчатого обрамления юга Сибирской платформы, связано не только с механическим перемещением океанической коры, как это представляют А. В. Пейве, А. Л. Книппер и др. Совершенно справедливо, что формирование таких членов офиолитовой ассоциации, как гипербазиты, знаменует начало геосинклинального этапа. В начальную эпоху геосинклинального развития, в условиях формирования эвгеосинклинали, заложение которой происходило на коре океанического типа, в участках интенсивных напряжений несомненно возникали внутримантийные расплавы, внедрение которых, как полагает А. Л. Книппер (1969), связано с заключительными этапами развития глубоководного трога. Поскольку температура образования оливина (главного породообразующего минерала гипербазитов) достаточно велика, то частичная кристаллизация этого расплава началась на больших глубинах. Такая кашеобразная масса в полузакристаллизованном виде взламывала океаническую кору, представленную монотонными полями основных вулканитов, и поступала в верхние этажи земной коры. Процесс же серпентинизации является, по-видимому, более поздним и связан с привнесом воды и кремнезема при аллометаморфическом преобразовании гипербазитов, а также при их дальнейшем протрузивном внедрении уже за пределами верхней мантии.

Формирование базитовых интрузий, которые имеют главным образом магматическое происхождение, следует связывать с более поздним этапом развития геосинклиналей, возможно даже в более спокойной тектонической обстановке, что способствовало порой их значительной расчлененности. В это время происходят интенсивные процессы дифференциации основного расплава. Процессы же метасоматоза для них имели локальное значение. В этом отношении, по-видимому, следует согласиться с выводами Ю. М. Шейнманна (1974), который считал, что отнесение большинства габброидов к метасоматическим образованиям делает гипотезу протрузивного внедрения крайне неверной. Вторичное залегание тел габброидов, о котором упоминалось выше, следует, по-видимому, связывать с тектогенезом более поздних тектоно-магматических циклов.

На основании изложенного можно сделать следующие краткие выводы.

1. В пределах Саяно-Байкальской складчатой области офиолитовые ассоциации, составляющие два разновозрастных пояса, образовались в условиях развития геосинклиналей, соответственно связанных с байкальским и каледонским этапами развития.

2. Все члены этой ассоциации образовались как посредством дробления океанической коры с последующим выдавливанием отдельных блоков и пластин в континентальную кору, как считают А. В. Пейве и др., так и путем плавления симатического мантийного вещества с последующим его внедрением в верхние этажи земной коры.

3. Перемещение отдельных блоков гипербазитов и базитов захватывает значительный промежуток времени и может быть связано с молодыми тектоническими дислокациями более поздних тектоно-магматических циклов.

#### Литература

- Беличенко В. Г.* Нижний палеозой Западного Забайкалья. М., «Наука», 1969.
- Белов И. В., Богдаева М. В.* Формация ультраосновных пород восточной части Восточного Саяна и Прибайкалья.— В кн.: Петрография Восточной Сибири, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Брюни Ж. К.* Дискуссии о магматическом или тектоническом становлении офиолитов. Международный симпозиум «Офиолиты в земной коре», тез. докл. М., «Наука», 1973.
- Боратов Ш. Х., Иванов О. Н.* Серпентинитовый меланж бассейна р. Хатырки (Корякские нагорья).— Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 2.
- Глазунов О. М., Корнаков Ю. Н.* Гипербазиты и химический состав верхней мантии складчатого обрамления юга Сибирской платформы.— Геохимия, 1973, № 5.
- Грудинин М. И.* Петрография Нюрундуканского и Довыренского габбро-перидотитовых массивов (Северное Прибайкалье).— В кн.: Петрография Восточной Сибири. М., «Наука», 1965.
- Грудинин М. И., Прудовский Э. Л., Елизарьева Т. И.* Формация основных и ультраосновных пород Байкальской горной области.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 10.
- Зимин С. С.* Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М., «Наука», 1973.
- Клитин К. А., Павлова Т. Г.* Офиолитовый комплекс Байкальской складчатой области.— Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 2.
- Книппер А. Л.* Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969.
- Книппер А. Л.* Внутреннее строение и возраст серпентинитового меланжа Малого Кавказа.— Геотектоника, 1971, № 5.
- Колбанцев Р. В.* К проблеме петрологии дунит-гарцбургитовой формации юга Сибири. Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири (тез. докл. 2-го региональн. петрогр. совещ.). Иркутск, 1974.
- Комаров Ю. В.* Каледонские магматические формации в структуре Западного Забайкалья. Палеозойские магматические формации Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, Бурятск. книжн. изд-во, 1972.
- Лебедев А. П.* Чинейский габбро-анортозитовый плутон (Восточная Сибирь).— Тр. Ин-та геол. рудн. месторождений, петрогр., минер., и геохимии АН СССР, вып. 80, 1962.
- Леснов Ф. П.* Геология и петрография Чайского габбро-перидотит-дунитового плутона (Сев. Прибайкалье). Новосибирск, «Наука», 1972.
- Максвелл Дж. К.* Офиолиты: древняя океаническая кора или глубинный диапир? Международный симпозиум «Офиолиты в земной коре», тез. докл. М., «Наука», 1973.
- Обуэн Ж.* О тектонической проблеме офиолитов: ее аспект в Динаридах. Международный симпозиум «Офиолиты в земной коре», тез. докл. М., «Наука», 1973.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А. В., Штрейц Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В.* Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- Пейве А. В.* Офиолиты в структуре земной коры. Международный симпозиум «Офиолиты в земной коре», тез. докл. М., «Наука», 1973.
- Пинус Г. В.* О взаимоотношении габброидов и гипербазитов в офиолитовых сериях.— Геол. и геофизика, 1974, № 5.
- Прудовский Э. Л., Грудинин М. И., Летягин В. С.* Метасоматиты массива альпинотипных гипербазитов «Гольцы» в Западном Забайкалье и их генезис.— Изв. Заб. фил. Геогр. об-ва СССР, 1971, т. VII, вып. 2.
- Салоп Л. И.* Геология Байкальской горной области, т. II. М., «Недра», 1967.
- Соколов С. Д.* Тектонический меланж Амасийского района (Малый Кавказ).— Геотектоника, 1974, № 1.
- Шейнманн Ю. М.* К проблеме генерации магм.— Сов. геология, 1969, № 2.
- Шейнманн Ю. М.* Гипербазиты и верхняя мантия. Проблемы петрологии гипербазитов-складчатых областей.— Тр. 1-го Всес. симп. Новосибирск, 1973.
- Шейнманн Ю. М.* Новая глобальная тектоника и действительность. Ст. 2.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, № 1.

УДК 551.243.4(234.853)

Н. Н. Ц Е Л И К О В

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПЛАСТИНЫ И МЕЛАНЖ  
МЕДЕССКОГО РАЙОНА САКМАРСКОЙ ЗОНЫ УРАЛА**

Уточнены данные о покровном строении Медесского района Сакмарской зоны Урала. Показано, что покровы состоят из разнофациальных комплексов ордовика и силура, структурно совмещенных в виде серии тектонических пластин. Описаны различные типы меланжа.

Сакмарская зона Южного Урала, выделенная в 1932 г. Л. С. Либровичем как самостоятельный структурный элемент, на протяжении многих лет привлекает внимание исследователей сложностью геологического строения. Предметом дискуссии постоянно были вопросы как общего структурного положения зоны, так и внутреннего ее строения. В настоящее время некоторые исследователи (Руженцев, 1971, 1972; Кропачев, 1970; Камалетдинов и др., 1970; Ильинская и др., 1972) Сакмарскую зону рассматривают как аллохтонную массу, состоящую из серии тектонических пластин, смятых в морфологически разнообразные складки. Эти представления основываются пока на данных геологического картирования дневной поверхности и требуют доказательства бурением.

В статье приводятся некоторые факты, полученные автором в процессе геологической съемки масштаба 1:50 000 и свидетельствующие в пользу покровного строения зоны.

В результате работ Б. М. Келлера, Х. С. Розман (1961), Н. И. Леоненко (1955) и последних исследований С. В. Руженцева (1972), В. Г. Кориневского (1972) и др. установлено, что наиболее древними породами района, охарактеризованными палеонтологически, являются отложения верхнего тремадока (кидрясовская свита). В его разрезе выделяются два горизонта: нижний, сложенный аргиллитами, алевролитами, мелкозернистыми глауконитовыми и полимиктовыми песчаниками; и верхний, представленный аркозовыми и кварцевыми грубозернистыми песчаниками и конгломератами с подчиненными прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников.

Выше отложений верхнего тремадока залегают образования силура, среди которых довольно четко выделяются три основных фации: вулканогенная, обломочно-туфогенная и кремнистая, которые описывались ранее как различные свиты.

Вулканогенная фация (сугралинская свита) сложена преимущественно подушечными лавами, представленными спилитами, вариолитами, порфиоровыми базальтами с подчиненными прослоями зеленых туффигов и туфопесчаников, вишнево-красных туфогенных аргиллитов и фтанитов. Из прослоев фтанитов разными исследователями собраны остатки граптолитов с возрастным диапазоном от среднего лландовери до лудлова включительно.

Породы обломочно-туфогенной фации (косистекская свита) представлены голубыми и зелеными туффитами, туфопесчаниками, туфо-алевролитами, красными туфогенными аргиллитами, зеленовато-серыми

и красными грубослоистыми кремнями с подчиненными прослоями базальтов и фтанитов. В маломощных прослоях фтанитов встречаются остатки граптолитов среднего лландовери. Местами наблюдается иной разрез. Мелкообломочные породы имеют подчиненное значение. Гораздо шире развиты грубообломочные отложения, представленные конгломератами, туфоконгломератами, грубозернистыми песчаниками. В составе обломочного материала конгломератов наблюдаются гальки габбро-амфиболитов, диабазов, плагиолипаритов, кварцитов, кислых туфов. Среди конгломератов отмечаются подчиненные потоки основных лав.

Осадочная фация (сакмарская свита) представлена фтанитами, грубослоистыми зеленовато-серыми кремнями и граптолитовыми сланцами с подчиненными прослоями туффитов и базальтов. Эти отложения имеют возраст от лландовери до позднего лудлова. Мощность силурийских отложений по В. Г. Кориневскому 650—3200 м.

На различных горизонтах силура с размывом и угловым несогласием залегают рифогенные известняки с остатками брахиопод, кораллов, криноидей и тентакулитов, которые соответствуют верхам кобленцкого — низам эйфельского ярусов девона. Данные отложения сохранились во многих местах в виде отдельных более или менее крупных глыб.

Выше залегает довольно мощная вулканогенно-обломочная толща верхнего эйфеля, сложенная внизу вулканомиктовыми брекчиями, конгломератами и конгломерато-брекчиями, вулканомиктовыми песчаниками с подчиненными потоками трахибазальтов, трахиандезитов и линзами известняков. В составе обломочного материала вулканомиктовых отложений также преобладают трахибазальты и трахиандезиты. Выше вулканомиктовых брекчий и конгломератов залегают валунные конгломераты, образованные глыбами туффитов, фтанитов, кремней, базальтов, липаритов, а в верхней части известняков с остатками брахиопод кобленца — нижнего эйфеля. Здесь же в известковом цементе в верхней части разреза присутствует фауна верхнего эйфеля. Данные отложения особенно широко распространены в верховьях ручья Медес. Мощность толщи, по В. Г. Кориневскому, до 1600 м.

Согласно М. Н. Ильинской и др. (1972), в структурном отношении район сложен четырьмя тектоническими покровами, которые смяты в относительно крупные складки. Это Алимбетовская, Колымбайская, Коктогайская, Салтакская и Тереклинская антиклинали, Сугралинская и Бегенская синклинали.

Не останавливаясь на деталях структуры района, отметим, что наши данные подтверждают эти представления, хотя число пластин и их структурные соотношения, по нашему мнению, несколько иные. Нами выделено 6 тектонических пластин. Снизу вверх: 1) кидрясовская свита  $O_1t_2$  (аргиллиты, алевролиты, песчаники); 2) граптолитовые сланцы  $S_1ln$ ; 3) базальты, туффиты с подчиненными прослоями фтанитов ( $S_1ln_2 - S_2ld$ ), стратиграфически несогласно перекрытые известняками  $D_1cb - D_2e_1$ ; 4) кремни  $S_1ln_2 - S_2ld$ ; 5) вулканомиктовые конгломерато-брекчии, валунные конгломераты, известняки  $D_2e_2$ ; 6) кремни  $S_1ln_2 - S_2ld_1$ . Данная схема в общих чертах подтверждается как данными детального картирования, так и материалами горных и буровых работ. Ниже мы специально остановимся на некоторых примерах, подтверждающих покровное строение района.

Как показывает опыт геологической съемки, немаловажную роль в обосновании структурного положения различных тектонических пластин имеет гипсометрическое положение, а также структурное картирование, хотя такая методика в условиях слабой обнаженности, задернованности контактов чревата ошибками из-за того, что они могут быть несогласны с направлением первичной слоистости. Так, в юго-восточной части Медесского района М. Н. Ильинской и др. (1971) выделены Медесская антиклиналь и Бегенская мульда, сложенные соответственно кремнями

сакмарской свиты ( $S_{1-2}$ ) и вулканомиктовыми брекчиями и конгломератами верхнего эйфеля. В результате горных и буровых работ установлены обратные взаимоотношения между указанными комплексами пород (рис. 1). В канаве четко наблюдается налегание кремнисто-глинистых сланцев с граптолитами нижнего силура на вулканомиктовые брекчии трахибазальтов верхнего эйфеля. По контакту развиты тектонические брекчии мощностью 0,7—0,8 м. Хорошо заметно утыкание слоистости кремнисто-глинистых сланцев в горизонт тектонических брек-

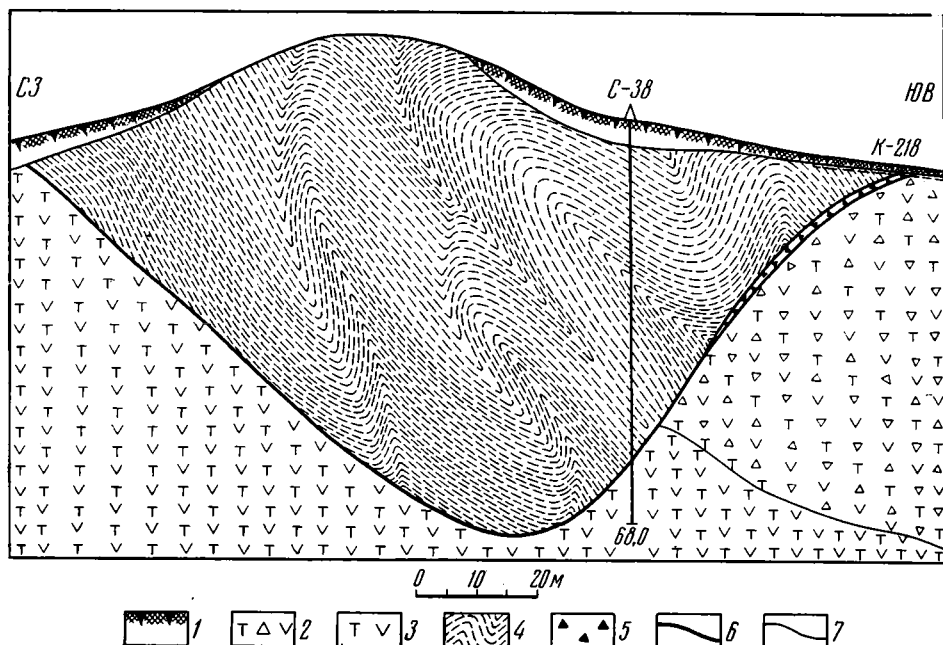


Рис. 1. Геологический разрез в районе Медеской структуры.  
 1 — почвенно-растительный слой; 2—3 отложения  $D_2l_2$ , слагающие нижнюю пластину; 2 — вулканомиктовые брекчии трахибазальтов; 3 — лавы трахибазальтов; 4 — кремнистые сланцы  $S_1ln$ , слагающие верхнюю пластину; 5 — тектонические брекчии; 6 — линия тектонического контакта; 7 — прочие геологические границы

чий, которые падают полого на северо-запад согласно контакту. Скважиной № 38 этот контакт устанавливается на глубине 57,4 м. На глубине 54,7 м глинисто-кремнистые сланцы сменяются лавами трахибазальтов. Таким образом, здесь наблюдается тектоническое перекрытие среднедевонских отложений нижнесилурийскими. В нижнесилурийских сланцах в районе скв. № 38 собраны граптолиты, среди которых Т. Н. Корень определила *Climacograptus sp. indet.*, *Hypograptus sp. indet.*, *Pernerograptus sp. indet.* ( $S_1ln$ ).

Верхнеэйфельский возраст вулканомиктовых брекчии трахибазальтов доказан В. Г. Кориневским находками среди них в верховьях ручья Тарангул верхнеэйфельской флоры.

Пластина нижнесилурийских кремнисто-глинистых сланцев слагает в районе скв. № 38 сравнительно узкую (250 м) ориентированную в северо-восточном направлении синформу. У северо-западной окраины поселка Херсон в обрыве правого берега ручья Медес непосредственно в естественном обнажении наблюдаются те же взаимоотношения силурийских кремней и вулканомиктовых конгломератов верхнего эйфеля. Но срезание слоистости кремней в районе контакта здесь не столь резкое, как это наблюдается в отмеченном выше случае.



Целым рядом канав и скважин установлен тектонический характер контакта между отложениями нижнего ордовика (кидрясовская свита) и вышележащими силурийско-девонскими образованиями. Это подтверждается появлением вдоль контакта зоны тектонических брекчий, в том числе серпентинитового тектонита. Этот контакт имеет пологое ( $20^\circ$ ) восточное падение. Серпентиниты интенсивно рассланцованы, при этом сланцеватость имеет преимущественно падение к востоку под углом  $20\text{--}30^\circ$ . При этом по ряду признаков можно сделать вывод, что силурийско-девонская вулканогенно-осадочная толща, залегающая на отложениях верхнего тремадока, несмотря на нормальную стратиграфическую последовательность, лежит в виде покровной пластины. К числу таких признаков относятся:

1. Различный характер складчатости ордовикских и силурийских отложений. Песчаники верхнего тремадока в районе ручья Алимбет имеют в целом моноклинальное залегание с падением на восток под углом от  $30$  до  $80^\circ$ . В более пластичных аргиллитах наблюдается более мелкая дисгармоничная складчатость. Лежащие выше породы силурийско-девонского комплекса смяты в исключительно сложные, в основном опрокинутые к западу складки.

2. Терригенные отложения верхнего тремадока прорываются телами диабазов, которых нет среди комплекса вышележащих отложений. Отложения силура прорываются интрузиями габбро-диабазов и габбро, которые отсутствуют среди отложений верхнего тремадока. Среди отложений ордовика в районе ручья Алимбет отсутствуют также гипербазиты, которые широко распространены среди лежащего выше комплекса пород.

3. Различие в характере и степени метаморфизма. Несмотря на то, что породы обоих комплексов в целом слабо метаморфизованы, следует отметить, что степень метаморфизма верхнего комплекса выше, чем нижнего. Это проявляется в том, что среди нижней осадочно-эффузивной толщи гораздо слабее, чем в породах верхнего комплекса развиты такие изменения как хлоритизация, карбонатизация, эпидотизация, окварцевание. Кроме этого, в породах верхнего комплекса широко проявлен дислокационный метаморфизм, представленный повсеместным развитием тектонических брекчий, катаклазитов, милонитов, глинок трения с хорошо выраженными зеркалами и следами скольжения. Такого рода изменения полностью отсутствуют в породах нижнего комплекса.

4. В породах верхнего комплекса широко проявлено медное оруденение, в то время как образования нижнего комплекса лишь в редких случаях несут убогую медную минерализацию. Интересно в этом отношении поведение ртути. Среди пород верхнего комплекса известно небольшое месторождение ртути Урал-1, а также целый ряд шлиховых ореолов киновари. Среди пород кидрясовской свиты отсутствуют ореолы киновари и ртути, хотя по своим физическим свойствам характер разреза кидрясовской свиты более благоприятен, чем разрез верхнего комплекса, для локализации ртутного оруденения.

Большой интерес представляют лежащие складки на правом берегу р. Алимбет (рис. 2). Здесь на аргиллитах и алевролитах верхнего тремадока, смятых в мелкие дисгармоничные складки, залегают кремнистые породы лландовери. Среди нижнеордовикских отложений М. К. Аполлоновым в 1973 г. определены трилобиты *Niobe sp.*, *Ceratopyge sp.*, *Apatokephalus sp.*, *Geragnostus sp.*, *Protopliomerops sp.*, *Orotetopus sp.*, *Alimbetaspis sp.*, характерные для цератопигиевых слоев верхнего тремадока. Из кремнистых сланцев Т. Н. Корень в 1974 г. определила лландоверийские граптолиты *Orthograptus sp.*, *Glyptograptus ex gr. tamariscus Lapw.*, *Climacograptus sp.*

Нижнесилурийские образования залегают на породах верхнего тремадока с резким угловым несогласием, при этом характер контактов

тектонический, проявляющийся в некотором дроблении тех и других пород вдоль контакта, срезанием контактом первичной слоистости силурийских кремнистых сланцев. Последние смяты в характерные лежачие складки. На уровне современного эрозионного среза сохранились лишь нижние призматические части синклиналий складок. Канавами вскрыта лежащая изоклиналиная складка, по форме близкая к килевидной. Она опрокинута к западу. При образовании таких нарушений вдоль их замков происходили срывы, что привело к надвиганию отложений нижнего ордовика на нижнесилурийские, которые оказались зажаты в виде чешуй среди пород кидрясовской свиты. Здесь же в ряде мест помимо таких складок наблюдаются лежачие складки, образован-

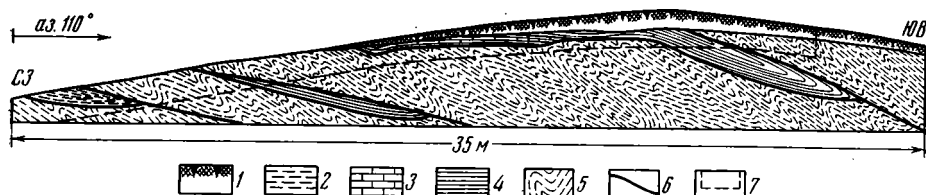


Рис. 2. Лежачие складки на правобережье ручья Алимбет.  
 1 — почвенно-растительный слой, 2 — рассланцованные серпентиниты; 3—4 — отложения  $S_1In_2$ ; 3 — известняки, 4 — глинисто-кремнистые граптолитовые сланцы; 5 — аргиллиты  $O_1t_2$ , 6 — линии разломов и тектонических контактов; 7 — контур канавы

ные рассланцованными карбонатизированными серпентинитами, которые не прорывают отложения ордовика, а тектонически лежат на нем.

Вулканогенно-осадочные образования верхнего силурийско-девонского комплекса разбиты многочисленными разрывами, пропитаны серпентинитами и часто представляют собой серпентинитовую брекцию (серпентинитовый меланж). Степень насыщенности толщ серпентинитами столь велика, что местами обширные площади представляют сплошную брекцию (макромеланж). На его характеристике следует остановиться особо. В последнее время работами А. В. Пейве (1969; Пейве и др., 1971), А. С. Перфильева и С. В. Руженцева (1973) объясняется механизм образования меланжа в связи с формированием тектонических покровов.

Многочисленные наблюдения позволяют разделить отдельные глыбы, слагающие меланж, на определенные группы.

А. Глыбы в различной степени измененных гипербазитов или генетически связанные с гипербазитами.

Среди данных глыб чаще других встречаются глыбы серпентинизированных гарцбургитов, характеризующихся порфиробластовой структурой, где в выделениях (до 1—2 см) наблюдаются зерна бастита. Реже встречаются глыбы аподунитовых серпентинитов, слабо серпентинизированных пироксенитов. В некоторых участках характерны глыбы массивных хромитов. В отдельных случаях наблюдались среди глыб серпентинизированных гипербазитов фрагменты хромитовых жил. Глыбы данной группы обычно имеют округлую форму размером от нескольких сантиметров до 10 м. К данной группе можно отнести также глыбы габброидов. В последнее время работами А. А. Ефимова (1973) доказана метасоматическая природа габброидов, ассоциирующих с серпентинитами, и данные породы рассматриваются как реликты базальтового слоя, вынесенные из глубоких горизонтов земной коры серпентинитами. В меланже габброиды и гипербазиты наблюдаются обычно в виде глыб изометричной округлой формы, но размеры глыб варьируют в широких пределах: от 0,2—0,3 м до десятков и сотен метров (в плане). В последнем случае следует уже говорить не о глыбах габбро, а об отдельных тектонических пластинах и клиньях, сложенных габброидами.

В структурном разрезе меланжа обогащение глыбами габбро имеет место обычно в верхней части, что хорошо видно в разрезе по ручью Алимбет.

Вдоль контактов глыб габбро и серпентинитов имеют место некоторые метасоматические изменения. Так, в глыбах габбро часто наблюдается оторочка мощностью 5—10 до 20 см амфибол-пренитовой породы. В экзоконтакте глыб габбро часто наблюдается развитие прожилков хризотил-асбеста.

Б. Экзотические глыбы, отсутствующие в стратиграфическом разрезе района и присутствующие исключительно в виде глыб в меланже.

1. Глыбы археоциатовых известняков нижнего кембрия. Такие глыбы в меланже описаны еще в 1936 г. В. Н. Павлиновым в районе станции Кувандык. Они имеют в плане округлую форму, притертые контакты, размер глыб — до нескольких метров в поперечнике. К югу от р. Урал археоциатовых известняков обнаружить пока не удалось.

2. Глыбы кристаллических сланцев. Для района, характеризующегося очень слабым метаморфизмом, наличие образований высоких ступеней метаморфизма является нехарактерным. Кварцево-сланцевые, кварцево-серицитовые, кварцево-хлоритовые сланцы наблюдаются исключительно в виде мелких глыб в меланже. Такие глыбы наблюдались на левобережье р. Урал, восточнее ручья Салтак, а также южнее поселка Сарытогай.

3. Глыбы амфиболитов и зеленых сланцев. Данные породы наблюдаются в меланже к югу от поселка Сарытогай, на водоразделе ручьев Салтака и Сугралы, на правом берегу ручья Колымбай. Глыбы достигают 60—70 м в плане. Характерно присутствие в них жильных образований, которые не выходят за пределы вмещающих их амфиболитов и зеленых сланцев. Так, в меланже южнее поселка Сарытогай в зеленых сланцах наблюдаются кварцевые жилы мощностью до 1,5 м. В амфиболитах на правом берегу ручья Колымбай наблюдаются дайки фельзитов, которые также отсутствуют в других местах района. К числу экзотических глыб могут быть отнесены также глыбы гранитов, сиенито-диоритов, которые наблюдаются в меланже в междуречье ручьев Салтака и Сугралы. Глыбы групп А и Б обычно имеют значительные различия в ориентировке их внутренней структуры относительно друг друга, хотя ориентировка самих глыб обычно согласна с общим простиранением структур района.

В. Глыбы — фрагменты местных пластин или блоков. Среди глыб этой группы можно встретить все разновидности пород района в широком возрастном диапазоне: от раннего ордовика до позднего эйфеля включительно. Следует отметить лишь некоторые особенности.

В Медесском районе в составе меланжа обычно присутствуют породы силура и девона, слагающие сугралинскую, косистекскую и сакмарскую свиты, а также интрузивных образований, прорывающих породы силура, встречаются глыбы известняков с фауной кобленца — нижнего эйфеля, редко глыбы трахибазальтов и сиенито-диоритов, характерные для верхнего эйфеля. Глыбы пород нижнего ордовика в меланже отсутствуют, хотя по данным других исследователей (Перфильев, Руженцев, 1973; Руженцев, 1971) они встречаются в составе меланжа.

Глыбы данной группы имеют различную форму, но преобладают овальные и эллипсоидальные, вытянутые согласно общему простиранению структур. При этом обычно в глыбах сохраняется общая ориентировка внутренней структуры пластин, что свидетельствует о незначительных масштабах их относительного перемещения. Контакты глыб с серпентинитами обычно притертые, приконтактные глиники трения, милониты, катаклазиты обычно по цвету отличаются как от серпентинитов, так и пород, участвовавших вместе с ними в тектонической переработке. Возникающая при этом полосчатость милонитов и глинок трения повторяет

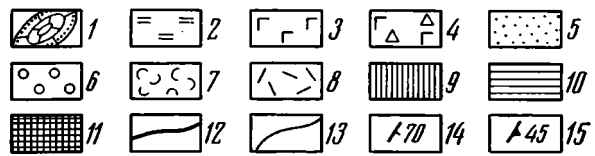
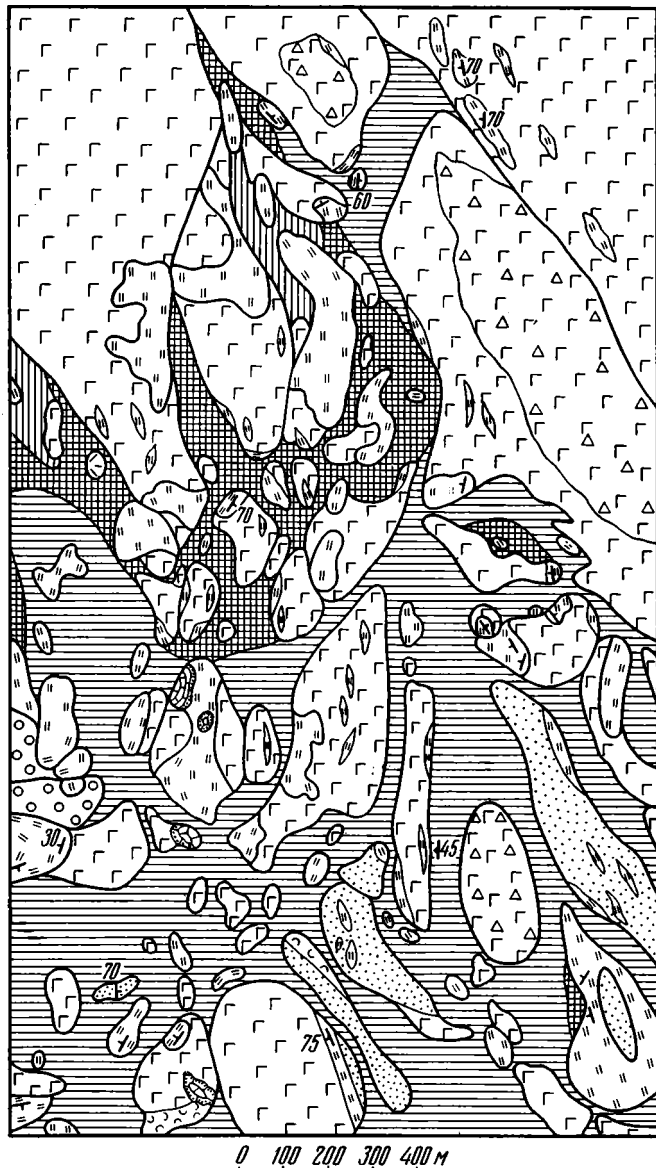


Рис. 3. Меланж в верхних ручьях Коктогай  
 1 — известняки  $D_{1cb}-D_{2e1}$ , лежащие со стратиграфическим несогласием на породах силура; 2 — кремнистые сланцы  $S_{1-2}$ , слагающие верхнюю пластину и отдельные прослой в нижней; 3—8 образования нижней пластины ( $S_{1ln}-ld$ ): 3 — базальты, 4 — брекчи базальтов, 5 — песчаники, туфопесчаники, 6 — конгломераты, 7 — туффиты, 8 — лапариты; 9—11 — габбро-гипербазитовый комплекс: 9 — преимущественно габбро, 10 — преимущественно апотарцибургитовые серпентиниты, 11 — габбро и серпентиниты в соотношении, близком 1:1; 12 — контакты тектонические; 13 — прочие геологические границы; 14 — элементы залегания первичной слоистости; 15 — элементы залегания полосчатости и сланцеватости

контуры глыб. В то же время полосчатость и сланцеватость тектонитов, сформировавшиеся на более ранних этапах тектонических движений, могут утыкаться в контакт с глыбами группы В.

На рис. 3 приводится один из участков развития макромеланжа в верховьях ручья Коктогай. Согласно классификации А. С. Перфильева и С. В. Руженцева (1973), его следует отнести к полимиктовому меланжу первой категории. На рисунке хорошо видна морфология и разность глыб группы В, слагающих меланж. В составе их присутствуют образования двух основных пластин: нижней, сложенной базальтами, туффитами и песчаниками с прослоями кремней сугралинской свиты, и верхней, представленной фтанитами сакмарской свиты. Известняки нижнего — среднего девона залегают со стратиграфическим угловым несогласием на породах силура и участвуют в составе обеих пластин.

Глыбы группы А здесь представлены серпентинизированными перидотитами, массивными хромитами и габбро. Экзотические глыбы (группа Б) в составе меланжа данного участка отсутствуют.

Чрезвычайно сложной является проблема возраста меланжа. Его образование подчинено основным этапам внедрения гипербазитов и формирования тектонических покровов. Механизм образования достаточно хорошо описан А. С. Перфильевым и С. В. Руженцевым (1973), которые показывают несколько последовательных этапов его формирования, каждый из которых заканчивается образованием меланжа определенного типа. Каждый такой тип имеет свой возраст и определенное положение в палеоструктуре. Однако говоря о возрасте меланжа, следует, видимо, подразумевать меланж в современном виде, т. е. конечный продукт тектонического преобразования разнообразных комплексов пород, пришедших в разное время и в разных условиях в соприкосновение с гипербазитами. Допустимо, что уже на ранних этапах покровообразования гипербазиты и меланж в отдельных участках выходили на поверхность и подвергались размыву, а в последующие этапы продукты чехла вместе с базальными горизонтами вовлекались в меланж. По данным В. Г. Кориневского (1972), в районе ручья Чанчар известняки кобленца залегают с размывом на серпентинитовом меланже; имеются косвенные признаки размыва гипербазитов в нижнем ордовике (присутствие в тяжелой фракции проб — протолочек зерен хромита). Однако все эти образования присутствуют также и в виде глыб в меланже, свидетельствуя, что размывом заканчивается не процесс образования меланжа в целом, а лишь отдельные его этапы. Поэтому возраст меланжа предлагается определять возрастом наиболее молодых глыб, присутствующих в нем. В Медеском районе, таким образом, возраст меланжа следует принять позднеэфельским, доживетским.

Такая постановка вопроса идет несколько вразрез с представлениями А. В. Пейве (1969), который указывает на необходимость отличать меланж от протрузий. Однако последние являются неразрывным звеном общего процесса становления гипербазитов в коре, а следовательно, и образования меланжа, так что отделение продуктов заключительного этапа от образований предыдущих этапов представляется излишним усложнением общей картины.

Таким образом, в процессе крупномасштабной геологической съемки в Медеском районе Сакмарской зоны получены новые материалы по геологическому строению его, свидетельствующие о значительной роли горизонтальных перемещений в формировании внутренней структуры зоны.

При этом характер пликативных и дизъюнктивных дислокаций свидетельствует об определенной направленности этих движений с востока на запад, т. е. от внутренних частей эвгеосинклинали в сторону прилегающей платформы. Вместе с тем пока нет конкретных данных о масштабах таких перемещений.

Тангенциальные движения в районе сопровождаются внедрением гипербазитов и образованием меланжа, возраст которого определяется как позднеэфельский.

#### Литература

- Ефимов А. А.* О роли метасоматоза в формировании дунит-пироксенит-габбровой ассоциации.— Сб.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Тр. 1-го Всесоюз. симп. Новосибирск, 1973.
- Ильинская М. Н., Коптева В. В., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцев С. В.* Геологическое строение центральной части Сакмарской зоны Урала.— Сов. геология, 1972, № 7.
- Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т.* Складчатые покровы западного склона Южного Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4.
- Келлер Б. М., Розман Х. С.* Отложения нижнего ордовика Актюбинской области Казахстана и смежных районов западного склона Южного Урала.— Тр. ГИН АН СССР, Изд-во АН СССР, М., вып. 18, 1961.
- Кориневский В. Г.* Основные этапы внедрения серпентинитовых масс в Сакмарской зоне Казахского Урала. Ежегодник Урал. науч. центра, Свердловск, 1972.
- Кропачев С. М.* Тектоническое строение Сакмарской зоны Южного Урала.— Вестн. МГУ, 1970, № 1.
- Леоненко Н. И.* Силурийские отложения Косистекского района.— Тр. лабор. геол. угля АН СССР, Л., Изд-во АН СССР, вып. 3, 1955.
- Павлинов В. Н.* О стратиграфии и тектонике Сакмаро-Кураганского района на Южном Урале.— Тр. МГРИ, т. 1, 1936.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцев С. В., Самыгин С. Г.* Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники, М., «Наука», 1971.
- Перфильев А. С., Руженцев С. В.* Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах.— Геотектоника, 1973, № 3.
- Руженцев С. В.* Геология южной части Сакмарской зоны Урала (Косистекский район).— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники, М., «Наука», 1971.
- Руженцев С. В.* Фациальные комплексы силура Сакмарской зоны Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 5.

Поисково-съемочная экспедиция  
Западно-Казахстанского территориального  
геологического управления

Статья поступила  
29 мая 1974 г.

УДК 551.263.2 (479.25)

А. Л. КНИППЕР, С. Д. СОКОЛОВ

**ОФИОЛИТЫ ВЕДИ (АРМЕНИЯ): АВТОХТОН ИЛИ АЛЛОХТОН?**

В Вединском районе выделяются три тектонических комплекса: автохтонный, аллохтонный и неавтохтонный. В верхней части автохтона, сложенного карбонатными и терригенными породами палеозоя и мезозоя, среди отложений нижнего коньяка установлены олистостромовые образования, содержащие обломки офиолитов. Выше залегает аллохтонный комплекс, в котором выделяются два тектонических покрова. Нижний из них сложен эффузивно-радиоляритовым комплексом пород, а верхний — габбро-гипербазитовым. Породы офиолитовой ассоциации имеют доконьякский возраст. Разрез неавтохтонного комплекса начинается с конгломератов верхнего коньяка. Кратко рассматривается история формирования олистостромов и офиолитовых покровов.

**ВВЕДЕНИЕ**

В последнее время акцент в споре о происхождении и характере становления офиолитов в складчатых сооружениях в значительной мере оказался перенесенным из области петрографических и петрологических проблем в сферу региональных исследований и тектоники. Это связано в первую очередь с тем обстоятельством, что присутствие в том или ином районе тектонических покровов, сложенных породами офиолитовой ассоциации, укрепляет позицию исследователей, которые видят в офиолитах реликты океанической коры палеоокеанов, перемещенные затем при шарьировании на края палеоконтинентов (obduction).

Ниже мы рассмотрим геологическое строение бассейнов рек Веди и Хосров (Южная Армения) — области, в которой вопрос об аллохтонном положении офиолитов длительное время даже и не возникал. Лишь совсем недавно М. Г. Ломизе (1970, 1971) впервые указал на ненормальные соотношения пород офиолитового комплекса с подстилающими его отложениями и пришел к выводу о наличии в этом районе крупных тектонических покровов. Однако эта точка зрения или не упоминается в более поздних работах (Сатиан, 1973), или отрицается (Сатиан, 1973, 1975).

Авторы статьи в 1969 и 1973 гг. в плане своих работ по исследованию офиолитов Малого Кавказа детально картировали Вединский район и пришли к выводам, близким к таковым М. Г. Ломизе. Прежде чем перейти к изложению полученного нами фактического материала, необходимо кратко остановиться на взглядах наших предшественников, касающихся стратиграфического расчленения и структуры рассматриваемого района.

**ОБЗОР ВЗГЛЯДОВ НА ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ  
ВЕДИНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА**

Стратиграфическое расчленение пород, вмещающих офиолитовую серию, в настоящее время, благодаря детальным исследованиям армянских геологов, достаточно ясно и особых разногласий не вызывает. Поэтому мы позволим себе воспользоваться последней сводкой, посвященной стратиграфии этой части Армянской ССР (Геология СССР, 1970), и при дальнейшем изложении будем придерживаться этой стратиграфической схемы.

Основание видимого разреза сложено известняками нижней и верхней перми, которые сменяются нижнетриасовыми известняками и терригенными породами среднего — верхнего триаса. Конгломераты и известняки сеноман-туронского возраста резко трансгрессивно перекрывают нижележащие образования и с постепенным переходом перекрываются песчаниками и алевролитами нижнего коньяка. Выше и, по мнению геологов Армении, также с постепенным переходом располагаются основные вулканы и радиоляриты (хосровская свита; Егоян, 1955), имеющие также нижнеконьякский возраст. Все эти породы прорваны интрузивными телами ультрабазитов и габбро. Верхнеконьякские конгломераты, песчаники и алевролиты несогласно перекрывают нижнеконьякские отложения. В базальных конгломератах этой трансгрессирующей толщи уже содержатся обломки всех пород офиолитового комплекса. Еще выше выделяются карбонатные породы сантонского яруса, рассмотрение которых не входит в нашу задачу. Ключ к пониманию истории становления офиолитов лежит в интервале времени, обнимающего коньякский век. Именно этот этап интересует нас прежде всего, и именно на него мы обратим основное внимание.

История и условия пороодообразования в коньякский век наиболее подробно освещены в работах М. А. Сатиана. Его представления о развитии этой части Армении достаточно ясно отражены на рис. 1.

В дополнение к этому рисунку добавим, что внутри раннеконьякского офиолитового комплекса М. А. Сатианом выделяются три свиты. В основании его разреза располагается мергельная свита, мощность которой не превышает 100 м. «...Выше развиты породы осадочно-пирокластической свиты, в их основании наблюдаются глыбы (олистолиты) туронских известняков. Кровля формации слагается свитой андезито-базальтов...» (Сатиан, 1975, стр. 47, 48). Осадочно-пирокластическая свита вмещает большинство тел габбро и ультрабазитов. Внутри этой же свиты встречены олистолиты туронских известняков и многочисленные эндоолистолиты (Сатиан, 1975).

Основные выводы, к которым приходит М. А. Сатиан и которые он последовательно защищает в ряде работ (Сатиан, Степанян, Чолахян, 1968; Сатиан, 1970, 1973<sup>1, 2</sup>, 1975), сводятся к трем положениям.

1) В строении офиолитового комплекса наблюдается четкая фациальная зональность, выражающаяся в накоплении вулканогенных толщ в центральной части трога; эти образования в краевых мелководных частях бассейна замещаются преимущественно терригенными осадками со слабыми проявлениями вулканизма.

2) Последующая (предпозднеконьякская и послемеловая) складчатость усложнила структуру трога, но не настолько, чтобы исказить первичные соотношения пород.

3) Заложение офиолитового трога произошло на метаморфическом доколе (докембрий) и его палеозойско-мезозойской осадочной оболочке, т. е. на коре сиалического типа.

Эта точка зрения в настоящее время принимается большинством геологов. Лишь К. А. Мкртчян и М. Г. Ломизе придерживаются иных взглядов.

По мнению К. А. Мкртчяна, в бассейне реки Веди «...установлены два разновозрастных комплекса магматических образований в составе верхнего мела и показана не эффузивная, а в преобладающих случаях метасоматическая природа туфоподобных и порфириновых пород обоих комплексов» (Геология СССР..., 1970, стр. 287).

К первому (нижнеконьякскому) комплексу К. А. Мкртчян относит порфириты и туфоподобные породы андезито-базальтового состава, кварцевые порфиры, габбро и гранодиориты. Во втором магматическом комплексе, который прорывает отложения нижнего и верхнего коньяка, выделяются большинство тел габбро и ультрабазитов, а также габбро-



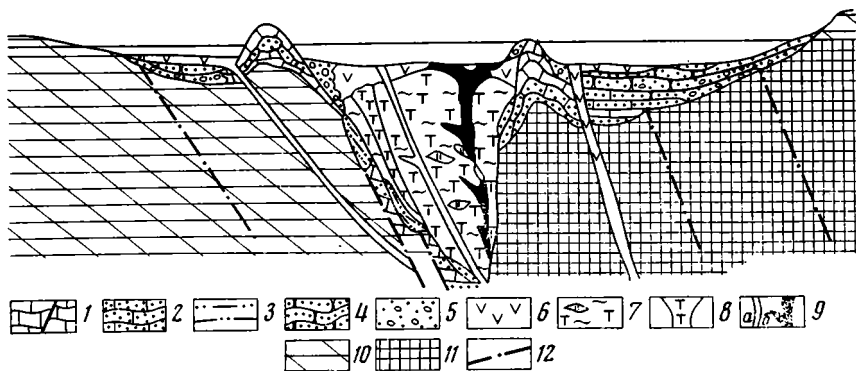


Рис. 1. Принципиальная схема поперечного строения и развития Еревано-Ордубадского офиолитового пояса в позднем туроне — раннем коньяке (Сатиан, 1975)  
 1 — известняки органогенно-детритовые, микро- и мелкозернистые и фораминиферовые; 2 — известняки алевролитистые и песчанистые; 3 — алевролиты и алевролитистые глины; 4 — граувакки; 5 — конгломерато-брекчии; 6 — андезиты-базальты и их лаво-брекчии; 7 — туфы, диабазы, спилиты с линзами радиоляритов и мелкозернистых известняков; 8 — гиалопилитовые андезиты-базальты жерловой фации; 9 — а — габброиды, б — гипербазиты (гарцбургиты, реже пироксениты и др.); 10 — средний и верхний палеозой — триас: известняки, реже песчаники, филлиты и др.; 11 — древний метаморфический комплекс (кембрий (?) — докембрий); 12 — разломы

диабазы, габбро-порфириды, анортозиты и своеобразные туфоподобные породы — хосровиты, формирующие многочисленные трубки<sup>1</sup>.

Рассмотренные выше точки зрения, несмотря на их резкое различие, имеют одно общее предположение: офиолитовый комплекс располагается на месте своего образования, т. е. автохтонен.

Резко иной точки зрения придерживается М. Г. Ломизе (1970, 1971). По его мнению, офиолитовый комплекс р. Веди представляет собой меланж, находящийся в тектоническом покрове. Корни этого покрова располагаются в осевой части поля распространения офиолитового комплекса и устанавливаются по полосе выходов серпентинитов и габбро. Амплитуда перемещения покровов равна 10—14 км. Верхней частью нижнего коньяка определяется не возраст пород офиолитового комплекса, а эпоха раздавливания офиолитового трога и соответственно время становления тектонических покровов. «Для суждения о возрасте пород, представленных в вединском меланже, прямых данных нет» (Ломизе, 1971, стр. 672).

Вопрос о том, какой характер (океанический или континентальный) имела кора в момент развития на ней Вединского офиолитового трога, М. Г. Ломизе в своих работах не ставит.

Сразу оговоримся, что наши исследования в целом подтверждают выводы М. Г. Ломизе об аллохтонном положении офиолитового комплекса р. Веди, хотя положение корней покровов не представляется нам столь ясным, как это вытекает из его работ. По нашему мнению, решение проблемы тектонического положения пород офиолитовой серии зависит от правильного понимания происхождения пород так называемой осадочно-пирокластической толщи и их соотношений с породами офиолитовой ассоциации. Осадочно-пирокластическая толща М. А. Сатиана, на наш взгляд, является типично олистостромовой, в которой содержатся продукты разрушения всех пород офиолитового комплекса и которая в разрезе подстигает офиолиты. Разрешение этого кажущегося противоречия является ключевым для правильного понимания геологии Вединского района.

<sup>1</sup> М. А. Сатиан (1973, 1975) считает эти породы жерловыми фациями андезитобазальтов.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В исследованной части Вединского района выделяются три крупных тектонических комплекса: автохтон, аллохтон и неоавтохтон (рис. 2).

**Автохтон.** Наиболее древними породами исследованного района являются известняки нижней и верхней перми (Геология СССР, 1970). Повсеместно в Южной Армении пермские отложения трансгрессивно залегают на более древних образованиях каменноугольного и девонского возраста, которые представлены известняками, мергелями, песчаниками, глинистыми и слюдястыми сланцами. Суммарно их мощность не превышает 2300 м.

В разрезах р. Веди, как об этом уже говорилось выше, верхнепермские известняки с постепенным переходом сменяются нижнетриасовыми известняками и терригенными породами среднего и верхнего триаса (кварциты, сланцы и др.). Присутствуют и верхнетриасовые угленосные отложения, выделяемые только в восточном крыле Вединской синформы.

Выше, резко трансгрессивно и с базальными конгломератами в основании, располагаются массивные мелководные известняки сеномана—турона (Акопян, 1973), которые с постепенным переходом сменяются глинистыми и мергелистыми породами (мергельная свита М. А. Сатяна), содержащими в верхней части прослой тонко- и неправильно-слоистых мергелей, чередующихся с прослоями среднезернистых кварц-полевошпатовых песчаников. Слоистость в этой части мергельной свиты очень тонкая, неправильная, часто дрожжащая, хорошо видны следы оползания неконсолидированного осадка и подводно-оползневые складки. Мощность толщи непостоянна и колеблется от 50 до 150 м. Ее раннеконьякский возраст не вызывает сомнения.

Выше, с постепенным переходом, располагается олистостромовый комплекс. Внутреннее его строение очень непостоянно, и в нем вряд ли можно найти относительно мощные литологические пачки, прослеживающиеся на большие расстояния. Рассмотрим некоторые разрезы этой своеобразной толщи.

Наиболее доступен и поэтому часто посещаем разрез так называемого Кораллового оврага (правый берег р. Веди, в 500 м вниз по тече-

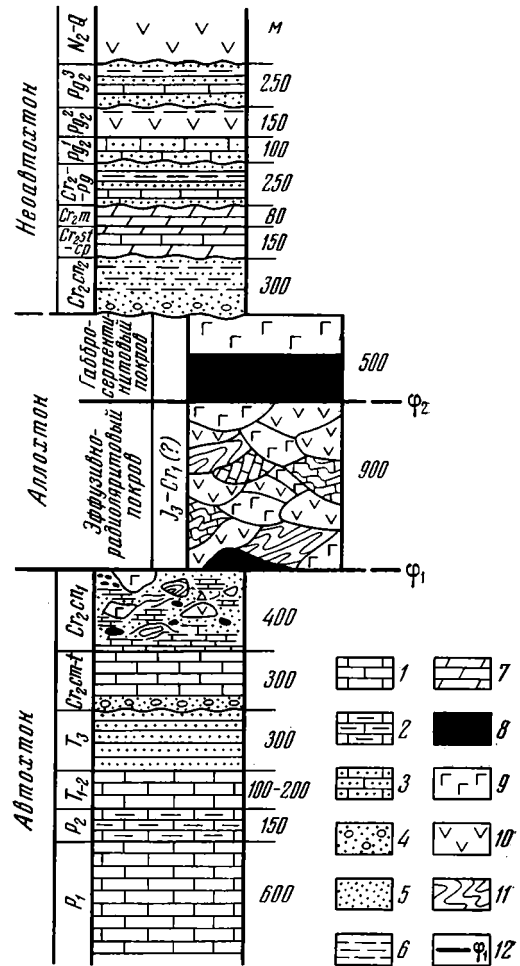


Рис. 2. Сводный геологический разрез Вединского района

1 — известняки; 2 — глинистые известняки; 3 — песчаные известняки; 4 — конгломераты; 5 — песчаники; 6 — аргиллиты, алевролиты; 7 — мергели; 8 — серпентиниты; 9 — габброиды; 10 — вулканы основного и среднего состава; 11 — кремнистые породы; 12 — границы тектонических покровов

нию от устья р. Кюсуз). С него мы и начнем описание олистостромового комплекса.

Выше пород мергельной свиты располагается следующий восходящий разрез.

1) Первый горизонт с включениями. Цементирующий материал представлен неправильно- и прерывисто-слоистой мергелистой массой, в которой отчетливо видна дрожая слоистость, мелкие обрывки пластов и складок, крупные массы ( $4 \times 1,5$  м) хаотически деформированных мергелей, не отличающихся по составу от цементирующей массы и имеющих с ней неясные границы. В это мергельное месиво погружены как обломки, так и глыбы (до 30—40 м<sup>3</sup>) диабазов, порфиритов, миндалекаменных порфиритов, габбро, габбро-амфиболитов, красных кремнистых сланцев, красных кремнистых туфов, красных яшм, серых, розовых и кремневых пелитоморфных известняков, зеленых конгломератов, содержащих мелкие обломки серпентинитов и метаморфических сланцев. Присутствуют также обломки мономиктовых осадочных габбровых брекчий. Встречена одна глыба брекчированного известняка, на поверхности которой присутствуют примазки серпентинита, свидетельствующие о том, что этот обломок был вымыт из серпентинитового тела. Характер нагромождения глыб, а также структура цементирующей их массы позволяет говорить о подводно-оползневом, т. е. олистостромовом происхождении этого горизонта. Его мощность 20 м.

2) Неправильно-слоистые и комковатые мергели. Иногда эти тонкослоистые породы приобретают листоватую рассланцовку, параллельную падению пород. Создается впечатление, что эти породы как бы раздавлены и текли еще в неуплотненном состоянии. Мощность 20 м.

3) Второй горизонт с включениями. Цемент и его структура такие же, как и в пачке 1. В обломках и глыбах: диабазы, миндалекаменные порфириты (часто с шаровой отдельностью), красные кремнистые туфы, розовые и белые тонкослоистые известняки. Отдельные крупные олистолиты достигают длины 12 м при толщине 3—4 м. Их поверхность часто отполирована и испещрена вмятинами, бороздами и царапинами, которые, возможно, возникли при трении одного обломка о другой. В верхней части пачки — тонкая пластина (олистолит) зеленых и черных кремнистых сланцев протяженностью 400 м. Характер деформаций внутри этой пластины позволяет говорить о том, что ее породы были литифицированы и деформированы до момента попадания в цементирующую мергелистую массу. Мощность этой пачки (вместе с олистолитом кремнистых сланцев) около 30 м.

4) Мергели, аналогичные по составу и структуре породам пачки 2. Мощность 10 м.

5) Конгломераты, песчанистый цемент которых состоит из пород офиолитового комплекса (преимущественно эффузивов основного состава), а обломки представлены хорошо окатанной галькой тех же эффузивов, яшм, известняков, реже серпентинитов и габбро. Мощность 3 м.

Общая мощность разреза 83 м.

Вышележащая часть разреза обнажена плохо. Юго-восточнее, в 300 м от описанного разреза, выше конгломератов прослеживается пачка чередования мергелей и песчаников, в которых как бы «плавают» отдельные глыбы и обломки красных яшм, окремнелых известняков разного цвета, основных эффузивов, габбро и конгломератов с многочисленными обломками пород офиолитового комплекса. Не исключено, что последние являются будинированными пластами конгломератов. Вдоль тектонического контакта эти породы граничат с вулканогенными породами офиолитового комплекса.

Юго-восточнее Кораллового оврага, на левом берегу р. Веди, в районе развалин Акбулак и фермы Армик, расположен наиболее мощный разрез олистостромовой толщи. Здесь, очевидно, присутствует не-

сколько складок, которые нам не удалось расшифровать в связи с невозможностью определения элементов залегания пород в грубообломочных отложениях. В связи с этим мы дадим лишь общую характеристику разреза.

Здесь олистостромовая толща представлена чередованием грубообломочных и песчано-сланцевых пачек, последние из которых часто обладают ритмичной слоистостью. Среди грубообломочных отложений выделяются конгломераты, валунно-галечные аргиллиты (тиллитоподобные конгломераты), конгломерато-брекчии и мономиктовые брекчии. Резко преобладают обломки эффузивно-радиоляритовой серии (основные эффузивы, радиоляриты и микритовые известняки). Размеры отдельных глыб достигают 15 м<sup>3</sup>. Эти включения часто сопровождаются «шлейфами», состоящими из обломков, погруженных в обломочный офиолитокластовый же цемент. Реже, но все же довольно часто встречаются и продукты разрушения габброидов и серпентинитов. Олистолиты этих пород также достигают больших размеров (до 10 м). Количество вмещающей песчано-глинистой массы в этих грубообломочных породах сильно меняется: иногда она почти отсутствует, а иногда резко преобладает. В последнем случае породы приобретают вид «тиллитоподобных» конгломератов. Часто встречаются также мономиктовые бесцементные брекчии. В них резко преобладают обломки какой-либо одной породы. Наряду с офиолитокластовыми мономиктовыми брекчиями, присутствуют и брекчии, сложенные сеноман-туронскими известняками. Среди флишоидных пачек, в которых ритмично чередуются песчаники, алевролиты и аргиллиты, также встречаются горизонты и линзы офиолитокластовых конгломератов и гравелитов.

Все вышеописанные терригенные породы очень быстро замещают друг друга по простиранию, и поэтому прослеживание отдельных литологических горизонтов даже на относительно небольшое расстояние является невозможным.

Породы описанного выше разреза по пологому тектоническому контакту перекрываются аллохтонной пластиной, сложенной породами эффузивно-радиоляритовой серии. Особенно четко этот контакт вскрыт на правом берегу безымянного притока р. Веди, к западу от высоты с отметкой 1908,0, где прекрасно видно, как отдельные горизонты и пачки олистостромового комплекса как бы уходят под породы эффузивно-радиоляритового комплекса. Азимутальное несогласие здесь порой достигает 90°.

Еще более сильное фациальное изменение испытывает разрез олистостромовой толщи при прослеживании его вкост простирания. Так, например, к западу от села Келанлу (Джерманис) выше пород мергельной свиты располагаются массивные конгломератовидные известняки, чередующиеся с линзами и маломощными пластами песчаных известняков, в которых встречены мелкие обломки красных яшм. Эти породы вверх по разрезу начинают чередоваться с серыми и черными глинистыми сланцами и алевролитами. Все эти породы часто перемешаны, и в глинистых сланцах как бы плавают блоки и обломки тех же нижнеконьякских пород (эндоолистром). Для этого разреза также очень характерны слои тонко рассланцованных черных и зеленых глинистых сланцев, содержащие редкие и мелкие обломки пород офиолитового комплекса. Верхняя часть олистостромовой толщи в этом разрезе сложена мергелистой массой, чередующейся с неправильными прослоями зеленовато-серых песчаников. В этот цемент погружены крупные, но редкие олистолиты (размером до 20×20 м) основных эффузивов, хосровитов (!), пелитоморфных, оолитовых и конгломератовидных известняков. Присутствуют также мелкие обломки кварц-серицитовых сланцев. В некоторых олистолитах известняков содержатся фораминиферы *Spirrophthalmidium* cf. *infraooliticum* Terg. и *Calpionella* sp. (определения

К. И. Кузнецовой), которые свидетельствуют о юрском возрасте вмещающих пород.

Такой же характер (резкое преобладание цементирующей массы и ее существенно мергелистый состав) имеет разрез олистостромовой толщи на правом и левом берегах р. Хосров, в юго-западном крыле синформы. Здесь очень крупные олистолиты основных эффузивов и известняков со всех сторон окружены мергелистыми породами.

Аллохтон. Внутри аллохтонного комплекса в изученном районе нами выделяются два самостоятельных тектонических покрова, которые по составу преобладающих в них пород названы эффузивно-радиоляритовым и габбро-серпентинитовым.

Эффузивно-радиоляритовый покров почти повсеместно располагается на породах олистостромовой толщи и сложен главным образом спилитами, диабазами и различными глинисто-кремнисто-карбонатными породами, в том числе и радиоляритами. В долине р. Хооров преобладают основные эффузивы с редкими горизонтами кремнистых пород и тонких алевритистых туфов. Часто встречаются спилиты с шаровой отдельностью, промежутки между шарами в которых выполнены красными микрозернистыми известняками. В долине р. Веди преобладают спилиты, диабазы, вулканические брекчии, радиоляриты, кремнисто-карбонатные породы и серые, розовые и голубые тонкополосчатые микритовые известняки.

Внутреннее строение эффузивно-радиоляритового покрова необычайно сложно, и слагающие его породы безусловно нельзя рассматривать как стратифицированную толщу, как это делает М. А. Сатиан (1973<sup>1, 2</sup>, 1975). Повсеместно мы имеем сложно перемешанные и чередующиеся как по вертикали, так и по горизонтали блоки и пластины различных по составу и цвету пород, что при осмотре крупных обнажений создает очень живописную картину. Породы эффузивно-радиоляритовой серии разбиты многочисленными разрывами, трещинами, разделены зонами дробления и расланцевания, на их поверхности видны зеркала скольжения с примазками серпентинитов. В радиоляритах и известняках видны сложные, часто изоклиналиные и лежащие складки. Местами (левый берег р. Веди) эффузивы, радиоляриты и кремнистые тонкослоистые известняки перемешаны с серпентинитами, габбро-диабазами и габбро-диабазовыми тектоническими брекчиями. В этих местах обнажения приобретают вид типичного серпентинитового меланжа.

Такой тип деформаций полностью отсутствует в породах, подстилающих эффузивно-радиоляритовый покров, что наводит на мысль о том, что эти деформации возникли или до этапа шарьирования, или в момент движения тектонического покрова.

Серпентиниты внутри эффузивно-радиоляритового покрова встречаются лишь спорадически. Их узкие линзовидные тела приурочены главным образом к подошве покрова (см. рис. 3, 4). Среди пестрого по цвету и составу поля пород эффузивно-радиоляритовой серии отчетливо выделяются однотонные, имеющие, как правило, изометричные контуры массивы, сложенные серыми, зеленовато-серыми, иногда почти черными аргиллитоподобными породами, получившие название «хосровитов» (Геология СССР, 1970). Хосровиты обычно пронизаны густой сетью кальцитовых прожилков. Границы между телами хосровитов и породами эффузивно-радиоляритовой серии нерезкие и проводятся не по текстурному или литологическому признаку, а скорее по цвету. Микроскопически внутри хосровитов выделяются кристалло- и витрокластические туфы основного состава, кремнистые породы с радиоляриями, основные эффузивы, альбитофиры, породы габброидного ряда. Для всех этих пород характерна сильная брекчированность, хлоритизация, карбонатизация, а местами и серпентинизация, как это уже отмечал К. А. Мкртчян (1970). Выходы хосровитов всегда располагаются внутри пород ниж-

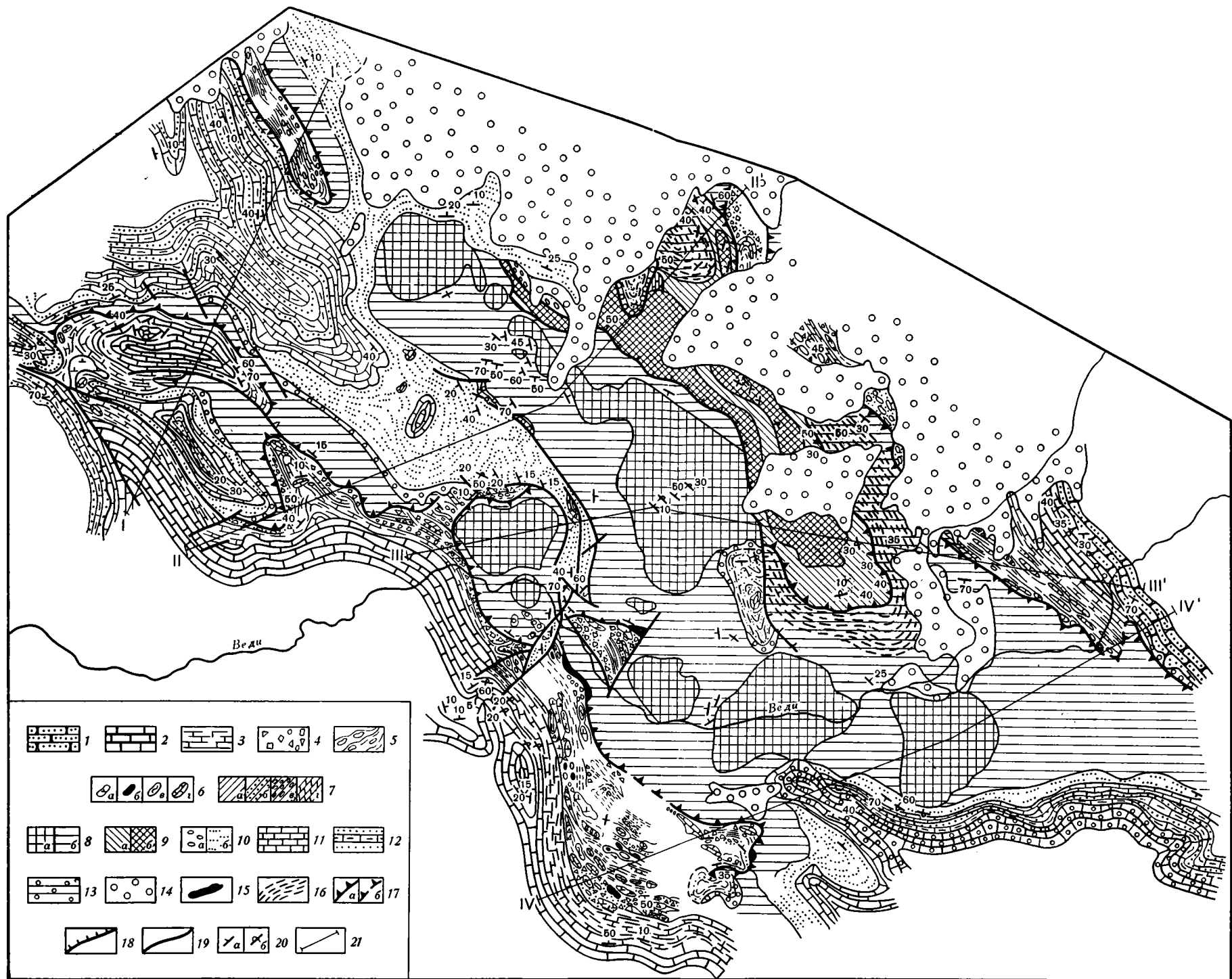


Рис. 3. Геологическая карта бассейна р. Веди

Автохтон: 1 — терригенные отложения триаса нерасчлененные; 2 — карбонатная толща сеномана — турона; 3 — мергельная толща нижнего коньяка; 4—7 — олистостромовая толща: 4 — осадочные брекчии и конгломерато-брекчии, 5 — тиллитовидные конгломераты, 6 — крупные олистолиты, сложенные: а — спилитами и диабазами, б — гипербазитами, в — кремнистыми породами, г — известняками, 7 — цементирующие осадочные породы: а — аргиллиты, алевролиты, б — песчаники, в — конгломераты, г — мергели; аллохтон: 8 — нижний покров: а — хосровиты, б — породы эффузивно-радиоляритовой серии; 9 — верхний покров: а — гипербазиты, б —

габброиды; неавтохтон: 10 — отложения верхнего коньяка: а — конгломераты, б — песчаники, алевролиты и аргиллиты; 11 — известняки сантона — верхнего сенона; 12 — известняки и терригенные породы дания — палеоцена; 13 — известняки и конгломераты нижнего эоцена; 14 — неоген-четвертичные отложения нерасчлененные; 15 — серпентиниты; 16 — метаморфизованные породы; 17 — границы тектонических покровов: а — установленные, б — предполагаемые; 18 — надвиги и взбросы; 19 — сбросы; 20 — элементы залегания: а — пород, б — сланцеватости; 21 — линии геологических профилей, изображенных на рис. 4

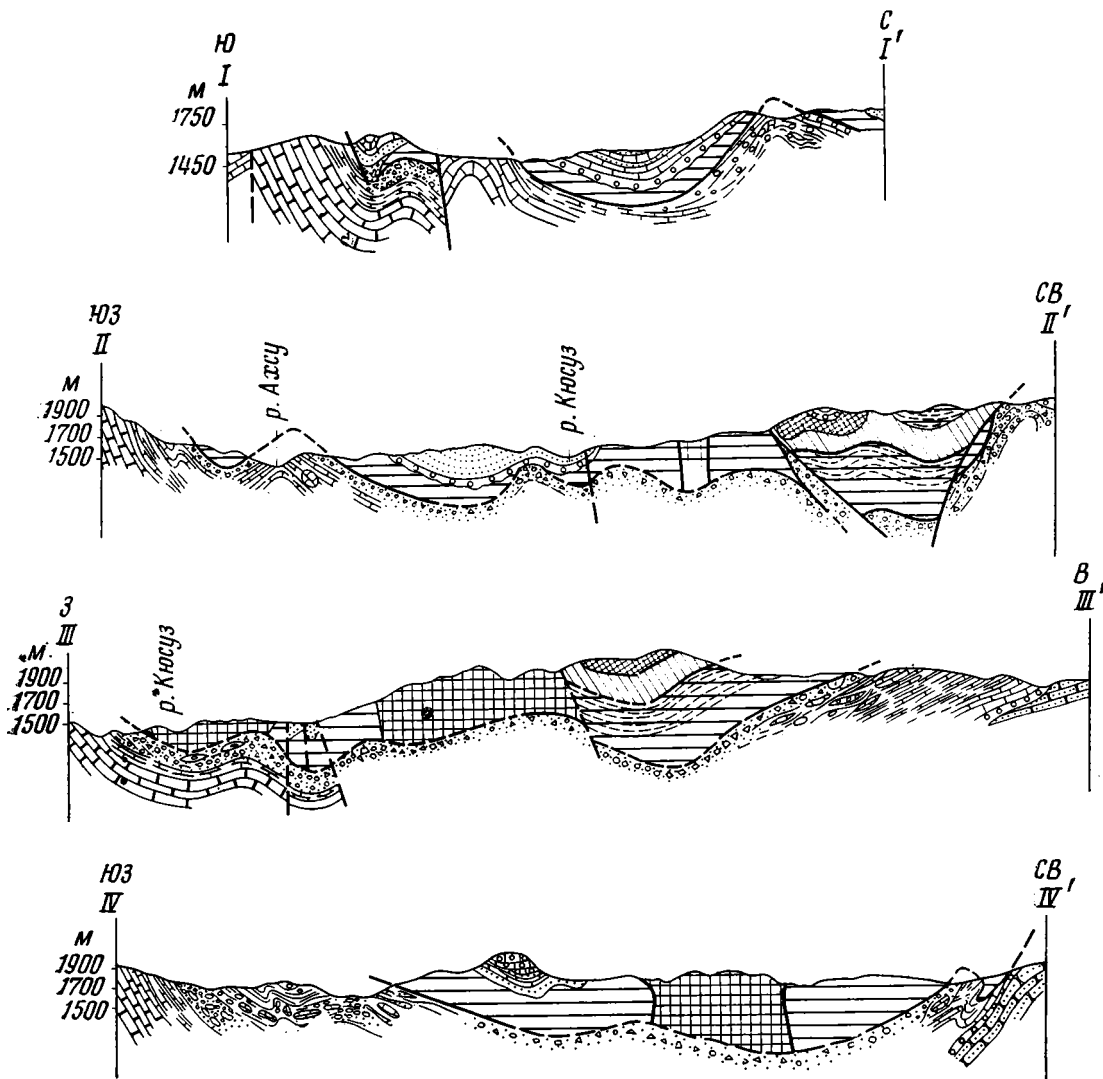


Рис. 4. Профили к геологической карте бассейна р. Веди  
Условные обозначения см. на рис. 3

него тектонического покрова и отнюдь не бездонны, как это показала скважина в долине р. Кюсуз. На глубине 250 м она вышла из хосровитов и вошла в известняки автохтона (Ломизе, 1970).

Внутри образований, слагающих нижний тектонический покров, встречены породы, не имеющие прямого отношения к офиолитовому комплексу. Это песчаники кварц-полевошпатового состава с мусковитом. Помимо кварца и полевого шпата, эти песчаники содержат обломки кварцитов, мусковит-кварцевых сланцев, а также вулканогенных пород основного состава. Цемент этих средне- и мелкозернистых обломочных пород кремнистый, хлорит-серицитовый или карбонатный.

Из геологической карты (рис. 3) хорошо видно, что в пределах юго-западного крыла синформы породы нижнего тектонического покрова всюду залегают на породах олистостромового комплекса. Контакт этот повсеместно тектонический. Вблизи него глинисто-мергелистые породы олистостромовой толщи тонко развальцованы и приобретают тонколи-

сговатую отдельность. Создается впечатление, что они как бы раздавлены под тяжестью вышележащих пород и текли еще в нелигифицированном состоянии. Сам контакт подчеркивается зоной тонкоперетертых пород и сложными складками. Падение плоскости контакта, когда она не осложнена более молодыми сбросами, что уже описано М. Г. Ломизе (1970), в большинстве случаев примерно такое же, как и в подстилающих породах олистостромового комплекса. Эффузивно-радиоляритовый покров располагается на разных горизонтах олистостромового комплекса. Особенно четко срезание горизонтов олистостромовой свиты нижней поверхностью тектонического покрова видно в средней части Кораллового оврага, в тектоническом полуокне на правом берегу р. Веди и на юго-востоке в районе развалин села Азизкенд.

Еще более резкое тектоническое срезание олистостромовой толщи наблюдается в северо-восточном крыле Вединской синформы в районе села Келанлу, где эффузивно-радиоляритовый покров целиком перекрывает эту толщу, мергельную свиту и верхнюю часть сеноман-туронского разреза и приходит в соприкосновение с базальными конгломератами туронского возраста. Как мы уже говорили, к подошве тектонического покрова часто приурочены небольшие линзовидные тела сильно рассланцованных серпентинитов.

Габбро-серпентинитовый покров повсеместно располагается на породах эффузивно-радиоляритового покрова и лишь на севере, на правом берегу р. Кюсюз, приходит в соприкосновение с олистостромовой толщей. Нижняя часть этой тектонической пластины сложена в различной степени серпентинизированными перидотитами, которые содержат многочисленные тела и будины родингитов, возникших по диабазовым дайкам. Верхняя часть этой тектонической пластины состоит из габбро и габбро-амфиболитов. Порядок залегания пород в тектоническом покрове четко устанавливается на правом берегу р. Веди, где к северо-западу от развалин села Каракоюн прекрасно видно центриклинальное замыкание синформной складки, устанавливаемое по подошве габбро-серпентинитового покрова. Синформное залегание пластины подчеркивается и направлением рассланцевания в серпентинитах (см. рис. 3, 4), которые в основании покрова приобретают вид серпентинитовых сланцев и слагают зону мощностью до 100 м.

Здесь же видно, что породы эффузивно-радиоляритового покрова по мере приближения к верхней тектонической пластине начинают приобретать рассланцовку, параллельную подошве габбро-серпентинитового покрова. Сначала в них появляется ориентированная уплощенная текстура, и любые образования эффузивно-радиоляритового комплекса превращаются в неясно- и линзовидно-полосчатые породы, которые также постепенно переходят в тонкополосчатые метаморфические сланцы, как бы оконтуривающие верхний тектонический покров. По минералогическому составу здесь выделяются следующие сланцы: кварц-серпентин-альбитовые со сфеном, альбит-кварц-анкерит-гематит-хлоритовые с лейкоксеном, хлорит-карбонат-магнетит-лейкоксен-альбитовые, эпидот-хлорит-серицит-карбонатные, эпидот-карбонатные, кварц-хлорит-карбонатные, брекчированные и прокварцованные мусковит-кварцевые сланцы. Среди этих пород встречена линза рассланцованного габбро, в котором по пироксену развивается хлорит-актинолитовый и глаукофан-актинолитовый агрегат. По основному плагиоклазу возникают альбит и хлорит. Глаукофан встречен и в глаукофан-актинолит-эпидот-хлорит-альбит-карбонатном сланце, возникшем, очевидно, по граувакке. В целом все эти породы могут быть отнесены к метаморфической ассоциации, промежуточной между зеленосланцевой и глаукофановой фациями. Интересно, что аналогичные метаморфические породы в одном случае были встречены нами и в самой кровле габбро-серпентинитового покрова, в верхнем течении р. Кюсюз (см. рис. 3 и 4).



Рассланцевание пород эффузивно-радиоляритового покрова вблизи габбро-серпентинитовой пластины, а также наличие глаукофансодержащих пород ясно указывают на большие давления, сопутствующие становлению верхнего тектонического покрова. Это обстоятельство, а также низкотемпературные метаморфические ассоциации и синформное строение габбро-серпентинитовой пластины никак не свидетельствуют в пользу магматического становления этой части офиолитового комплекса в современной структуре.

Неоавтохтон. К породам этого комплекса относится серия терригенных пород, резко трансгрессивно и несогласно перекрывающая не только аллохтонные пластины, но и породы автохтона (см. рис. 3, нижняя часть Кораллового оврага и нижнее течение р. Кюсуз).

В основании неоавтохтона располагается терригенная толща, позд-неконьякский возраст которой в настоящее время ни у кого не вызывает сомнения (Егоян, 1955; Ренгартен, 1959; Акопян, 1973). В ее основании часто располагаются базальные конгломераты мощностью до 25 м. В нижней части это пестрые, хорошо окатанные, но не сортированные и не слоистые грубые породы, сменяющиеся кверху менее грубыми конгломератами и крупнозернистыми песчаниками. В их обломках содержатся продукты разрушения всех пород офиолитовой серии. Верхняя часть толщи сложена песчано-мергелистыми образованиями (чередование известковистых песчаников, алевролитов, мергелей с редкими прослоями гравелитов и известняков). Эти породы перекрываются известняками и мергелями (сантон — кампан), известняками с прослоями конгломератов и алевролитов (маастрихт), терригенным флишвидным комплексом (даний — палеоцен) и известняковыми конгломератами и известняками (нижний эоцен). Венчается разрез неоавтохтона плиоцен-четвертичными базальтами и их туфами.

#### ОБСУЖДЕНИЕ И НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Изложенный материал, как представляется авторам, свидетельствует в пользу аллохтонной природы офиолитового комплекса р. Веди, т. е. подтверждает точку зрения М. Г. Ломизе (1970, 1971). Об этом говорит и наличие олигостромового комплекса, содержащего все обломки пород офиолитовой серии, и характер налегания эффузивно-радиоляритового покрова на нижележащие отложения, и синформное строение габбро-серпентинитового тела, и отсутствие интрузивных контактов ультрабазитов и мн. др. Остановимся, однако, на рассмотрении всего лишь двух геологических фактов, которые должны легко наблюдаться любым геологом в поле. Эти факты не лежат в сфере интерпретаций и являются тем первичным геологическим материалом, на котором должна строиться любая гипотеза, говорящая о происхождении и положении офиолитов района р. Веди.

1) Породы олигостромового комплекса (осадочно-пирокластическая толща М. А. Сатиана) содержат обломки всех пород офиолитовой ассоциации, т. е. диабазов, спилитов, яшм, кремнистых сланцев, микритовых известняков, габбро и серпентинизированных ультрабазитов. Фрагменты этих пород в олигостромовой толще по размеру варьируют от песчаных частиц до огромных глыб.

Естественный вопрос, возникающий при изучении этой толщи, следующий: откуда же поступал этот обломочный материал? Если принять точку зрения М. А. Сатиана (1973, 1975) о существовании раннеконьякского офиолитового трога и о характере фациальных замещений внутри него (по этой схеме эффузивно-радиоляритовая серия накапливалась в центральной, наиболее глубоководной части прогиба и в конце раннего коньяка была прорвана ультрабазитами и габбро; см. рис. 1), то нужно считать, что этот снос шел из наиболее погруженной части

трога в сторону его наиболее приподнятых частей, т. е. обратно закону гравитации<sup>2</sup>. Если же считать, что в центре этого трога находилось поднятие, с которого и поставлялся обломочный материал, то тогда необходимо предполагать, что радиоляриты, микритовые известняки, спилиты и диабазы, находящиеся в обломках олистостромовой толщи, первично накапливались в мелководных условиях, что противоречит как концепции М. А. Сатиана, так и всем известным в настоящее время фактам об условиях образования пород подобного типа. Кроме того, если придерживаться точки зрения М. А. Сатиана, то необходимо объяснить еще ряд «второстепенных» деталей: почему внутри этого трога радиоляриевые и карбонатные илы подверглись почти моментальной литификации (иначе они не могли бы переноситься в виде обломков), почему обломки и пластины этих пород подверглись деформации, предшествующей их захоронению в конгломератовой толще, и, наконец, почему внутри этого трога в самом начале коньякского века, одновременно с породами эффузивно-радиоляритовой толщи уже существовали и гипербазиты, и габбро, которые, по мнению М. А. Сатиана, должны были бы их прорвать лишь в конце раннего коньяка?

2) Породы эффузивно-радиоляритовой серии лежат выше эффузивно-пирокластической (олистостромовой.— А. К., С. С.) толщи М. А. Сатиана. Об этом говорит срезание отдельных горизонтов и пачек олистостромового комплекса нижней поверхностью эффузивно-радиоляритового покрова (см. рис. 3). Если считать эффузивно-радиоляритовый покров автохтонной вулканогенно-осадочной серией, то тогда необходимо предполагать, что эта серия залегает трансгрессивно на подстилающих ее породах. Но в таком случае эффузивно-радиоляритовая серия будет моложе эффузивно-пирокластической свиты М. А. Сатиана и поэтому никак не может быть ее фаціальным, т. е. возрастным, аналогом.

Все изложенные факты, конечно, также никак не свидетельствуют в пользу представлений К. А. Мкртчана о геологической истории этого района.

На наш взгляд, все эти, а также изложенные ранее факты могут быть удовлетворительно объяснены лишь при предположении, что офиолитовый комплекс р. Веди древнее нижнего коньяка и был перемещен в виде тектонического покрова. Свои представления о характере становления этого покрова мы изложим ниже. Сейчас же остановимся лишь на следующем вопросе: если мы правы в своих выводах, то нижнеконьякская фауна, найденная в мергельной свите и цементе олистостромовой толщи, ничего не говорит нам о возрасте офиолитовой серии, так же как фауна в цементе конгломерата мало что дает нам для установления возраста гальки. Но тогда каков же возраст пород офиолитового комплекса? В долине р. Кюсуз в олистостромовой толще среди обломков пород офиолитовой ассоциации были встречены глыбы основных вулканитов, содержащие линзы известняков. В известняках К. И. Кузнецовой были определены *Spirophthalmidium* cf. *caucasicum* Ant. и *S.* cf. *infraooliticum* Terg., свидетельствующие о среднеюрском возрасте вулканогенных пород. Однако это всего лишь единичные находки, и поэтому нам придется обратиться к материалу по геологии офиолитовых серий близлежащих районов.

В пределах Севано-Акеринской зоны офиолитовая серия имеет доальбский возраст. Она перекрывается базальными горизонтами альба — сеномана, а ее обломки переполняют олистостромовую толщу, нижняя часть которой имеет заведомо сеноманский возраст (Книппер, 1971; Азизбеков и др., 1973; Книппер, Соколов, 1974; Соколов, 1975). В яшмах

<sup>2</sup> Интересно, что, столкнувшись с трудностями аналогичного характера, именно к такой «гипотезе» прибегли Э. Ш. Шихалибейли и Г. И. Аллахвердиев для объяснения происхождения олистостромового комплекса горы Малая Калабойну (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа; Экспресс-информация..., 1973).

и микритовых известняках эффузивно-радиоляритовой серии описан комплекс радиолярий верхнеюрского-неокомского облика (Ренгартен, 1959; Книппер, 1971; Кашкай, Аллахвердиев, 1973), а в прослоях известняков среди шаровых лав найдены кораллы, свидетельствующие о позднеюрском возрасте вмещающих пород (Кузьмичева, Соколов, 1975).

На прямом продолжении Вединской офиолитовой зоны, в Северной Анатолии, в породах эффузивно-радиоляритовой серии итальянскими геологами найдена верхнеюрская, неокомская и аптская микрофауна (Bortolotti, Sagri, 1968). По данным этих же исследователей, эффузивно-радиоляритовая серия перекрывается олистостромовой толщей и флишем альб-сеноманского возраста.

Таким образом, есть все основания считать, что эффузивно-радиоляритовая толща Вединского офиолитового комплекса имеет доальбский возраст. Что же касается времени становления габбро и ультрабазитов, то этот вопрос еще сложнее, но они никак не моложе эффузивно-радиоляритового комплекса, о чем, в частности, говорят данные радиологической датировки (Морковкина, Арутюнян, 1971; Книппер, 1975).

Подводя итоги всему сказанному выше, необходимо считать, что исследованный район представляет собой синформную складку, в ядре которой на нижнеконьякских отложениях в тектоническом покрове располагаются породы офиолитовой серии. Возраст этой серии заведомо доконьякский, о чем свидетельствует возраст фораминифер.

Как же мы представляем себе историю формирования этой структуры? В раннеконьякское время на исследованной территории существовал морской бассейн, где накапливались мергелистые илы и заложение которого произошло в сеноманское время. В середине раннего коньяка этот бассейн начал перекрываться тектоническим покровом, который слагался породами офиолитового комплекса. Разрушение «лба» этого покрова в процессе его шарьирования привело к образованию многочисленных глыб и блоков, часть которых захоронялась в мергелистых осадках автохтона, а часть сползала в более погруженные части прогиба. Разрушение этих глыб порождало ту массу офиолитокластовых конгломератов, песчаников и брекчий, которые мы видим ныне в разрезах олистостромовой толщи.

Такая тектоническая обстановка породила чрезвычайно неустойчивый режим осадконакопления. Автохтонные мергелистые илы также гравитационно перемещались вниз по склону, что привело к формированию в них сложных подводно-оползневых дислокаций.

В конце раннего коньяка офиолитовый тектонический покров перекрыл большую часть этой депрессии и захоронил под собой олистостромы, возникшие при его разрушении. Под тяжестью покрова слабо литифицированные нижнеконьякские породы текли, что и привело к их тонкой рассланцовке, особенно вблизи эффузивно-радиоляритового покрова.

Как уже говорилось выше, многие олистолиты в олистостромовой толще несут следы деформаций, предшествующих захоронению. Это заставляет нас предполагать, что офиолитовая серия пород была дислоцирована еще в доконьякское время, как и в Севано-Акеринской зоне (Книппер, 1971; Книппер, Соколов, 1974) и в Северной Анатолии (Vosscaletti, Bortolotti, Sagri, 1966). Не исключено, что этот ранний нижнемеловой этап деформаций (австрийская фаза) сопровождался и образованием тектонических покровов. Возможно, что двучленное строение аллохтона района р. Веди было создано именно в эту эпоху, и в раннеконьякское время офиолитовый комплекс перемещался в виде единого аллохтона. Решение этого вопроса во многом зависит от находок в олистостромовом комплексе обломков глаукофансодержащих метаморфических сланцев. В этой осадочной серии нами были найдены лишь облом-

ки полосчатых зеленых сланцев (безглаукофановых), внешне похожих на аналогичные породы в кровле эффузивно-радиоляритового покрова. Можно думать, что офиолитовый аллохтон р. Веди в раннеконьякское время представлял собой единый тектонический покров, хотя мы и не исключаем того, что эти метаморфизованные породы могли попасть в морской бассейн и в результате денудации докембрийских пород.

Как представляется авторам, аллохтонная гипотеза становления офиолитового комплекса района р. Веди легко объясняет изложенный выше фактический материал и снимает весь круг противоречий, связанных с автохтонной гипотезой.

Однако где же находятся корни этих офиолитовых покровов? Решение этой проблемы во многом зависит от понимания палеоструктуры этого района и не исключено, что корни покровов располагаются севернее, в зоне, разделяющей продолжения структур Центральной Анатолии и Понта, т. е. по линии, проходящей вдоль севера Мисханского массива, через озеро Севан, к юго-западному обрамлению Кафанской зоны.

Аллохтонное положение офиолитов района р. Веди не исключает предположения, что они некогда представляли собой часть океанической коры Тетиса, тектонически перемещенную затем в области с корой континентального типа.

#### Литература

- Азизбеков Ш. А., Кашкай М. А., Книппер А. Л. Малый Кавказ. В кн.: Путеводитель к экскурсиям международного симпозиума «Офиолиты в земной коре». М., «Наука», 1973.
- Акопян В. Т. Биостратиграфия и гастроподы верхнемеловых отложений Армянской ССР. Автореф. докт. дис. Л., 1973.
- Геология СССР, т. 43. Армянская ССР, ч. I. Геологическое описание. М., «Недра», 1970.
- Егоян В. Л. Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1955.
- Кашкай М. А., Аллахвердиев Ш. И. Аджарисская брахантиклиналь в структуре Малого Кавказа. Баку, «Элим», 1973.
- Книппер А. Л. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа.— Геотектоника, 1971, № 6.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба).— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 267, 1975.
- Книппер А. Л., Соколов С. Д. Предверхненонские тектонические покровы Малого Кавказа.— Геотектоника, 1974, № 6.
- Кузьмичева Е. И., Соколов С. Д. О возрасте офиолитового вулканизма Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 2.
- Ломизе М. Г. О месте офиолитов в тектонической структуре Восточной Анатолии и Закавказья.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1970, № 11.
- Ломизе М. Г. Вединский тектонический покров (Малый Кавказ).— Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 3.
- Морковкина В. Ф., Арутюнян Г. С. О радиологическом возрасте гипербазитов Севанского хребта.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 11.
- Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа.— В кн.: Региональная стратиграфия СССР, т. 6. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Сатиан М. А. Офиолитокластовые граувакки Айюцдзора.— Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1970, № 5.
- Сатиан М. А. О морфологии и стадиях развития верхнемеловых прогибов и процессах осадконакопления.— Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1973, № 1.
- Сатиан М. А. Еревано-Ордубадская офиолитовая зона и ее место в системе Малого Кавказа.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, вып. 3.
- Сатиан М. А. Строение Еревано-Ордубадской офиолитовой зоны Малого Кавказа.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, вып. 2.
- Сатиан М. А., Степанян Ж. О., Чолахян Л. С. Новые данные о верхнемеловой вулканогенно-осадочной толще юго-западной части Малого Кавказа.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, вып. 3.
- Соколов С. Д. Верхнемеловая олистостромовая толща юго-восточной части Севано-Акеринской офиолитовой зоны.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, вып. 5.
- Экспресс-информация отдела научно-технической информации Института геологии АН АзербССР. Баку, 1973.
- Boccalotti M., Bortolotti V., Sagri M. Arenare ofiolitiere nella «Jurassic volcanic facies» a sudovest di Bolu (F. Zonguldak — Turchia).— Boll. Soc. geol., ital., v. 85, 1966.
- Bortolotti V., Sagri M. Osservazioni sull'età e la giacitura delle ofioliti fra Smirne ed Erzurum (Turchia).— Boll. Soc. geol. ital., 87, 1968.

УДК 551.242.4(571.17)

А. З. ЮЗВИЦКИЙ

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ТОМСКОМ ШАРЬЯЖЕ

Уточнены представления о геологии Томского шарьяжа, расположенного на сочленении Кузнецкого прогиба с Колывань-Томской складчатой зоной. По данным ГСЗ разлом проникает до подошвы гранитно-метаморфического слоя. Стратиграфическая амплитуда смещения 3—3,5 км, горизонтальное перекрытие 8—10 км. Предполагается, что во время образования шарьяжа (верхняя пермь — триас) горизонтальная амплитуда достигала 30 км. Поверхность сместителя неровная, деформированная последующими дислокациями.

Под названием Томского надвига М. А. Усов (1924) выделил крупный надвиг пород девона на термские угленосные отложения, наблюдавшийся им вдоль северо-западной границы Кузнецкого бассейна между реками Томь и Мазаловский Китат. В дальнейшем М. А. Усов (1936) трактовал эту структуру как корни крупного шарьяжа, покров которого был уничтожен денудацией.

По современным представлениям Томский надвиг входит в систему региональных разломов, разделяющих Обь-Зайсанскую герцинскую складчатую область и расположенные к востоку от нее более древние складчатые сооружения (Горный Алтай, Салаир, Кузнецкий Алатау), формирование которых завершилось в основном в течение каледонского этапа.

Отдельные элементы структуры Томского надвига описывались в статьях П. И. Бутова, П. Г. Грязева, С. С. Румянцева, А. В. Тыжнова, В. Д. Фомичева, Н. И. Хлыстова, А. З. Юзвицкого и др. Но лишь в последние годы благодаря проведению буровых и геофизических работ получены фактические данные, позволяющие более или менее обоснованно судить о морфологических особенностях и истории формирования этого разлома в северо-восточной части Кузнецкого прогиба, где он выражен наиболее мощно.

Рассматриваемый район расположен на сочленении Кузнецкого прогиба с Кузнецким Алатау и Колывань-Томской складчатой зоной (рис. 1, б). Кузнецкий Алатау — это область преимущественно каледонской складчатости. В его строении участвуют метаморфические комплексы протерозоя, метаморфизованные осадочно-вулканогенные и осадочные толщи верхнего протерозоя, кембрия и ордовика, интрузивные комплексы нижнего и среднего палеозоя. Эти породы образуют систему тектонических блоков, составляющих складчатое основание для средне- и верхнепалеозойских толщ Кузнецкого прогиба и Колывань-Томской складчатой зоны.

Кузнецкий прогиб сформировался в течение среднего и верхнего палеозоя и раннего мезозоя. В его пределах распространены девонские, каменноугольные и пермские отложения, общая мощность которых в северо-восточной части прогиба составляет 5—6 км. Тектонические структуры Кузнецкого прогиба формировались под действием движений каледонского фундамента и окружающих складчатых сооружений. Решающее значение имели движения Колывань-Томской зоны, вблизи ко-

торой наблюдаются напряженные крутые складки и надвиги. Во внутренних зонах прогиба распространены преимущественно брахискладки, осложненные надвигами. Вблизи Кузнецкого Алатау господствуют моноклинали, горсты и грабены.

Колывань-Томская складчатая зона сформирована в терциинский этап. В ее пределах распространены осадочно-вулканогенные толщи нижнего и среднего девона, а также осадочные и интрузивные комплексы верхнего палеозоя. Эти породы дислоцированы в систему складчатых дуг, надвинутых в сторону Кузнецкого прогиба по пологим надвигам, переходящим кое-где в шарьяжи. Самым крупным является Томский надвиг среднедевонских пород Колывань-Томской зоны на нижнепермские угленосные отложения Кузнецкого бассейна. Стратиграфическая амплитуда надвига (судя по наблюдаемым в близлежащих разрезах мощностям

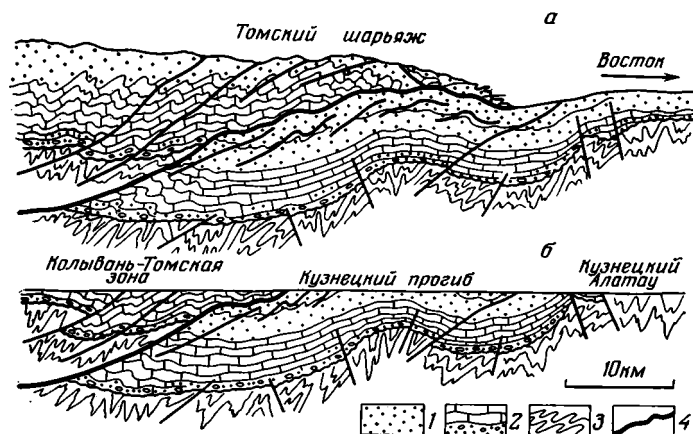


Рис. 1. Схематические разрезы через северо-восточную часть Кузнецкого прогиба: а — в поздней перми и триасе; б — современный

1 — карбон и нижняя пермь; 2 — девон; 3 — додевонские (каледонские) структурные комплексы; 4 — разрывные нарушения

верхнего девона и карбона) оценивается не менее чем в 3000—3500 м. Горизонтальная амплитуда надвига, по данным бурения и геофизических исследований (Семеркин, 1971), достигает, по-видимому, не менее 8 км. Угленосные отложения карбона и перми прослежены буровыми скважинами под тектоническим покровом пород девона на 3 км (рис. 2), но местами они, несомненно, продолжают еще на несколько километров.

По геофизическим данным (Крылов и др., 1970; Семеркин, 1971) Томский надвиг относится к категории глубинных. По материалам ГСЗ по линии Юрга — Кемерово на границе Кузнецкого прогиба с Колывань-Томской зоной фиксируется уступ кровли гранитно-метаморфического слоя (отождествляемого с поверхностью каледонского фундамента). В Колывань-Томской зоне кровля этого слоя находится на глубинах 5—7 км, в северо-западной части Кузнецкого прогиба на глубинах 7—9 км. Амплитуда уступа составляет около 1 км. Примерно такие же гипсометрические соотношения устанавливаются для подошвы гранитно-метаморфического слоя. В районе г. Кемерово (в обнажениях по р. Томи) Томский надвиг имеет сравнительно небольшую стратиграфическую амплитуду, не больше нескольких сотен метров. Можно полагать, что по направлению к северу от профиля ГСЗ, где стратиграфическая амплитуда надвига значительно больше, амплитуда смещения гранитно-метаморфического слоя также увеличивается.

Геофизики полагают, что глубинные разломы, ограничивающие с востока Колывань-Томскую складчатую зону, пронизывают всю толщину коры. Однако определенных данных о наличии уступа поверхности М на границе Кузнецкого прогиба и Колывань-Томской зоны не имеется. По данным ГСЗ поверхность М в Колывань-Томской зоне находится на глубине 42—45 км, а в прилегающей части Кузнецкого прогиба на глубине 41—42 км. В гравитационном поле в зоне Томского надвига фиксируется гравиметрическая ступень интенсивностью порядка 8 мгл с уменьшением значений силы тяжести от Колывань-Томской зоны в сторону Кузнецкого бассейна.

Взаимоотношения сместителя надвига с тектоническими формами Кузнецкого прогиба и Колывань-Томской зоны представляются довольно сложными. Сместитель обрезает складчатые структуры Кузнецкого прогиба, но в то же время «копирует» крупные складки пород верхнего палеозоя Кузнецкого бассейна — тектонический покров облекает антиклинали (Невскую) и выдвигается «языками» в синклинали (например, в Анжерскую). Наряду с этим сместитель надвига изогнут в виде дуги в соответствии с общим простиранием складок Колывань-Томской зоны, а местами близко повторяет даже сравнительно небольшие складки пород тектонического покрова (см. рис. 2). Таким образом, поверхность сместителя несет на себе следы последующих деформаций, происходивших после образования шарьяжа. Среди этих дислокаций распознаются мелкие складки,

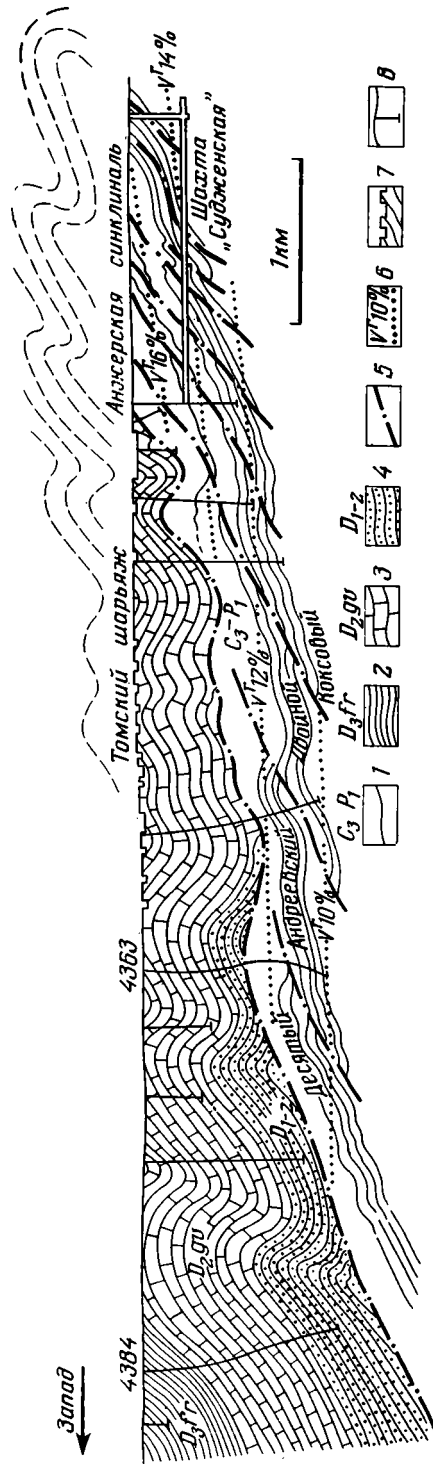


Рис. 2. Геологический разрез по главному квершлягу шахты Судженской и Лебедянской разведочной линии 1 — алыкаевская и промежуточная свиты с пластами каменного угля; 2 — плачанинская свита, алевролиты и песчаники; 3 — лебедянская свита, известняки, алевролиты и песчаники; 4 — красочная толща, песчаники, алевролиты, туфы; 5 — надвиги; 6 — изомнии выхода летучих веществ в углях; 7 — канавы и обнажения; 8 — буровые скважины

возникшие вследствие новых фаз бокового сжатия, и глубокая складчатость, связанная с глыбовыми движениями додевонского фундамента.

Тектоническая структура аллохтона сравнительно мало изучена. Несравненно лучше известно тектоническое строение автохтонного комплекса по данным разведочного бурения на уголь и горно-эксплуатационных выработок. Обобщая эти материалы, можно выделить в угленосных толщах северо-восточной части Кузнецкого бассейна следующие зоны с различным характером и степенью сложности тектоники (с запада на восток): а) зона тектонических брекчий; б) зона раздробленных пород; в) зона интенсивных приразломных дислокаций; г) зона упорядоченной надвиговой тектоники; д) осложненные складчатые структуры и моноклинали.

Непосредственно под тектоническим покровом обычно лежит тектоническая брекчия (зона «а»), состоящая из обломков девонских известняков, песчаников, алевролитов, а также из песчаников, алевролитов, углей, происходящих из каменноугольно-пермских угленосных толщ. Эти обломки сцементированы мелкораздробленным перетертым материалом из тех же пород. Мощность брекчии обычно составляет 5—15 м, но местами типичных тектонических брекчий из мелких обломков не наблюдается, и под тектоническим покровом залегают породы следующей зоны «б».

Зона «б» сложена преимущественно породами угленосных толщ, но местами в ней заключены блоки девонских известняков размером до 30—40 м в поперечнике (скв. 4297). Породы в этой зоне испытали настолько сложные складчатые и разрывные дислокации, что по существу утратили пластообразные формы залегания и превращены в тектоническое «месиво». В отдельных участках установлено, что мощность зоны дробления и общая степень нарушенности пород в ней уменьшаются в западном направлении, т. е. по мере погружения сместителя. Вблизи выхода на поверхность мощность зоны местами доходит до 200 м, на глубине 600 м (скв. 3774, 4363) она уменьшается до 15—20 м, и породы здесь значительно меньше деформированы.

В зоне «в» породы сохранили пластообразные формы залегания, но повсеместно осложнены мелкой складчатостью и поражены густой сетью разрывов различных форм и амплитуд. Ведущую роль играют надвиги, которым сопутствуют зоны мелких разрывов и трещиноватости, переходящие местами в небольшие по мощности тектонические брекчии. Отличительной особенностью зоны является неупорядоченная ориентировка складок и разрывов. Угольные пласты в большинстве своем перемяты, разлинзованы и непригодны для разработки принятыми в настоящее время техническими системами. Зона «в», по-видимому, сопровождала тектонический покров на всей площади его распространения, но в дальнейшем была денудирована и сохранилась лишь в крупных синклиналях (Анжерской, Андреевской, Низовской и др.). Мощность зоны в Анжерской синклинали (где к ней относятся главным образом алчедатские пласты) составляет около 600 м.

По мере удаления от тектонического покрова амплитуда и частота проявления надвигов постепенно убывают, размеры ненарушенных блоков увеличиваются, складки и надвиги приобретают упорядоченную ориентировку, вытягиваясь в общем с юго-востока на северо-запад параллельно выходу на поверхность сместителя Томского надвига. В этих зонах («г» и «д») возможна и широко производится разработка угольных пластов.

Своеобразной особенностью зоны Кузнецкого прогиба, прилегающей к Томскому надвику, является проявление «наложенного» метаморфизма углей. На рис. 2 видно, что зоны равного метаморфизма как бы наложены на тектоническую структуру Анжерской синклинали, пересекая дополнительные складки и надвиги. В связи с этим в одноименных пла-



стах степень метаморфизма углей в «висячих крыльях» надвигов меньше, чем в лежачих. Можно высказать предположение, что проявления наложенного метаморфизма в западной части Кузнецкого прогиба вызваны погружением угленосных толщ под мощный тектонический покров.

Образование Томского шарьяжа связано с горообразовательными процессами, происходившими в конце герцинского тектонического этапа в Колывань-Томской складчатой зоне. Наиболее мощные дислокации произошли, по-видимому, в верхней перми и триасе, когда на территории Западной Сибири широко проявились торизонтальные тектонические движения со стороны Обь-Зайсанских складчатых сооружений. Под их напором девонские и каменноугольные отложения Колывань-Томской складчатой зоны были перемещены на восток и перекрыли пермо-карбонную угленосную толщу Кузнецкого прогиба (рис. 1, а). В ходе перемещения аллохтона подстилающие его породы были частично срезаны, смяты в мелкие складки и нарушены надвигами. Анализ мощностей и фаций угленосных толщ и морфологических особенностей тектонических структур показал (Юзвицкий, 1970), что эти складки и надвиги образовались в условиях сравнительно небольших глубин на фоне пологих конседиментационных поднятий и прогибов, возникших под действием глыбовых движений фундамента Кузнецкого прогиба. В дальнейшем вследствие погружения угленосных толщ под мощный тектонический покров, в них возобновились складчатые деформации пластов пород, сопровождавшиеся изгибанием сместителей надвигов, а также проявились процессы наложенного метаморфизма углей. По современному распространению зоны приразломных дислокаций и закономерностям метаморфизма углей можно предполагать, что лобовая часть тектонического покрова была перемещена примерно на 30 км к востоку от современной западной границы Кузнецкого бассейна. После образования шарьяжа в фундаменте Кузнецкого прогиба продолжались дифференциальные глыбовые движения, в которые были вовлечены палеозойские отложения Кузнецкого прогиба и нагроможденный на них тектонический покров.

В конце триаса (после образования мальцевской серии осадков) в связи с общими поднятиями были денудированы мощные толщи пород палеозоя в Кузнецком прогибе и Колывань-Томской складчатой зоне. При этом была разрушена и большая часть аллохтона Томского шарьяжа. Разрушение тектонического покрова произошло, по-видимому, в доюрское или раннеюрское время, так как на прилегающих территориях (Улановская впадина) слабодислоцированная и почти не диагенетизированная средняя юра, содержащая пласты бурого угля, налегает на эродированную поверхность складчатого палеозоя.

### Литература

- Крылов С. В., Егоров Г. В., Дубовик Л. В. и др. Глубинные сейсмические исследования в Кузбассе с использованием промышленных взрывов и аппаратуры «Тайга». — Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 93, «Наука», 1970.
- Семеркин В. И. Тектоническое строение Кузнецкого прогиба по геофизическим данным. — Геотектоника, 1971, № 3.
- Усов М. А. Элементы тектоники Кузбасса. — Библиотека Горн. ж., № 2. Сб.: Кузнецкий бассейн, 1924.
- Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Изв. Зап.-Сиб. геологоразв. треста, Томск, 1936.
- Юзвицкий А. З. Условия формирования структур северо-восточной части Кузнецкого бассейна. «Наука», Новосибирск, 1970.

УДК 551.242.22(265.4)

Е. Н. МЕЛАНХОЛИНА, В. М. КОВЫЛИН

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЯПОНСКОГО МОРЯ

В обрамлении Японского моря выделены области с различным возрастом континентальной земной коры, структуры которых прослеживаются в пределы шельфа и резко обрываются на континентальном склоне. Показано, что значительная часть моря представляет собой область разрушения континентальной земной коры. Глубоководные впадины отвечают областям с новообразованной субокеанической земной корой. Их формирование устанавливается с палеогена доныне.

Окраинные моря и другие приокеанические структуры отвечают областям современного формирования и преобразования земной коры. Их изучение представляется наиболее интересным при историко-геологическом подходе и сравнении с древними структурами с океанической и континентальной земной корой. Такое изучение структур Японского моря проводилось нами под руководством Ю. М. Пушаровского при подготовке макета для новой тектонической карты Северной Евразии, составляющейся в Геологическом ин-те АН СССР. Японское море представляет удачный объект для исследования благодаря сравнительно хорошей его изученности, хорошему совпадению различных геофизических, геологических и геоморфологических данных и возможности проследить соотношения между морскими и континентальными структурами.

К настоящему времени в Японском море выполнено более 40 000 км сейсмических профилей (методами ГСЗ, МОВ и НСП; Ковылин, Непрочнов, 1965; Береснев, Ковылин, 1969; Ковылин, Мирлин, 1971; Глубинное сейсмическое..., 1971; Васильковский, Ковылин, 1973; Ковылин, Шаяхметов, 1973; Карп и др., 1974<sub>1,2</sub>; Хотта, 1972; Circular «Nihonkai» 1967—1972; Mugauchi, 1966; Kaseno, 1972; Schlüter, Chun, 1974; Ludwig et al., 1975). Территория покрыта сеткой магнитометрических и гравиметрических галсов (Красный, 1969; Строев, 1972; Гайнанов и др., 1973; Шевалдин, 1974<sub>1</sub>). Японскими геофизиками получены данные о величине теплового потока (около 200 измерений; Ясуи и др., 1972, и др.). На основных структурах морского дна проведено драгирование коренных пород (Васильев, Маркевич, 1973; Васильев и др., 1973; Берсенев и др., 1974, и др.). В 31-ом рейсе судна «Гломар Челленджер» выполнено глубоководное бурение (Ingle et al., 1973). Структуры континентальных областей изучены достаточно детально, особенно на советской и японской территориях. Время формирования континентальной земной коры устанавливается здесь по проявлению главной складчатости и регионального метаморфизма, образованию верхних моласс, калиевых гранитоидов и кислых эффузивов (Пейве и др., 1972). Для нас наиболее интересны структуры с молодой континентальной корой, близкие по времени образования к Японскому морю.

В обрамлении Японского моря известны области с различным возрастом континентальной земной коры, структуры которых прослеживаются в пределы шельфа, на расстоянии порядка 30 км, и резко обрываются на континентальном склоне (рис. 1). В ряде мест продолжение континентальных структур или их фрагменты с трехслойным строением земной коры (осадки с  $V=1,9-2,2$  км/сек, «гранитный» слой с  $Vr=5,6-6,2$  км/сек, «базальтовый» слой с  $Vr=6,8$  км/сек) обнаруживаются на глубинах до 1—1,5 км и более. Глубже изобаты 2,5 км в Японском море повсеместно устанавливается земная кора субокеанического типа с двухслойным строением (осадки с  $V$  около 2,0 км/сек и «базальтовый» слой с  $Vr=6,4-6,8$  км/сек; рис. 2).

По западному краю Японского моря, в пределах Корейского п-ова, располагается область с докембрийским возрастом континентальной земной коры (см. рис. 1). Для большей ее части установлено формирование складчатых структур в начале протерозоя, их общее субширотное простирание, возраст гранитного магматизма и регионального метаморфизма 1700—2100 млн. лет<sup>1</sup> (Кобаяси, 1959; Геология Кореи, 1964; Крпоткин, Шахарстова, 1965). Вдоль северо-восточного и юго-восточного ограниченный древнего блока прослеживаются позднепротерозойские складчатые структуры с гранитными интрузиями, имеющими возраст 780—660 млн. лет (Геология Кореи, 1964; Geological map of South Korea, 1973, и др.). На больших площадях образования гранитно-метаморфического комплекса перекрыты платформенным чехлом. В ряде мест Корейского п-ова отмечаются следы значительных тектонических движений мезозойского времени, происходивших, возможно, с некоторой перестройкой земной коры. Структуры с докембрийским возрастом континентальной коры продолжают с Корейского п-ова в смежную часть Японского моря. Фрагменты гранитного слоя докембрийской континентальной коры присутствуют и на возвышенностях в глубоководной части моря, например, к северу от о. Уллындо, откуда были драгированы гранито-гнейсы с абсолютным возрастом 1983—2729 млн. лет (Леликов и др., 1975). Ханкайский массив на западе Сихотэ-Алиня также представляет собой блок с докембрийской континентальной корой, сформировавшейся, вероятно, в интервале 810—530 млн. лет (Геология СССР, т. XXXII, 1969). Небольшие фрагменты гранитного слоя докембрийского возраста присутствуют, возможно, и среди областей с более молодой континентальной корой.

Между блоками докембрийской континентальной коры в северной части КНДР и смежных районах Сихотэ-Алиня известная область с позднепалеозойским возрастом континентальной коры, формирование которой завершилось накоплением пермских наземных вулканических образований среднего и кислого состава<sup>2</sup> и внедрением гранитоидов с абсолютным возрастом 180—250 млн. лет или несколько больше (Геология Кореи, 1964; Мишин, 1968; Геология СССР, т. XXXII, 1969, и др.). Складчатые структуры этой области определенно прослеживаются на острова и шельф зал. Петра Великого, где им отвечает «гранитный» слой мощностью около 5 км, а далее обрезаются континентальным склоном (Кулинич и др., 1974; рис. 3). Последние к югу выходы пермских отложений этой области были обнаружены при драгировании на континентальном склоне к югу от Находки (Берснев и др., 1974).

По другую сторону Японского моря, в зоне Хида — Оки на о. Хонсю, также известны континентальные структуры земной коры, сформирован-

<sup>1</sup> Здесь и далее приведены определения абсолютного возраста К—Аг-методом.

<sup>2</sup> Они получили широкое распространение за пределами области, в частности вдоль границы Ханкайского массива с мезозойской геосинклиналью.

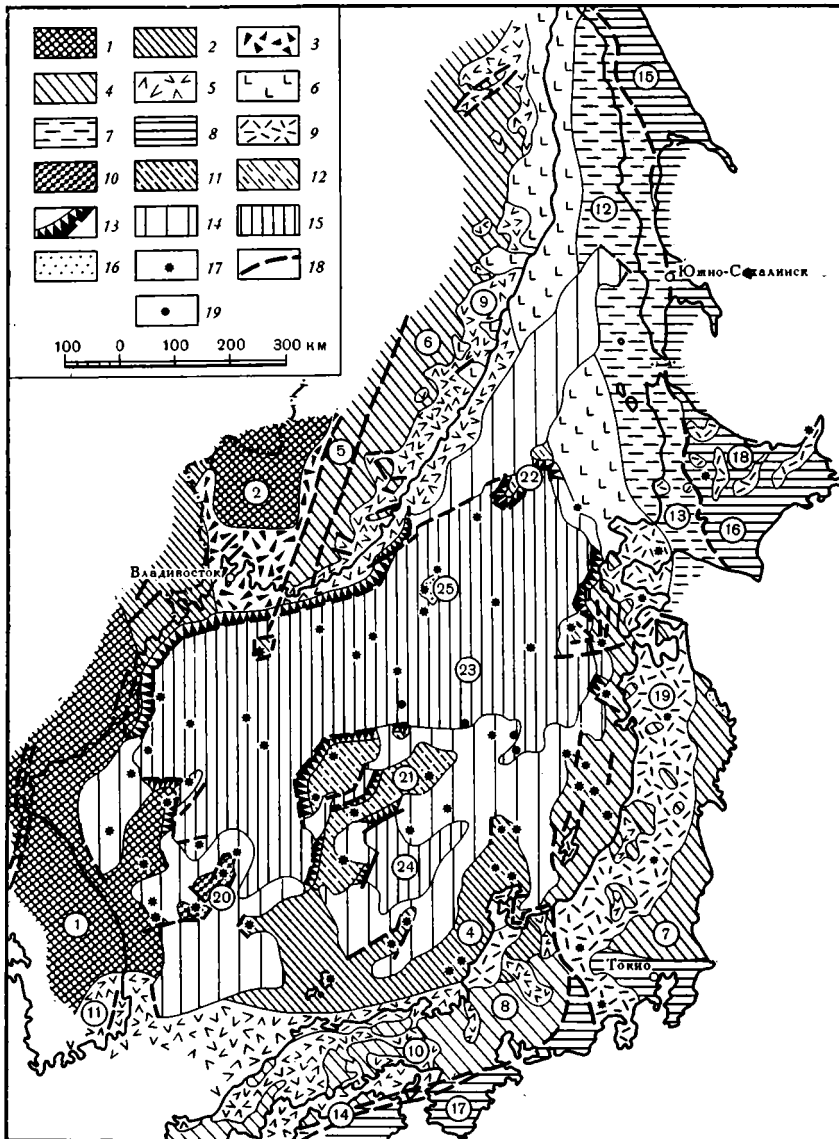


Рис. 1. Тектоническая схема Японского моря

Области континентальной земной коры. 1 — области с докембрийским возрастом континентальной коры; 2—3 — области с позднепалеозойским возрастом континентальной коры (включая, возможно, фрагменты гранитного слоя докембрийского возраста): 2 — складчатый комплекс палеозой (Pz<sub>1-3</sub>), 3 — комплекс континентальных известково-щелочных средних и кислых эффузивных и интрузивных формаций (P<sub>2</sub>, местами D); 4—6 — области с позднемезозойским возрастом континентальной земной коры: 4 — складчатый комплекс мезозой (Pz<sub>2</sub>—Mz), 5 — комплекс континентальных известково-щелочных средних и кислых эффузивных и интрузивных формаций (Ct<sub>2</sub>—Pg, иногда включая Ct<sub>1</sub> ap—ab), 6 — комплекс континентальных эффузивных формаций преимущественно основных, иногда повышенной щелочности (N—Q); 7—8 — области с позднекайнозойским возрастом континентальной коры (с незавершенным формированием): 7 — терригенные мезозойско-кайнозойские прогибы (Ct—Q), 8 — эвгеосинклинальная зона (Pz<sub>3</sub>—Pg); 9 — области современного роста континентальной коры, комплекс известково-щелочных эффузивных и интрузивных формаций островных дуг преимущественно средних и кислых (N—Q).

Области разрушения континентальной земной коры, произошедшего в кайнозойское время. 10 — фрагменты гранитного слоя континентальной коры докембрийского возраста; 11 — фрагменты гранитного слоя континентальной коры позднепалеозойского возраста; 12 — фрагменты гранитного слоя континентальной коры позднемезозойского возраста; 13 — зоны резкого выклинивания (отрыва) континентальной земной коры;

14 — участки постепенного утонения и современного разрушения гранитного слоя земной коры; 15 — области с новообразованной субокеанической земной корой кайнозойского возраста (Kz); 16 — участки новообразованной субконтинентальной коры (Kz);

17 — вулканы; 18 — крупные разломы; 19 — точки глубоководного бурения  
Цифрами обозначены: 1 — докембрийская складчатая область Корейского полуострова, 2 — Ханкайский массив, 3 — Туманган-Суйфунская зона, 4 — зона Хида — Оки, 5 — главный антиклинорий Сихотэ-Алиня, 6 — главный синклиний Сихотэ-Алиня, 7 — зона Абукума — Китаками, 8 — внутренний пояс Юго-Западной Японии, 9 — Сихотэ-Алинский отрезок Восточно-Азиатского вулканического пояса, 10 — Японский отрезок вулканического пояса, 11 — Корейский отрезок вулканического пояса, 12 — Западно-Сахалинский прогиб, 13 — прогиб Исикари-Румон, 14 — прогиб Идзуми, 15 — Восточная зона Сахалина, 16 — Восточная зона Хоккайдо, 17 — Внешний пояс Юго-Западной Японии, 18 — фланговая часть вулканического поднятия Большой Курильской гряды, 19 — зона зеленых туфов — вулканическое поднятие Японской гряды, 20 — поднятие Ульындо, 21 — поднятие Ямато, 22 — поднятие Витязя, 23 — Центральная глубоководная котловина, 24 — глубоководная котловина Хонсю, 25 — поднятие Богорова

ные в конце палеозоя — триасе<sup>3</sup> и включающие, возможно, фрагменты более древнего гранитного слоя<sup>4</sup> (Геологическое развитие Японских островов, 1968; Kobayashi, 1941; Matsumoto et al., 1968; Matsumoto, Kimura, 1974; Sato et al., 1966). Время проявления гранитного магматизма (розовые граниты Фунацу) и регионального метаморфизма (гнейсы Хида) определяется здесь от 170 до 250 млн. лет<sup>5</sup>. Как и на материке, образования гранитно-метаморфического комплекса перекрыты юрско-меловыми отложениями часто паралического характера, выполняющими отдельные впадины (Kobayashi, 1941, и др.). На основании материалов драгирования распространение гранитно-метаморфического комплекса зоны Хида — Оки можно предполагать не только в шельфовой части Японского моря, но и на банках Оки, Хакусансе и др., где им отвечает «гранитный» слой мощностью несколько километров, выявленный геофизическими методами (Hoshino, Nomma, 1966; Васильев и др., 1975).

На большей части периферии Японского моря, преимущественно на востоке, располагаются структуры с **позднемезозойским возрастом континентальной земной коры** (см. рис. 1). В Главном синклинии Сихотэ-Алиня завершающая складчатость устанавливается в позднемеловую эпоху, начиная с середины сенона. На юге синклинория и в Главном антиклинории Сихотэ-Алиня орогенические движения происходили уже в аптское время. В пределах юго-запада Хоккайдо, северной части Хонсю и внутреннего пояса Юго-Западной Японии движения аптского времени<sup>6</sup> были наиболее важны. Строение и развитие складчатой области мезозойд на Сихотэ-Алине и в Японии весьма сложно (см. Геология СССР, т. XXXII, 1969; Геологическое развитие Японских островов, 1968; Matsumoto, Kimura, 1974, и др.). Но становление гранитного слоя было связано здесь с широчайшим развитием позднемезозойского (отчасти палеогенового) известково-щелочного магматизма среднего и кислого состава, с абсолютным возрастом пород от 125 до 50 млн. лет<sup>7</sup>.

Особенно значительной была магматическая активность мелового времени в пределах Восточно-Азиатского вулканического пояса (Устиев, 1959; Бураго и др., 1968; Геология СССР, т. XXXII, 1969; Белый, 1971, 1974; Молчанова, 1973, и др.). Вулканические и плутонические образования пояса — от позднесенонских до палеогеновых, иногда и несколько древнее — распространены на восточной окраине Сихотэ-Алиня,

<sup>3</sup> Орогенез Акиёси, по Т. Кобаяси.

<sup>4</sup> Возможно, докембрийского возраста.

<sup>5</sup> Определения K — Ag — Rb — Sr-методами дают возраст 170—200 млн. лет. Определения свинцовым методом по призматическим зернам циркона дают около 250 млн. лет, а по обломочным окатанным зернам 1493 млн. лет (Matsumoto et al., 1968).

<sup>6</sup> Орогенез Сакава, по Т. Кобаяси.

<sup>7</sup> Его проявления захватили широкие площади и за пределами мезозойской складчатой области.

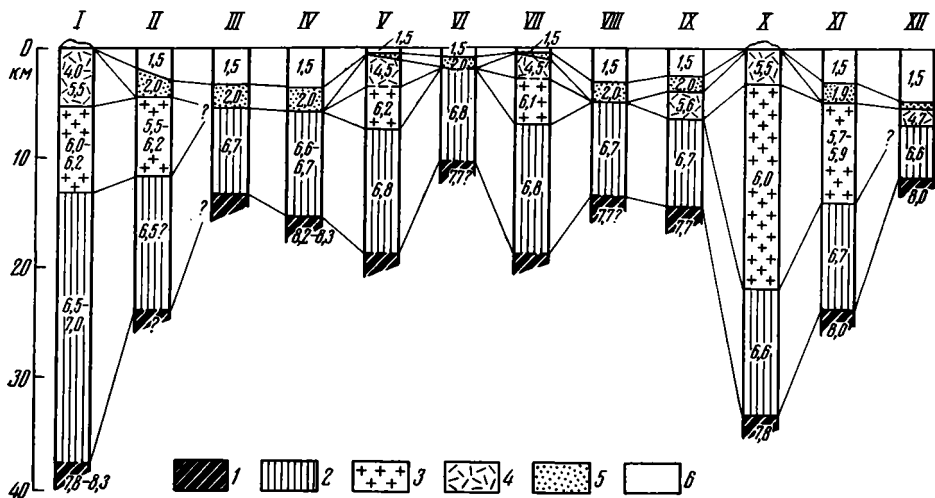


Рис. 2. Схематический разрез земной коры Японского моря  
 1 — породы мантии, 2 — «базальтовый» слой, 3 — «гранитный» слой, 4 — вулканические породы с осадками, 5 — осадочный слой, 6 — вода. Арабскими цифрами показаны значения сейсмических скоростей. Римскими цифрами обозначены: I — Приморье, II — материковый склон, III — подножие материкового склона, IV — Центральная глубоководная котловина, V—VII — возвышенность Ямато (V — северный хребет, VI — грабен возвышенности Ямато, VII — южный хребет), VIII—IX — глубоководная котловина Хонсю, X — о. Хонсю, XI—XII — Японский глубоководный желоб (XI — западный склон, XII — восточный склон)

а также на шельфе и континентальном склоне, как это устанавливается по материалам драгирования и магнитометрических исследований (Сычев, Берсенов и др., 1974; Карп и др., 1974<sub>2</sub>, и др.). Вулканический пояс непрерывно протягивается вдоль побережья на расстоянии около 1500 км, в районе Находки он заметно сужается, а далее Западно-Сихотэалинского разлома уже не прослеживается.

Дальнейшее продолжение вулканического пояса, более 800 км по протяженности, обнаруживается в пределах мезозойд Юго-Западной Японии, где также широко распространены магматические породы среднего и кислого состава, образующие сложные вулкано-плутонические ассоциации (Ichikawa et al., 1968; Matsumoto, Kimura, 1974, и др.). Черты сходства этих образований с известными на востоке Азии уже отмечались в литературе (Sugimura, Uyeda, 1973, и др.). Возраст пород от аптского до раннепалеогенового, причем досенонские образования развиты значительно больше, чем на Сихотэ-Алине. По соотношению вулканических и плутонических образований, по преобладанию пирокластических разностей среди вулканитов, по континентальному характеру толщ, по составу пород и их петрохимическим характеристикам устанавливается полное тождество магматических ассоциаций Восточного Сихотэ-Алиня и Юго-Западной Японии.

Близкими по составу и геологическим особенностям оказываются также одновозрастные образования на юге Корейского п-ова; мел-палеоценовые эффузивы и пирокластические породы, в низах преимущественно среднего состава, в верхах — кислые, а также верхнемеловые гранитоиды, нередко связанные с вулканидами (Геология Кореи, 1964; Geological map of South Korea, 1973). Е. К. Устиев (1959) совершенно справедливо рассматривал их в составе Восточно-Азиатского вулканического пояса. Присутствие подобных пород отмечается и на некоторых подводных возвышенностях Японского моря (Sugimura, Uyeda, 1973). На юге Корейского п-ова и в зоне Хида — Оки образования вулканического пояса накладываются на структуры гранитно-метаморфического



востоке Сахалина и Хоккайдо, во внешнем поясе Юго-Западной Японии известны образования позднемеловой эвгеосинклинальной зоны, в различной степени дислоцированные и метаморфизованные.

В пределах отмеченных зон мезозойско-кайнозойской геосинклинали на Сахалине, Хоккайдо и в Юго-Западной Японии **формирование континентальной земной коры устанавливается в позднекайнозойское время** (неоген-четвертичное; Меланхолина, 1975). Мощность «гранитного» слоя (порядка 15 км) и коры в целом (30—35 км) близка к известной на Сихотэ-Алине и Хонсю. Формирование коры еще не закончено.

Особенно интенсивный **современный рост земной коры** происходит на вулканических поднятиях неоген-четвертичной геосинклинали в результате широкого проявления известково-щелочного магматизма среднего, кислого и реже основного состава (Марков, 1975, и др.) Обзор неоген-четвертичного вулканизма, современных движений, данных по тепловому потоку и особенностям геофизических полей Японской островной дуги был сделан недавно А. Сугимура и С. Уеда (Sugimura, Uyeda, 1973). Вулканическое поднятие Японской дуги лежит на продолжении Идзу-Бонинской островной дуги, сформировавшейся, вероятно, на океанической коре. Однако само оно располагается преимущественно на Северном Хонсю и Юго-Западном Хоккайдо — в зоне с позднемезозойской континентальной корой, отчленившейся от материка. На востоке о. Хонсю, со стороны глубоководного желоба, вулканическое поднятие сопровождается выступами древних пород<sup>8</sup>. Северное продолжение вулканической зоны с преимущественным развитием базальтового и трахит-андезито-базальтового магматизма протягивается на Сихотэ-Алинь, внутрь территории с континентальной земной корой. В целом в системе глубоководный желоб — островная дуга — окраинное море выявляется крупная перестройка земной коры, происходящая в кайнозойское время.

#### ОБЛАСТИ РАЗРУШЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Как видно из соотношения континентальных и морских структур, значительная часть Японского моря представляет собой область разрушения континентальной земной коры. В пределах ряда платообразных подводных возвышенностей сохранились **фрагменты гранитного слоя континентальной коры** различного возраста (Кропоткин, Шахварстова, 1965; Ковылин, 1973, и др.; см. рис. 1, 2). По профилям ГСЗ и гравиметрическим картам, общая мощность земной коры оценивается здесь в 20—25 км — меньше, чем на материке, в Японии или на Сахалине. Слой со скоростями сейсмических волн 5,6—6,2 км/сек достигает мощности 6 км; по профилям НСП во многих местах были обнаружены выходы его на поверхность дна, а при драгировании — поднято значительное количество пород гранитно-метаморфического комплекса, определяющих состав этого слоя (Васильев, Маркевич, 1973; Леликов, Васильев, 1974; Васильев и др., 1975; Леликов и др., 1975). Так, с северного хребта возвышенности Ямато были подняты метаморфизованные вулканические породы и гранитоиды; особенно характерны розовые лейкократовые граниты, напоминающие граниты Фунацу в зоне Хида — Оки на о. Хонсю и некоторые граниты юго-запада Приморья. Абсолютный возраст гранитоидов здесь тоже определен в 197 и 220 млн. лет (Уено и др., 1972). На ряде станций северного и южного хребтов возвышенности были драгированы также породы, сходные с меловыми вулканитами Юго-Западной Японии, с кайнозойскими осадочными и вулканическими породами юга Сихотэ-Алиня и о. Хонсю (с абсолютным возрастом от 4 до 46 млн. лет; Уено и др., 1972; Васильев, Маркевич, 1973; Васильев и др., 1975). Среди них нередки песчаники и конгломераты, состоящие в зна-

<sup>8</sup> Тектоническая зональность в современной геосинклинали очень близка установленной для позднемезозойского времени.



чительной мере из обломков упомянутых гранитов. Для части кайнозойских (и, видимо, меловых) пород предполагается субэральное происхождение, отмечается присутствие игнимбригов (Васильев и др., 1975). По характеру аномального магнитного поля для гранитно-метаморфического комплекса возвышенности Ямато устанавливается сходство со структурами о. Хонсю; отмечается расположение магнитовозмущающих тел как внутри «гранитного» слоя, так и в «базальтовом» слое (Шевалдин, 1974<sub>1</sub>). Гравитационные аномалии в редукции Буге имеют значения от +30 до +120 мгл, в вершинной части хребтов — обычно минимальные (Строев, 1972, и др.). И магнитные, и гравитационные аномалии в разных редукциях имеют преимущественно северо-восточные простирания. Детальные исследования позволили выделить на возвышенности Ямато также магнитные и гравитационные аномалии северо-западного простирания, выраженные менее четко и отвечающие, возможно, более древним структурам, ныне переработанным (Васильев и др., 1975).

Таким образом, на возвышенности Ямато выявляется присутствие фрагментов позднепалеозойского (частично, может быть, и более древнего) гранитного слоя, одновозрастного гранитному слою зоны Хида — Оки или юга Сихотэ-Алиня. Возраст гранитного слоя на возвышенностях прикорейской части моря по радиометрическим данным определяется как докембрийский — сходно со смежной частью Корейского полуострова (см. выше). На возвышенностях Витязя и более восточной можно предполагать наличие фрагментов гранитного слоя позднемезозойского возраста. На континентальном склоне возвышенности Витязя Ю. Б. Евлановым были драгированы различные пирокластические породы и отчасти лавы кислого, среднего и реже основного состава, сходные с меловыми вулканитами восточного Сихотэ-Алиня и, возможно, севера о. Хонсю. По всем результатам драгирования геологическая природа слоя с сейсмическими скоростями 5,6—6,2 км/сек, известного на возвышенностях, выявляется достаточно определенно. В горах Китаками на о. Хонсю установлено его соответствие образованиям складчатого комплекса мезозой. Поверхность слоя нередко характеризуется значительным расчленением с заполнением понижений горизонтально залегающими осадками, с образованием отдельных вулканов — вплоть до позднечетвертичных (Карп и др., 1974<sub>1</sub>, и др.).

Участки с присутствием «гранитного» слоя в земной коре в современной структуре часто ограничены зонами континентальных склонов. Уступ континентального склона в Японском море прослеживается от глубин 130 до 2500—3000 м, иногда с перегибом или террасой на глубине 500—700 м и более<sup>9</sup>. Характерна значительная крутизна континентальных склонов — от нескольких градусов до 20—30° — и плавный переход к континентальному подножию (Берсенев, 1970; Липкин, 1973, и др.). По данным ГСЗ и гравиметрическим измерениям, исчезновение «гранитного» слоя и резкое уменьшение общей мощности земной коры устанавливается близ континентального подножия, у изобаты 2500 м и изредка несколько меньше (Ковылин, 1974, Кулинич и др., 1974, и др., см. рис. 3). Здесь происходит некоторый подъем поверхности Мохоровичича даже по сравнению с глубоководными котловинами и уменьшение граничной скорости на ней до 7,8 км/сек. В пределах континентального склона весьма часты коренные выходы пород гранитного слоя (Берсенев и др., 1974, и др.). Молодые осадки распространены спорадически, отражающие площадки в них мало протяженны и плохо коррелируются между собой, мощный осадочный слой глубоководных котловин обычно исчезает выше континентального подножия (Карп и др., 1974<sub>1, 2</sub>).

Крутой уклон континентальных склонов, значительный гравитационный градиент (30—40 этвеш со стороны материка), характер магнитного

<sup>9</sup> Террасы иногда нарушены молодыми грабенами, еще не заполненными осадками, как это видно на профилях НСП.

поля и другие особенности показывают, что континентальные склоны связаны с разломами и представляют собой **зоны резкого выклинивания (отрыва) континентальной земной коры**. Можно предполагать, что первоначально континентальные склоны имели еще более значительный уклон и подверглись вышележиванию под действием латерального давления, обусловленного весом вышележащих пород (Ушаков, Красс, 1972). Зоны континентальных склонов особенно развиты по границе материка с Центральной котловиной Японского моря. Они протягиваются вдоль южных берегов Сихотэ-Алиня и смежной части Корейского полуострова, образуя несколько перегибов. Подобная зона, проходящая по границе котловины с гранитным комплексом возвышенности Ямато, повторяет эти перегибы (Кропоткин, Шахварстова, 1965). Зоны разломов, близкие по характеру, выявлены местами в ограничении возвышенностей прикорейской части моря, возвышенности Витязя, близ Юго-Западного Хоккайдо. И всегда они разделяют участки с развитым «гранитным» слоем и без него.

### ОБЛАСТИ С НОВООБРАЗОВАННОЙ СУБОКЕАНИЧЕСКОЙ ЗЕМНОЙ КОРОЙ

В Центральной котловине Японского моря, на юго-западе котловины Хонсю и в грабене между хребтами возвышенности Ямато по сейсмическим и гравиметрическим данным были выявлены области с субокеанической земной корой (Ковылин, Непрочнов, 1965; Ковылин, Мирлин, 1971; Ковылин, 1973, и др.; см. рис. 1, 2). Здесь осадки (с  $V=2,0$  км/сек) мощностью до 2—2,5 км залегают непосредственно на «базальтовом» слое (с  $Vr=6,4-6,7$  км/сек) мощностью 8—12 км; скорость на границе  $M$  до 8,3 км/сек<sup>10</sup>. Максимальные значения аномалий Буге в котловине Хонсю составляют +200 мгл, а в Центральной — +265 мгл (Строев, 1972). Магнитное поле котловин спокойное, со средним значением аномалий, близким к нулю, и максимальным 300—400 гамм с преобладающим северо-восточным простиранием аномальных зон (Шевалдин, 1974). Некоторые аномалии не прямолинейны. От соседних областей Тихого океана котловины Японского моря отличаются большей мощностью осадочного и «базальтового» слоев, отсутствием четких характеристик для «второго», или «надбазальтового» слоя, слабой контрастностью магнитного поля, сильно повышенным тепловым потоком со средними значениями  $2,5 \times 10^{-6}$  кал/сек·см<sup>2</sup> (Ковылин, 1973).

Анализ различных гравиметрических и магнитометрических данных показывает достаточно сложное строение «базальтового» слоя и верхней мантии в пределах котловин (Ковылин, Строев, 1976). По батиметрическим и сейсмическим данным устанавливается слабое тектоническое расчленение котловин и отсутствие дислокаций в осадочном слое. Подошва осадочного слоя обычно располагается на глубине 4,0—5,5 км (как в смежной части Тихого океана). Верхняя часть осадочного слоя (мощностью до 1 км, с  $V=1,5-1,9$  км/сек) образована слабоуплотненными осадками с горизонтально-слоистой структурой и достаточно протяженными отражающими границами (Ковылин, Шаяхметов, 1972). На склонах возвышенностей мощность осадков сокращается, уменьшается количество отражающих границ и их протяженность. Нижняя часть осадочного слоя (мощностью 0,5—1,5 км, с  $V=1,9-2,1$  км/сек) образована однородными уплотненными осадками и акустически прозрачна, в ней наблюдаются лишь отдельные отражающие площадки, плохо коррелирующиеся между собой (Ковылин, Шаяхметов, 1972).

Среди современных поверхностных донных осадков в котловинах преобладают глинистые, реже — алевроитово-глинистые или кремнисто-гли-

<sup>10</sup> Некоторыми исследователями (Васильев и др., 1975; Murauchi, 1966; Ludwig et al., 1975) для этих территорий предлагается трехслойная модель строения земной коры с присутствием промежуточного слоя мощностью от 0 до 2—3 км.

нистые илы, нередко отмечаются турбидиты, встречаются тонкие прослои пеплов преимущественно кислого состава с сильно повышенной щелочностью (Репечка, 1973, 2; Чайников, 1973). Характер неоген-четвертичных отложений был выявлен при глубоководном бурении в Центральной котловине с судна «Гломар Челленджер»<sup>11</sup> (Ingle et al., 1973). В разрезах скважин были описаны турбидиты, которые на разных стратиграфических уровнях сменяются вниз диатомовыми илами и диатомитами, отвечающими акустически прозрачной толще осадочного слоя котловины<sup>12</sup>. В скважине 302 диатомовые породы слагают почти весь разрез и подстилаются зелеными туфами, сопоставимыми, возможно, с нижнемиоценовыми зелеными туфами о. Хонсю. Вообще для миоценовых отложений Центральной котловины отмечается сходство с более мощными разновозрастными толщами Северного Хонсю. Кроме осадочных образований в пределах котловин и смежных возвышенностей известны и вулканические, слагающие отдельные подводные вулканы (Сахно, Васильев, 1974). Это базальтовые и андезито-базальтовые лавы и реже пирокласты, относящиеся к толеитовой серии (по графикам Miyashiro, 1974).

Границы котловин с субокеанической земной корой обрезают различные структуры континентальной коры. Фланговые части котловин заходят внутрь областей с континентальной корой. На их продолжении в пределах Татарского пролива, в прикорейской части моря и на юго-востоке располагаются участки с утоненным «гранитным» слоем, или с его отсутствием и пониженными скоростями в «базальтовом» слое. По характеру рельефа и геофизических полей, по составу осадков и их распределению, по соотношению с мезозойско-кайнозойскими структурами прилегающих континентальных областей можно предполагать здесь участки перехода от континентальной коры к субокеанической, где происходит постепенное утонение и современное разрушение «гранитного» слоя. Границы этих участков проходят по изобатам 1000—1500 м. Время их образования определяется секущим положением по отношению к мезозойско-кайнозойским структурным зонам в пределах Татарского пролива. На профилях НСП в прикорейской части моря и других местах наблюдаются очень молодые грабены (Карп и др., 1974<sub>2</sub>). Молодость тектонических процессов в Татарском проливе, в прикорейской части моря, в заливе Тояма на юго-востоке и в южной части котловины Хонсю подтверждается, возможно, резким повышением теплового потока именно в этих районах моря, как это видно на карте, составленной Ю. Б. Шевалдиным (1974<sub>2</sub>). Предположение Ю. Б. Шевалдина о связи участков повышенного теплового потока в Японском море с зонами растяжений представляется справедливым.

Одновременно с процессом разрушения земной коры в пределах Японского моря происходит и ее формирование преимущественно за счет активного развития вулканизма как на возвышенностях, так и в глубоководных котловинах. Хребт Богорова в Центральной котловине моря может представлять собой участок новообразованной субконтинентальной коры. По сравнению с прилегающими частями котловины, мощность коры здесь увеличивается до 18 км благодаря образованию корня в подошве «базальтового» слоя и росту вулканического поднятия высотой до 2 км, откуда были драгированы базальтовые и андезито-базальтовые породы (Строев и др., 1973). Правда, данные по хребту Богорова пока еще противоречивы (см. Глубинное сейсмическое..., 1971, и др.). Некоторыми исследователями (Шевалдин, 1974<sub>1</sub>) верхняя часть его раз-

<sup>11</sup> Скважины 299—302, пробуренные в 31-м рейсе судна, не дошли до подошвы осадочного слоя, но получили достаточно полные разрезы отложений верхнего миоцена — плейстоцена, прекрасно охарактеризованные кремнистой микрофауной.

<sup>12</sup> Между грубым мате́риалом турбидитов и диатомитами в двух скважинах было отмечено поступление газа.

реза сопоставляется по сейсмическим скоростям с «гранитным» слоем возвышенности Ямато. Выводы о тектонической природе хребта Богорова пока не могут считаться окончательными.

Значительный по площади участок с субконтинентальной земной корой известен в восточной части моря; по направлению от глубоководной котловины к о. Хонсю мощность земной коры здесь постепенно возрастает от 12—15 до 35 км за счет увеличения мощности «гранитного» и «базальтового» слоев (Ковылин, 1973; Mugauchi, 1966). По геологическим данным, по батиметрическим картам и профилям НСП (Хотта, 1972; Hotta, 1967, и др.), на этой территории установлены многочисленные вулканы с излияниями того же состава, что и на о. Хонсю. В понижениях дна отмечаются достаточно мощные (до 1,5 км) осадки, местами дислоцированные. В целом в восточной части моря наблюдается, по-видимому, сложное сочетание участков современного разрушения и роста земной коры, происходящих в тылу Японской островной дуги.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в пределах Японского моря выявляются весьма разнообразные тектонические элементы, как это отмечалось и для других окраинных морей (Пушаровский, 1972, и др.). Наиболее интересны взаимоотношения этих элементов, которые в ряде мест устанавливаются вполне отчетливо. Черты сходства районов, лежащих по разные стороны Японского моря, были выявлены Т. Кобаяси (Kobayashi, 1941; Кропоткин, Шахварстова, 1965). В частности, Т. Кобаяси и А. Н. Криштофовичем было замечено удивительное сходство мезозойских континентальных и мелководно-морских толщ внутреннего пояса Японии, Корейского полуострова и юга Приморья как по литологическим особенностям, так и по комплексам флоры. Предполагалось, что сходные отложения этих районов накапливались в палеозое и мезозое в пределах единой области, предшествовавшей образованию Японского моря. Образование моря рассматривалось как результат отодвигания дуги Японских островов от Азиатского материка. Идеи Т. Кобаяси о формировании Японского моря были развиты П. Н. Кропоткиным и К. А. Шахварстовой (1965), И. И. Берсенывым (1970, 1972, 1973), С. Мураучи (1972) и еще рядом исследователей. Ими было показано сходство геологических образований, распространенных по разные стороны моря, отличие моря от соседних районов Тихого океана по строению земной коры и по составу современной фауны с отсутствием глубоководных форм. Было установлено, что структуры юга Сихотэ-Алиня и Корейского полуострова обрезаются не только береговой линией, но и континентальным склоном, что подтвердилось в последнее время данными драгирования и сейсмопрофилирования.

Приведенные выше геологические и геофизические материалы показывают, что зоны континентальных склонов Японского моря секут не только отдельные структурные элементы, но и целые области с континентальной корой различного возраста. Отдельные фрагменты этих областей, такие, как возвышенность Ямато (300 км × 150 км), обнаруживаются внутри области с субокеанической корой в виде «микроконтинентов». В ряде мест устанавливается постепенное выклинивание «гранитного» слоя земной коры, а в пределах континентальных склонов — его резкое выклинивание и обрыв. «Базальтовый» слой прослеживается от континентальных областей к субокеаническим с некоторым сокращением мощности, но без изменения основных характеристик. Некоторые магнитные аномалии, имеющие источник в «базальтовом» слое, проходят с континента внутрь глубоководных котловин, как это наблюдается, например, к югу от зал. Петра Великого. Со значительной долей вероятности можно предполагать, что «базальтовый» слой образует единое

основание для континентальных и морских структур; раздробленными и разобщенными оказываются только пластины «гранитного» слоя.

Такие соотношения тектонических структур, единство структурных элементов, лежащих по разные стороны глубоководных котловин, наличие «микроконтинентов» с древним «гранитным» слоем противоречат представлениям о первичноокеаническом происхождении Японского моря (Васильковский, 1973, и др.). Вторичное происхождение котловин Японского моря с субокеанической земной корой на месте древних континентальных областей получает все большее подтверждение. По мнению В. М. Ковылина, их формирование происходило в результате дробления на блоки континентальной земной коры и верхней мантии, связанного с явлениями растяжения на всей площади, и поступления в зоны дробления мантийного материала; последующего опускания блоков континентальной коры в мантию с сокращением их мощности и перестройкой, продолжающейся до настоящего времени и обусловившей отсутствие изостатического равновесия в пределах Японского моря (Ковылин, Строев, 1976). По мнению Е. Н. Меланхолиной, представления о древнем фиксированном положении континентальных структур с последующим развитием процессов их погружения (Glaessner, 1950), или «эрозии» «гранитного» слоя (Minato, 1973), или «базификации» (Белоусов, 1968, и др.) остаются малообоснованными. Существенное подтверждение получают мобилистские идеи Т. Кобаяси и его последователей о формировании Японского моря при растяжении и растаскивании крупных блоков земной коры.

Современная изученность Японского моря позволяет достаточно точно показать на карте реальные тектонические элементы, их соотношения в пространстве и времени. Особенно хорошо виден на карте молодой наложенный характер Центральной котловины моря, представляющей собой крупную (1000 км × 300 км) рифтовую структуру с субокеанической корой, секущую континентальные области докембрийского, позднепалеозойского и позднемезозойского возраста. Наиболее молодой зоной, обрезанной континентальным склоном Центральной котловины, является Восточно-Азиатский вулканический пояс позднего мела — палеогена. Поэтому начало раздвижения в Японском море с обрывом континентальных структур можно предполагать в палеогеновое время. Отрезки вулканического пояса и связанные с ними терригенные прогибы были разобщены в результате раздвигания. В ряде мест, особенно на северо-востоке и на юго-западе, границы новообразованного рифта следовали, вероятно, более древним ослабленным тектоническим зонам и прошли по простирающему вулканическому поясу. С горизонтальным перемещением континентального блока в южном или юго-восточном направлении было связано, по-видимому, значительное сжатие в структурах Японии. Именно в палеогеновое время устанавливается замыкание прогиба Идзуми и интенсивное тектоническое сгущивание в пределах большей части Юго-Западной Японии, с образованием ряда надвиговых чешуй, перемещенных к югу. В тылу развивающегося рифта, в пределах континентальных зон юга Сихотэ-Алиня и Корейского полуострова, в палеогеновое время (преимущественно в олигоцене) была образована система известных здесь раздвиговых структур, параллельных смежным отрезкам зоны континентального склона. Таким образом, с формированием рифтовой структуры в Центральной котловине Японского моря было связано развитие целой системы нарушений, захвативших как древние континентальные площади, так и участки молодой геосинклинали<sup>13</sup>.

При перемещении к югу пластины «гранитного» слоя, отчленившейся от материка, происходило, по-видимому, ее растяжение и утонение, на-

<sup>13</sup> В пределах эвгеосинклиналильной зоны Сахалина и Хоккайдо с палеогеновым временем также было связано значительное тектоническое сгущивание и формирование субконтинентальной земной коры (Меланхолина, 1975).

пример в районе котловины Хонсю, а также растрескивание, с образованием грабена на возвышенности Ямато и других более мелких структур растяжения. При растаскивании обособившихся глыб «гранитного» слоя были образованы «микроконтиненты», в частности, на возвышенности Ямато.

В областях с новообразованной субокеанической корой развивались интенсивные погружения и осадконакопление. На глубине здесь можно предполагать сложные процессы переработки земной коры (Ковылин, Строев, 1976). Судя по распространению неогеновых толщ, можно думать, что в начале неогена Центральная котловина была уже в основном сформирована и заполнялась осадками. В неоген-четвертичное время растяжения продолжались, по-видимому, на фланговых участках Центральной котловины и в котловине Хонсю. Продолжение этого процесса можно предполагать здесь и в настоящее время. Зона разрушения континентальной земной коры в Татарском проливе сечет и мел-кайнозойский Западно-Сахалинский прогиб, и неогеновое вулканическое поднятие. Разрушение земной коры происходит с большим выделением тепла, недаром С. Уеда, Д. Кэриг и другие исследователи рассматривают окраинные моря как области тектонических процессов высоких энергий. Представления о характере и глубинных причинах этих процессов остаются полностью гипотетичными. Но развитие их в верхних горизонтах земной коры удается уже проследить на фактическом материале. Растяжение и рифтообразование для Японского моря доказываются более определенно, чем для других окраинных морей. Развитие всей системы: глубоководный желоб — островная дуга — окраинное море происходит со значительной перестройкой земной коры.

При изучении позднемезозойской и позднепалеозойской тектонической зональности на Дальнем Востоке можно обнаружить элементы, сходные с современными. При попытках выявления всей тектонической системы: глубоководный желоб — вулканическая дуга — окраинное море — наименее доказанной остается идентификация определенных древних структур с окраинным морем. Ясно, однако, что процессы значительного разрушения и роста континентальной земной коры неоднократно возобновлялись в течение геологической истории Дальнего Востока, т. е. и в современных, и в древних приокеанических зонах выявляется весьма сложный ход развития структур земной коры. Закономерности этого развития могут быть выявлены только при сравнении древних структурных зон с современными, формирование которых еще продолжается.

#### Литература

- Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968.
- Белый В. Ф.* Главные типы вулканических поясов в областях мезозойского тектогенеза Восточной Азии.— В сб.: Мезозойский тектогенез. Матер. VII сес. научн. сов. по тект. Сибири и Дальнего Востока, Магадан, 1971.
- Белый В. Ф.* К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихого океана.— Геотектоника, 1974, № 4.
- Берснев А. Ф., Ковылин В. М.* Некоторые особенности глубинного строения земной коры южной части Японского моря.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 5.
- Берснев И. И.* История геологического развития Приморского края и Японского моря в мезозое и кайнозое.— Автореф. докт. дис., Моск. геол.-разв. ин-та, М., 1970.
- Берснев И. И.* Как образовалось Японское море.— Природа, 1972, № 12.
- Берснев И. И.* Происхождение и развитие впадины Японского моря.— В сб.: Вопросы геологии дна Японского моря. Тихоокеан. отд. ин-та океан. ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1973.
- Берснев И. И., Липкин Ю. С., Пушин И. К., Липкина М. И.* Геологическое строение материкового склона Японского моря у побережья Южного Приморья.— В сб.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Тихоокеан. океан. ин-т ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1974.
- Бураго А. И., Рыбалко В. И., Фрейд Г. М.* Сихотэ-Алиньский вулканический пояс.— В кн.: Сихотэ-Алиньский вулканический пояс и другие структурно-фациальные зоны Приморского края. Матер. конф. ДВПИ. Владивосток, 1968.

- Васильев Б. И., Карп Б. Я., Строев П. А., Шевалдин Ю. В.* Строение подводной возвышенности Ямато (Японское море) по геофизическим данным. М., Изд-во МГУ, 1975.
- Васильев Б. И., Маркевич П. В.* О геологическом строении возвышенности Ямато (Японское море).— В сб.: Вопросы геологии дна Японского моря. Тихоокеан. отд. ин-та океан. ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1973.
- Васильев Б. И., Марков Ю. Д., Царько Е. И., Демидова Т. И.* О геологическом строении континентального склона залива Петра Великого (Японское море).— В сб.: Вопросы геологии дна Японского моря, Тихоокеан. отд. ин-та океан. ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1973.
- Васильковский Н. П.* Еще раз о происхождении Японского моря.— В сб.: Вопросы геологии дна Японского моря. Тихоокеан. отд. ин-та океан. ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1973.
- Васильковский Н. П., Ковылин В. М.* Геология и геофизика дна Японского моря.— В сб.: Океанологические исследования, № 23. М., «Наука», 1973.
- Гайнанов А. Г., Исаев Е. Н., Строев П. А., Ушаков С. А.* Изостазия и глубинное строение Кореи Японского моря.— Океанол. исслед., вып. 23. М., «Наука», 1973.
- Гальцев-Безюк С. Д., Меланхолина Е. Н., Рождественский В. С.* Тектоника Сахалина.— В сб.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Матер. по тект. Тихоокеан. пояса. Москва, 1973. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Магадан, 1974.
- Геологическое развитие Японских островов. Пер. с англ. М., «Мир», 1968.
- Геология Кореи. Пер. с корейск. под ред. В. Л. Масайтиса. М., «Недра», 1964.
- Геология СССР, т. XXXI, ч. 1, Приморский край. М., «Недра», 1969.
- Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М., «Наука», 1971.
- Карп Б. Я., Моуравова Е. А., Шевалдин Ю. В., Филатьев В. П.* Новые данные о строении земной коры в юго-западной части Японского моря.— В сб.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Тихоокеан. океан. ин-т ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1974.
- Карп Б. Я., Моуравова Е. А., Шевалдин Ю. В., Филатьев В. П., Шаяхметов Р. Б.* Результаты геофизических исследований материкового склона Южного Приморья.— В сб.: Вопросы геологии северо-западной части Тихого океана. Тихоокеан. океан. ин-т ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1974.
- Кобаяси Т.* Геология Кореи и сопредельных территорий Китая. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1959.
- Ковылин В. М.* Строение земной коры Японского моря по данным геофизических исследований.— Автореф. докт. дис., МГУ, 1973.
- Ковылин В. М., Мирлин Е. Г.* Структура земной коры и тектоника южной и юго-восточной части Японского моря.— Геотектоника, 1971, № 3.
- Ковылин В. М., Непрочнов Ю. П.* Строение земной коры и осадочной толщи в центральной части Японского моря по сейсмическим данным.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 4.
- Ковылин В. М., Строев П. А.* К проблеме образования впадины Японского моря (по геофизическим данным).— МГК, XXV сес., сб. Палеонтология, морская геология. М., «Наука», 1976.
- Ковылин В. М., Шаяхметов Р. Б.* Строение и структура осадочного чехла и подстилающего фундамента в Японском море.— В сб.: Глубинная структура дальноостровных морей и островных дуг. Тр. Сах. КНИИ, вып. 33. Южно-Сахалинск, 1972.
- Красный М. Л.* Региональные особенности аномального магнитного поля Японского моря.— Тр. Сах. КНИИ, вып. 20. Ю.-Сахалинск, 1969.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 134. М., «Наука», 1965.
- Кулинич Р. Г., Васильев Б. И., Строев П. А., Шевалдин Ю. В.* Геолого-геофизические данные о строении шельфа и континентального склона залива Петра Великого (Японское море).— В сб.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Тихоокеан. океан. ин-т ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1974.
- Леликов Е. П., Берсенева И. И., Берсенева Ю. И., Липкин Ю. С., Пуцин И. К., Терехов Е. П., Филатьев В. П.* О находке раннепротерозойских метаморфических пород в юго-западной части Японского моря.— В сб.: Проблемы геологии окраинных морей Тихого океана. Тихоокеан. океан. ин-т ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1975.
- Леликов Е. П., Васильев Б. И.* Петрохимия и геохимия гранитов подводной возвышенности Ямато (Японское море).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 5.
- Липкин Ю. С.* Геоморфологическое районирование Японского моря.— В сб.: Вопросы геологии дна Японского моря. Тихоокеан. отд. ин-та океан. ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1973.
- Марков М. С.* Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М., «Наука», 1975.
- Меланхолина Е. Н.* Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 242. М., «Наука», 1973.

- Меланхолина Е. Н.* Формационные комплексы в структурах Сахалина и Хоккайдо.— Геотектоника, 1975, № 3.
- Мишин В. П.* Формационно-тектоническое районирование Южного Приморья и смежных территорий Китая и Кореи для позднего палеозоя.— В сб.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., «Наука», 1968.
- Молчанова Т. В.* Место мезозойского гранитоидного магматизма в структурах Тихоокеанского тектонического пояса.— Геотектоника, 1973, № 1.
- Мураучи С.* Обновление островных дуг и тектоника окраинных морей.— В сб.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Тр. Сахалинск. КНИИ, вып. 33. Южно-Сахалинск, 1972.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Кшиппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И.* Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12.
- Пуцаровский Ю. М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 234. М., «Наука», 1972.
- Репечка М. А.* Современные донные отложения Японского моря.— В сб.: Вопросы геологии дна Японского моря. Тихоокеан. отд. ин-та океан. ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1973.
- Репечка М. А.* Пепловые прослои в донных отложениях Японского моря и северо-западной части Тихого океана.— Океанол. исслед., № 23. М., «Наука», 1973.
- Сахно В. Г., Васильев Б. И.* Базальтоиды дна Японского моря.— В сб.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Тихоокеан. океан. ин-т ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1974.
- Строев П. А.* Аномальное гравитационное поле Японского моря.— В сб.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Тр. Сахалинск. КНИИ, вып. 33. Южно-Сахалинск, 1972.
- Строев П. А., Сузюмов А. Е., Мирлин Е. Г.* Геофизические исследования хребта Богорова (Японское море).— Океанол. исслед., № 23. М., «Наука», 1973.
- Сычев П. М.* Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. М., «Наука», 1966.
- Уено Н., Канеoka И., Озима М., Дзасю С., Сато Т., Иабучи Е.* Калий-аргоновый возраст, отношение изотопов стронция и отношение калия к рубидию в вулканических породах со дна Японского моря.— В сб.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Тр. Сахалинск. КНИИ, вып. 33. Южно-Сахалинск, 1972.
- Устиев Е. К.* Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геол., 1959, № 3.
- Ушаков С. А., Красс М. С.* Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М., «Недра», 1972.
- Хотта Х.* Структура осадочных отложений на континентальной окраине Японских островов.— В сб.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Тр. Сахалинск. КНИИ, вып. 33. Южно-Сахалинск, 1972.
- Чайников В. И.* Турбидиты в донных осадках Японского моря.— В сб.: Вопросы геологии дна Японского моря, Тихоокеан. отд. ин-та океан. ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1973.
- Шевалдин Ю. В.* Аномальное магнитное поле и некоторые геолого-геофизические особенности строения региона Японского моря. Автореф. канд. дисс. Тихоокеан. океан. ин-т, Владивосток, 1974.
- Circular Nihonkai (Japan sea). No. 1—7, 1967—1972. (J).
- Geological map of South Korea, scale 1 : 250 000.— Geol. a. Miner. Inst. of Korea, Hollym corporation publishers, 1973.
- Glaessner M. F.* Geotectonic position of New Guinea.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1950, v. 34, No. 5.
- Hoshino M., Homma H.* Geology of submarine banks in the Japan Sea.— The College of Marine Sci. and Technol., Tokai University Collected reprints. 1967, v. 2 (1966). (J. ab. E.).
- Hotta H.* The structure of sedimentary layer in the Japan Sea.— Geophys. Bull. Hokkaido Univ., 1967, v. 18, No. 2.
- Ichikawa K., Murakami N., Hase A., Wadatsumi K.* Late Mesozoic igneous activity in the inner side of southwest Japan.— Pacific geol., 1968, v. 1, p. 97—118.
- Ingle J. C., JR. Karig D. E., Bouma A. H., Ellis C. H., Halle N., Koizumi J., Ling H. Y., Mac Gregor I., Moor C., Ujile H., Watanabe T., White S. M., Yasui M.* Western Pacific floor.— Geotimes, 1973, v. 18, No. 10.
- Kaseno Y.* Geological features of the Japan sea floor; a review of recent studies.— Pacific geol., 1972, No. 4.
- Kobayashi T.* The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands.— J. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo, 1941, sec. 2, 5, pt. 7.
- Ludwig W. J., Murauchi S., Houtz R. E.* Sediments and structure of the Japan Sea.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, v. 86, No. 5.
- Matsumoto T., Kimura T.* Southwest Japan.— In: Mesozoic—Cenozoic orogenic belts, Geol. Soc. London, Spec. Publ., 1974, No. 4.



- Matsumoto T., Yamaguchi M., Yanagi T., Matsushita S., Hayase I., Ishizaka K., Kawano Y., Uyeda Y.* The Precambrian problem in younger orogenic zones: an example from Japan.— *Canad. J. Earth. Sci.*, 1968, v. 5, No. 643.
- Minato M.* The origin of «deep sea basins» in the marginal seas behind the island arcs of the western Pacific.— *Pacific geol.*, 1973, No. 6.
- Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins.— *J. Sci.*, 1974, v. 274, p. 321—355.
- Murauchi S.* Explosion seismology.— In: Second progress report on the Upper Mantle Project of Japan (1965—1966), National Committee for UMP, Science Council of Japan, p. 11—13, 1966.
- Sato S., Aoki H., Shirahase T.* Pre — Jurassic granitic rocks in the Hida metamorphic belt, Central Japan.— *College Marine Sci. Technol. Tokai University, Coll. Repr.*, 1966, v. 2, p. 109—119 (J. ab. E.).
- Schlüter H. W., Chun W. C.* Seismic surveys off the east coast of Korea.— *Techn. Bull. ECAFE*, 1974, v. 8.
- Sugimura A., Uyeda S.* Island arcs: Japan and its environs.— *Developments in geotectonics 3*, Elsevier Sci. Publ. Comp., Amsterdam — London — New York, 1973.
- Tanaka K.* Izumi group in the central part of the Izumi mountain range southwest Japan, with special reference to its sedimentary facies and cyclic sedimentation.— *Geol. Surv. Japan, Rept. N 212*, Hisamoto — cho, Kawasaki — shi, Japan, 1965. (J. ab. E).

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
8 октября 1975 г.

УДК 551.242(574.12+574.13)

С. С. РАЗМЫСЛОВА, Г. И. СЛЕПАКОВА

**О СООТНОШЕНИИ СТРУКТУРНЫХ ПЛАНОВ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И ФУНДАМЕНТА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ**

Проведен сравнительный анализ структурных планов поверхности фундамента, подсолевой толщи и палеоцен-нижнемиоценового комплекса западной части Прикаспийской впадины. Во время развития впадины от протерозоя до перми ее западная часть прогибалась менее интенсивно, чем восточная, что отразилось на сокращении мощностей верхнепротерозойских и палеозойских отложений. В мезозойско-палеогеновый этап наиболее интенсивно погружалась западная часть Прикаспийской впадины. На основе закономерностей в распределении глубин залегания подошвы палеогена выделен ряд структурно-тектонических зон, границы которых совпадают с разрывными нарушениями фундамента и подсолевых толщ палеозоя. Наиболее погруженное положение занимает Аралсорская зона, которой в фундаменте и подсолевых отложениях отвечают структуры с различной степенью погружения фундамента: Аралсорская глыба и Новоузенский грабен.

Прикаспийская впадина — крупная глубоко погруженная структура на юго-востоке Восточно-Европейской платформы. Границы впадины четкие благодаря серии разломов, отделяющих ее от соседних областей, отличающихся иной историей развития и отсутствием проявлений соляной тектоники. Мощность осадочных толщ впадины достигает 16 км. Несмотря на ограниченность данных о строении и составе фундамента и природе более глубоких границ раздела, можно выделить определенные зоны, которые сыграли значительную роль в развитии впадины.

Результаты комплексной геологической интерпретации и обобщения всех имеющихся геолого-геофизических данных (магнито-грави- и электроразведки методами ТТ, МТЗ, вертикальных электрических зондирований и сейсморазведки методами ГСЗ, ГСП, КМПВ, РНП, МОВ, геологической съемки и бурения) дают возможность достаточно обоснованно судить о глубинном строении Прикаспийской впадины.

Авторы предприняли попытку провести сравнительный анализ структурных планов фундамента, подсолевой толщи и палеоцен-нижнемиоценового комплекса западной части Прикаспийской впадины. При их изучении в пределах впадины выделены крупные зоны, отличающиеся по структуре и условиям формирования (рисунок).

В восточных районах внутренней части впадины располагается обширная Хобдинская опущенная по фундаменту глыба, а на западе — относительно приподнятой Аралсорская глыба. Глубины до поверхности фундамента в первой достигают 16 км, во второй — 11—12 км. По более высоким горизонтам картина не меняется: если на востоке подсолевые отложения залегают на глубинах около 10 км, то на западе они отмечены на 8 км. Предполагается, что от протерозоя до перми восточная часть впадины испытывала преимущественное опускание. Здесь, возможно, накапливались мощные толщи рифея и вышележащих палеозойских отложений. Западная часть региона в то время прогибалась менее интенсивно, что вызвало сокращение мощностей отдельных толщ, а возможно, и полное выпадение из разреза некоторых из них. В пермский период

произошло постепенное уравнивание движений, а затем, возможно, с триаса западная часть впадины начала интенсивно погружаться, причем можно предполагать, что в начальный этап отложения осадков триаса это погружение было наиболее значительным. Так, мощность отложений нижнего триаса в Аралсорской скважине СГ-1 достигает 750 м при глубине залегания их кровли 4000 м, а в Хобдинской — эти отложения отсутствуют; мощность пород верхнего триаса в скважине СГ-1 617 м при глубине залегания их кровли 3260 м, а в Хобдинской скважине — лишь 510 м при глубине кровли 1890 м.

В палеоген-раннемиоценовое время Прикаспийская впадина испытывала дифференцированные тектонические движения. Судя по мощностям соответствующего комплекса осадков, более всего прогибалась также западная часть впадины, которая характеризуется увеличенными мощностями отложений палеогена (от 1000 до 3300 м). В восточной части впадины мощность палеоген-нижнемиоценовых образований в межкупольных прогибах составляет 400—1000 м и лишь в наиболее прогнутых участках достигает 2000 м.

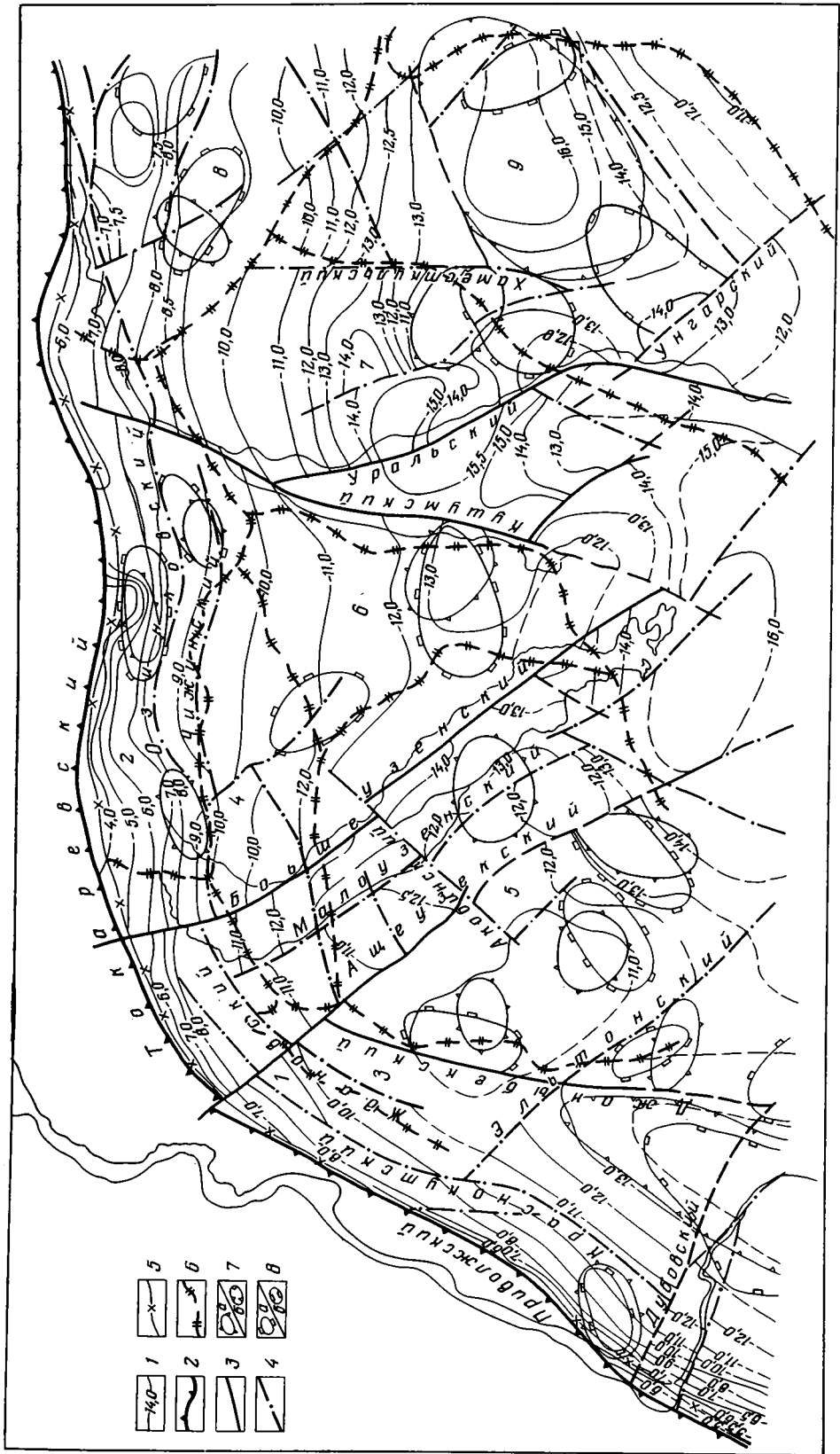
Интенсивные движения, происходившие на рубеже раннего и среднего миоцена и в ходе среднемиоценового — среднеплиоценового этапа развития впадины, сопутствующие им фазы куполообразования и последующие денудационные процессы оказали большое влияние на формирование современной структуры Прикаспийской впадины. К этому времени относятся также обновление региональных разломов и сбросовых нарушений. Однако заложенные в палеогене тенденции сохранились. Западная часть впадины испытывала менее интенсивный подъем. Здесь в межкупольных депрессиях почти повсеместно сохранились от размытия палеоцен-эоценовые осадки, а местами и олигоценовые; подошва отложений палеогена погружена на глубины 800—1700 м, а иногда и на 2000—3500 м. В то же время в сводах куполов на доакчагыльскую поверхность выведена соль, а в присводовых частях — мезозойские отложения. В восточной части впадины, исключая ее крайний юго-восток, преобладают меловые отложения, которые слагают не только присводовые части куполов, но и большинство межкупольных депрессий. Подошва меловых отложений находится здесь примерно на тех же глубинах, на которых в западной части впадины залегает подошва палеогена, а палеогеновые располагаются на отметках 50—400 м.

Анализ условий залегания палеогеновых отложений западной части Прикаспийской впадины позволил обосновать схему тектонического районирования впадины к началу позднего плиоцена. Современный палеогеновый и меловой структурные планы Прикаспийской впадины в основном совпадают.

На основе закономерностей в распределении глубин залегания палеогеновых отложений и особенностей их залегания на западе Прикаспийской впадины выделяются (см. рисунок): Аралсорская погруженная зона (5), Палласовская (3), Куриловско-Чижинская (4), Ильмень-Кудукская (6) и Челкар-Новоказанская (7) зоны.

Основными структурными элементами Аралсорской зоны являются вытянутые соляные гряды преимущественно северо-западного простирания, разделенные синклиналиными прогибами и осложненные соляными куполами. На доплиоценовую поверхность выходят ядра соляных куполов. Мезозойские и палеогеновые отложения залегают параллельно контурам соляных штоков. Разделяющие их прогибы или депрессии разбиты дизъюнктивными нарушениями на ряд небольших блоков.

Амплитуды подъемов соляных структур в отрезок времени средний миоцен — средний плиоцен в пределах этой зоны были очень велики. Верхнеплиоценовые отложения залегают на различных горизонтах палеогена, мезозоя и перми. В опущенных участках прогибов подошва отложений палеогена погружена на глубину 1200—1600 м, а в максимально



1	2	3	4	5	6	7	8

опущенных блоках — до 2400 м. В Аралсорской зоне установлено несколько таких глубоко погруженных участков (мульд): Муратасайская, Кумсай-Қазталовская, Карасбанско-Антоновская, Наримановская, Акмайско-Айсаметская. Суммарная мощность палеогеновых отложений в этих локальных мульдах достигает 1600—1750 м.

В Ильмень-Кудукской зоне развиты в основном прорванные соляные структуры, расположенные довольно прихотливо. На доплиоценовую поверхность параллельно контуру соляных штоков выходят юрские и меловые породы. Палеогеновые отложения слагают межкупольные зоны и далекие периферийные части крыльев куполов. Их подошва на крыльях куполов находится на отметках 250—500 м, а в межкупольных депрессиях — на 600—1000 м. В двух локальных мульдах она залегает на глубине 1300—1400 м.

В Куриловско-Чижинской зоне развиты купола, в разной степени прорванные солью. Их своды сложены мезозойскими отложениями, разбиты сбросами, ориентированными в северо-западном, меридиональном и субширотном направлениях. Большая часть зоны (периферийные части крыльев куполов и межкупольные пространства) сложена палеогеновыми отложениями. В восточной части зоны подошва палеогеновых отложений в депрессиях залегает на отметках 300—400 м, а в западной — 600—900 м. Межкупольные депрессии сравнительно неглубокие, плоские, с почти горизонтальным залеганием мезозойских и палеогеновых отложений.

Челкар-Новоказанская зона характеризуется крупными соляными структурами, своды которых образованы соляными телами значительных размеров, перекрытыми маломощными осадками триаса и юры, местами прорванными штоками соли. В этой зоне на доплиоценовую поверхность выходят юрские, меловые и палеогеновые отложения. На севере зоны большую площадь занимает соляной массив Челкар. Его окружает крупная Хаместкуль-Челкарская депрессия, вытянутая в широтном направлении и разбитая разломами. В пределах более приподнятого западного участка I отражающий горизонт находится на глубине 400—300 м, а на восточном, самом опущенном участке — до 2500 м. Юго-западнее располагаются крупные купола Санкебай, Шокей, Сахарный, Лебяжинский и Круглый, а еще южнее — Джабага, Альдаберген, Барханный. В отдельных локальных глубоких мульдах, например Тукбайской, примыкающей к куполу Барханному, I отражающий горизонт опущен на глубину более 4000 м, а мощность палеогеновых отложений составляет 3200 м.

Палласовская зона отделяет прибортовую северо-западную зону от наиболее погруженной Аралсорской. В этой зоне развиты соляные купола, своды которых на доплиоценовой поверхности сложены мезозойскими отложениями, в некоторых структурах прорванными соляными

Схема тектонического районирования северо-западной части Прикаспийской впадины. Составлена по материалам треста Казахстаннефтегеофизика, Спецгеофизика, ВНИГРИ, ВНИГНИ и других организаций

1 — изогипсы поверхности фундамента в км; 2 — краевые разломы; 3 — глубинные разломы, разбивающие фундамент на крупные блоки; 4 — прочие разрывы; 5 — границы проявления соляной тектоники; 6 — границы структурно-тектонических зон; 7 — контуры структур в подсоловом комплексе: а — поднятий, б — впадин; 8 — контуры структур в надсоловом комплексе: а — поднятий, б — впадин.

Структурно-тектонические зоны палеоцен-раннемиоценового комплекса (цифры на схеме): 1 — Северо-западная прибортовая зона, 2 — Озинковская приподнятая зона, 3 — Палласовская зона структур северо-восточной и субмеридиональной ориентировки, 4 — Куриловско-Чижинская зона различно ориентированных структур, 5 — Аралсорская погруженная зона, 6 — Ильмень-Кудукская зона относительно неглубоких палеогеновых мульд, 7 — Челкар-Новоказанская зона крупных куполов и межкупольных депрессий, 8 — Утвино-Илекская зона ориентированных соляных куполов и антиклиналей, 9 — Индерско-Булдуртинская зона с неглубокими палеогеновыми мульдами

штоками. Большую часть площади занимают межкупольные депрессии, на доплиоценовой поверхности сложенные палеогеновыми отложениями, подошва которых залегает в северной части зоны на отметках 500—600 м, а в южной — 700—1000 м.

Северо-западная прибортовая зона характеризуется структурами северо-восточного простирания, подчиненными ориентировке бортового уступа. Они представлены преимущественно узкими соляными антиклиналями, осложненными соляными куполами и разделенными синклинальными прогибами. Прогибы выполнены мощной (в глубоких частях мульд — до 900 м) толщей палеогеновых отложений. На приподнятых участках некоторых структур на доплиоценовую поверхность выходят меловые отложения. Мощность палеогеновых отложений, развитых на склонах поднятий, изменяется от 0 до 300 м, а в наиболее глубоких частях мульд достигает 800—900 м. Отметка подошвы палеогена меняется от —100 до —1000 м.

Северная прибортовая зона, названная Озинковской, занимает самое приподнятое положение в западной половине Прикаспийской впадины. Зона ограничена с севера Токаревским уступом. Солянокупольные структуры и межкупольные депрессии ориентированы субширотно, параллельно уступу. Палеогеновые отложения распространены здесь только в некоторых межкупольных депрессиях, расположенных в средней части зоны, где имеют незначительную мощность (100—250 м). Подошва палеогеновых отложений залегает на отметках 100—300 м.

Границы тектонических зон, отмеченных выше, проходят, как правило, по разрывным нарушениям, выделенным по комплексу признаков по поверхности фундамента и подсолевых палеозойских образований. Так, границы Палласовской зоны совпадают с местоположением Ждановского, Джаныбекского и Ащеузекского разломов; Куриловско-Чижинской — с Чижинским и Мартыновским разломами; Ильмень-Кудукской — с Кушумским и Большеузенским разломами; Аралсорской — с Джаныбекским, Мартыновским и другими разломами. Это свидетельствует не только о постоянно возобновлявшихся движениях вдоль этих разломов, а также о единстве тектонической жизни молодых и древних элементов структуры Прикаспийской впадины. Основная причина появления различных структурных зон в среднемиоценовый — среднеплиоценовый этап развития впадины обусловлена, по-видимому, перемещениями блоков фундамента и пород палеозоя по разломам. Однако такое единство не всегда было полным. Так, выделяемой по подошве палеогена обширной погруженной Аралсорской зоне, границы которой соответствуют Джаныбекскому, Ждановскому, Большеузенскому и другим разломам, по поверхности фундамента соответствуют две глыбы: Аралсорская приподнятая и Новоузенский грабен. Граница между ними уверенно трассируется Ащеузекской зоной разрывных нарушений.

По поверхности фундамента в пределах Аралсорской приподнятой глыбы выделяется обширный Аралсорский свод, которому в подсолевом комплексе отвечает Джаныбекское, Аралсорское и Батпаксорское поднятия. Мы видим, следовательно, что если в палеозое и начале мезозоя структурные элементы Аралсорской глыбы развивались унаследованно, то уже в конце юры началась некоторая перестройка структурного плана. В течение протерозоя и раннего палеозоя дифференцированные подвижки фундамента вдоль разрывных нарушений способствовали более интенсивному накоплению осадков в пределах грабена и несколько замедленному — на Аралсорской приподнятой глыбе. Возобновившиеся к концу юры движения по древним тектоническим швам привели к некоторому уравниванию движений. Аралсорская глыба, испытывая влияние расположенных с запада и востока Приволжской опущенной глыбы и Новоузенского грабена, также была вовлечена в опускание. Это привело к тому, что в мелу и в палеогене, а возможно, еще в конце юры об-

ласти, соответствующие Аралсорской приподнятой глыбе по фундаменту и Новоузенскому грабену, составили единую тектоническую зону, в которой подошва отложений палеогена залегает преимущественно на отметках 800—1200—2000 м.

В Аралсорской зоне выделяются вытянутые гряды, осложненные соляными куполами, в пределах которых соль выведена на доплиоценовую поверхность. Гряды имеют северо-западное простирание и соответствуют зонам разрывных нарушений, намеченным в фундаменте и в подсолевой толще. Это свидетельствует о неоднократно возобновлявшихся тектонических движениях вдоль зон разломов и подтверждает предположения В. Л. Соколова (1962), Г. И. Слепаковой (1968) и др. о приуроченности крупных соляных структур (валов, гряд, гребней) к зонам разрывных нарушений в фундаменте. Таким образом, эти структуры III порядка, сформировавшиеся в преаккагыльское время, наследуют древний (позднепротерозойский и раннепалеозойский) структурный план. Совпадение древнего структурного рисунка со структурными формами надсолевой толщи дает возможность более обоснованно выяснить строение нижнего структурного этажа.

В Аралсорской зоне в период регионального подъема (средний миоцен — средний плиоцен) очень интенсивно проявились формы соляной тектоники, затем соляные структуры подверглись интенсивному размыву, что, несомненно, могло привести к разрушению возможно существовавших здесь сводовых залежей. На рассматриваемой территории обнаружены лишь небольшие по запасам месторождения газа в верхнеплиоценовых отложениях в основном вторичного происхождения. Не исключено, что здесь в мезозойских перспективных горизонтах могут быть обнаружены залежи углеводородов, экранированного типа, формирование которых происходило в среднемиоцен-среднеплиоценовый отрезок времени. Пути миграции могли служить обновленные или образовавшиеся вновь разрывные нарушения. Вполне вероятно, что миграция углеводородов в мезозойскую толщу могла осуществляться здесь и через зоны разломов из подсолевой толщи. В этом случае при наличии благоприятных ловушек на локальных поднятиях может быть поставлен вопрос о проведении поисковых работ на нефть и газ. Региональными поисковыми критериями наряду с другими могут служить зоны крупных разрывных нарушений.

#### Литература

- Слепакова Г. И.* Строение надсолевых отложений Прикаспийской впадины по геофизическим данным в связи с их нефтегазоносностью.— *Нефтегаз. геол. и геофиз.*, 1968, № 8.
- Соколов В. Л.* Некоторые черты унаследованности в развитии структуры осадочного покрова юго-востока Русской платформы.— В кн.: *Материалы по тектонике Нижнего Поволжья*. Л., Гостоптехиздат, 1962.

ВНИГРИ  
Ленинград

Статья поступила  
5 сентября 1974 г.

УДК 551.243 + 551.253

А. В. ТАРАСОВ

**ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ ИНЪЕКТИВНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ**

Рассматривается генетическая классификация инъективных дислокаций по следующим критериям: 1) механизму, вызывающему инъекции; 2) агрегатно-фазовому состоянию вещества инъективных тел; 3) сопутствующим физико-химическим и физико-механическим превращениям; 4) степени активности воздействия на вмещающую толщу.

Инъективные дислокации (ИД), впервые выделенные Ю. А. Косыгиным (1969) как самостоятельный классификационный тип при тектонических исследованиях, имеют довольно широкое распространение в природе. И, если по размерам они во многих случаях уступают, например, пликативным дислокациям, то в понимании роли тектонических процессов в преобразовании структуры земной коры они играют существенную роль. Важность изучения этих дислокаций как тектонических явлений не вызывает сомнений. Особый интерес, на наш взгляд, представляет их систематизация и детальное описание при крупномасштабном картировании. В этой связи нами была предпринята попытка детальной классификации этих дислокаций по структурно-вещественным признакам инъективных тел (Тарасов, 1974<sub>2</sub>). Однако, как и всякое геологическое явление, ИД требуют не только изучения структурно-вещественных признаков инъективных тел (ИТ), но и механизмов их формирования, т. е. необходима не только статическая, но и генетическая классификация ИД. Этому вопросу посвящена наша статья.

В настоящее время известны многочисленные генетические классификации дизъюнктивных и пликативных дислокаций (Тетяев, 1934; Белоусов, 1948; Бронгулеев, 1956; Хайн, 1964; Косыгин, 1969, и др.), поэтому в настоящей классификации ИД использованы достижения предыдущих исследователей. Автор не ставит целью осветить все существующие представления о выделяемых генетических подразделениях ИД — это большая самостоятельная задача. Цель наша более частная — выделить среди типа ИД такие подразделения, которые, на наш взгляд, являются главными и всестороннее изучение которых поможет решить задачу происхождения различных групп ИД.

Основываясь на обширной литературе по ИД и личным наблюдениях, считаем, что наиболее целесообразно генетическую классификацию их проводить по следующим критериям: 1) механизму, вызывающему инъекции; 2) агрегатно-фазовому состоянию вещества ИТ; 3) сопутствующим физико-химическим и физико-механическим превращениям; 4) степени активности воздействия на вмещающую толщу. Сохраняя такую же последовательность критериев при классификации ИД, автор ставил задачу выявить взаимосвязи различных видов ИД от времени их зарождения до консолидации ИТ в определенных уровнях земной коры.

**КЛАССИФИКАЦИЯ ИД ПО МЕХАНИЗМУ, ВЫЗЫВАЮЩЕМУ ИНЪЕКЦИИ**

Причины, вызывающие движение вещества и сам процесс внедрения ИД, различны. Однако, как можно судить по литературным источникам, большинство ИТ перемещается за счет трех основных механизмов



с образованием различных ИД: 1) течение вещества происходит за счет разницы удельных весов вмещающих толщ и вещества ИТ, «инверсии плотностей» и стремления к изостатическому равновесию — гравитационные (инверсионные)<sup>1</sup> ИД; 2) выдавливание наиболее пластичных (слабовязких) пород под действием тектонических напряжений — ИД нагнетания; 3) резкая смена давления в отдельных участках с образованием эруптивных (эксплозивных) ИД. Для некоторых ИД могут действовать одновременно два или три указанных механизма. Гравитационному механизму многие исследователи придают исключительную роль в перемещении вещества Земли и образовании различных тектонических форм; в связи с этим выделяют в качестве самостоятельного типа гравитационную тектонику (Naagmann, 1930; Ramberg, 1967; Косыгин, 1969, и др.). При этом, как было показано Х. Рамбергом, гравитационный механизм свойствен ИТ, находящимся в различном агрегатно-фазовом состоянии; скорость подъема масс зависит от многих показателей (Ramberg, 1967). Гравитационные ИД связаны с разуплотнением подкоровых масс верхней мантии, ультраметаморфизмом низов осадочной толщи, их преобразованием в гранит с увеличением объема и уменьшением плотности исходных пород, а также нарушением изостатического равновесия за счет эрозионных процессов (Белоусов, 1966; Хаин, 1964, и др.). Выдавливание пластических масс в конкретной геологической обстановке может быть обусловлено действием разнонаправленных сил — литостатического давления, вертикального, тангенциального, горизонтального сжатия и стрессовыми тектоническими напряжениями. Соответственно этому из ряда ИД нагнетания могут быть выделены различные группы и виды дислокаций. Для гравитационных ИД и ИД нагнетания характерна дифференциация по плотности и пластичности (вязкости) в процессе движения вещества ИТ. Так, в соляных ИТ (Косыгин, 1950, и др.) происходит сепарация соленосных толщ с отделением соляных масс (наиболее пластичных и малой плотности) от менее пластичных (вязких) прослоев, которые встречаются в виде брекчии или обломков среди солей. Аналогичная дифференциация свойственна магмам. Ю. А. Кузнецов подчеркивает, что «...для каждой порции магмы с ее свойствами должен существовать некоторый оптимальный уровень, выше которого она проникнуть не может, а ниже не задержится» (1964, стр. 26). Эруптивные ИД наиболее широко связаны с формированием вулканических аппаратов. Вулканическая деятельность сопровождается взрывными (эксплозивными) явлениями, истечением и выдавливанием магматических масс. По общности механизмов извержения выделяются следующие типы вулканов: вулканический, пелейский, стромболианский, гавайский, исландский и типа вулкана Усу на Хоккайдо в Японии (Луцицкий, 1971). Разнообразные эксплозивные дислокации генетически связаны с рудным процессом (Иванкин, 1970; Туговик, 1974). Определенные сходства с этими явлениями имеют гидровулканизм и грязевой вулканизм (Калинко, 1960). Состав обломков в эруптивных ИТ указывает на амплитуду развития соответствующих дислокаций.

#### КЛАССИФИКАЦИЯ ИД ПО АГРЕГАТНО-ФАЗОВОМУ СОСТОЯНИЮ ВЕЩЕСТВА ИТ

Большое значение при изучении ИД и их классификации имеет определение агрегатного состояния инжецирующих масс в период их продвижения и воздействия на окружающую среду.

Главное различие ИД обусловлено характером движения жидкостей, газов и твердых масс. Так, при относительно кратковременных нагрузках жидкость (газ) начинает течь при бесконечно малых напряжениях.

<sup>1</sup> Здесь и далее в скобках даны синонимы выделяемых таксономических единиц.

Течение же твердого тела может начаться только тогда, когда действующие на него внешние силы достигнут определенного предела. Жидкость в процессе течения не изменяет своих свойств, в то время как течение твердых тел сопровождается перестройкой их структуры. Изменение физико-механических свойств инъецирующего вещества во многом усложняет выявление закономерностей механизма проникновения в слоистую структуру. К тому же реальные тела могут обладать в определенных условиях свойствами твердых и жидких сред, и тело в этих случаях может одновременно характеризоваться и упругостью, и пластичностью, и текучестью (Гольдштейн, 1971, стр. 151).

Для ИД в основном характерны два состояния вещества ИТ — жидкое и твердое. Газообразная и жидкая фаза могут присутствовать одновременно с твердой фазой, например в эруптивных ИД. В связи с этим выделяются ряды ИД флюидогенных, литогенных (литоидных) и литофлюидных.

По физико-механическим показателям жидкости разделяются на нормальные (ньютоновские) и аномальные (неньютоновские). Вязкость ньютоновских жидкостей (а следовательно, их подвижность) зависит от температуры и давления и не зависит от скорости сдвига. Вязкость неньютоновских жидкостей непостоянна при определенных температуре и давлении и зависит от скорости деформации сдвига, характера границ и других причин (Уилкинсон, 1964). Соответственно этому среди флюидогенных выделяются ИД ньютоновских жидкостей, к которым относятся дислокации с водными ИТ, и группа ИД неньютоновских жидкостей, которые включают остальные виды ИД.

ИД, вызванные перемещением ИТ, находящихся в твердом агрегатном состоянии (протрузии, соляные, ангидритовые штоки и др.), объединяются в ряд литогенных (литоидных) ИД. Различия ИД этого ряда определяются физико-механическими показателями, структурами, составом и другими особенностями вещества ИТ. Большое значение при формировании литогенных ИД имеет степень однородности вещества ИТ. Согласно этому выделяются группы гомогенных (однородных) и гетерогенных (разнородных) ИД. При гомогенных ИД развиваются однотипные дислокации по всему объему, в то время как гетерогенные ИД характеризуются дифференциальной подвижностью разнородных участков ИТ, в связи с чем образуется дисгармоничная складчатость, буди-наж-структуры, брекчированность, происходит сепарация веществ, различных по составу и физико-механическим свойствам. В большинстве случаев ИД этого ряда образуют геологические тела с плавными очертаниями — купола, штоки, но нередко они наследуют разрывные нарушения и образуют жиллообразные и дайкообразные тела.

Среди литофлюидных ИД выделяется большая группа ИД дисперсных систем — твердо-жидких и твердо-газообразных. Эти ИД обусловлены инъекциями кристалло-жидких и кристалло-газовых, и зернисто-жидких и зернисто-газовых масс. ИД дисперсных систем подразделяются на зернистые, грубодисперсные, коллоидно-дисперсные, молекулярно-дисперсные (Гольдштейн, 1971, стр. 252). Кроме того с жидкой и газовой фазой могут сочетаться крупные обломочные тела кристаллических или зернистых твердых масс. К ним относятся различные газо- и жидкообломочные массы в эруптивных аппаратах.

Приведенная классификация позволяет проследить полный ряд фазовых превращений инъецирующих масс и выявить особенности механизма проявления ИД. Естественно, что такая классификация по фазовому состоянию вещества отражает только главные (ведущие) его физические свойства, которые меняются в процессе формирования и продвижения инъецирующих масс. Так, расплавные инъецирующие массы изначально могут представлять собой флюиды-расплавы, кристалло-флюиды и кашеобразные массы, где кристаллы преобладают над флю-

идной фазой (Белоусов, 1966; Шейнманн, 1968). Многие метаморфические породы инъецируют не в кристаллическом твердом состоянии, а еще в начальную стадию переработки осадочных пород и насыщения их водно-газовыми флюидами. Потеря этих флюидов приводит к замедлению продвижения инъекций и к фиксации их. Механизм инъекций твердых кристаллических пород накладывает отпечаток на внутреннее строение ИТ и характер ИД, что позволяет последние отличать от ИД, сформированных под воздействием флюидно-кристаллических и флюидно-зернистых систем. Известно, что фазовые переходы инъецирующего вещества приводят к дополнительным структурным изменениям инъецируемой толщи. Так, закристаллизация магматических флюидных ИТ приводит к уменьшению их объема, просадкам в перекрывающих толщах, а также к образованию полостей, в которые проникают новые ИТ (в частности, рудные, пегматитовые, дайковые и др.). В районах вечной мерзлоты приповерхностные воды при их закристаллизации образуют новые по форме и большие по объему тела, воздействующие на вмещающие породы. Примером этому могут служить своеобразные гидролаколиты.

Таким образом, фазовое состояние вещества ИТ является важным классификационным признаком ИД. На наш взгляд, отнесение ИТ к магматическим или метаморфическим менее определено и в геотектонике имеет меньшее значение, чем установление их фазового состояния, так как независимо от физико-химических превращений ведущего процесса инъецирующие массы при магматизме, метаморфизме и реоморфизме, а также зернистые массы могут представлять по фазовому состоянию однотипные ИТ и образовывать ИД дисперсных систем (типа пльвунов), состоящих из твердой и жидкой фаз, а следовательно, эти тела будут характеризоваться однотипными механизмами проникновения и воздействия на вмещающие их породы.

#### **КЛАССИФИКАЦИЯ ИД ПО СОПУТСТВУЮЩИМ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИМ И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИМ ПРЕВРАЩЕНИЯМ**

Подобно другим типам тектонических дислокаций, ИД сопровождаются физико-химическими и физико-механическими превращениями инъецируемого вещества и вмещающих толщ<sup>2</sup>. Преобразование первичных пород при ИД — характерное явление и может служить классификационным признаком. Наиболее крупными таксономическими единицами являются ряды: 1) **магматогенных (магматипных)**, 2) **метаморфогенных (метатипных)** и 3) **деформационных** ИД. Разделение первых двух рядов ИД проводится по границе метаморфических и реоморфических процессов, рассматривая преобразование первичного кристаллического или зернистого вещества по трем стадиям: мобилизация — реоморфизм — неомagma (Goodspeed, 1959). Иными словами, ИД, связанные с такими физико-химическими превращениями в ИТ, которые характеризуются или первичным магматическим состоянием системы или таким преобразованием первичных кристаллических или зернистых масс, которые приобретают мобильность за счет флюидизации и высоких температур с превращением всей массы или отдельных ее объемов в неомagma, относятся к ряду магматогенных ИД. Последние объединяют две группы: собственно магматические и мигматические (мигматитовые) ИД. Следует отметить, что магматические дислокации в зависимости от степени воздействия на вмещающие породы могут образовывать в последних сопутствующие им тектонические формы (складки, разрывы), которые рассматриваются совместно с магматическими ИД. В свою

<sup>2</sup> Разрывные и пликативные дислокации сопровождаются широким развитием процессов катакластического и динамотермального метаморфизма (Елисеев, 1959, и др.).

очередь, внутри магматических ИД образуются только им присущие тектонические формы. Таким образом, среди магматических ИД выделяются две разновидности — интромагматические и экзомагматические (ореольные) ИД. Интромагматические ИД образуют слои, купола, синклиналоморфные (лополиты) и антиклиналоморфные (лакколиты) тектонические формы. Выделяются интромагматические ИД монослойные и многослойные, последние характеризуются чередованием слоев, залегающих моноклинально или изогнутых в виде складок. Многослойные магматические ИД могут называться расслоенными (стратиформными, стратифицированными) по аналогии с расслоенными дифференцированными интрузиями (Годлевский, 1959; Уэйджер, Браун, 1970, и др.)<sup>3</sup>. Имеются многочисленные примеры различных видов складок, сопровождающих расслоенные интромагматические ИД. Своеобразный комплекс складок в Кемпирсайском массиве ультраосновных пород и хромитовых рудных тел описан Г. Г. Кравченко (Павлов и др., 1968, стр. 72, фиг. 42, стр. 153, фиг. 70; Кравченко, 1969, стр. 120—134, фиг. 40—48). Этим исследователем выделяются складки продольного сжатия, волочения, течения, дифференциального перемещения тонких магматических потоков, складки вблизи разрывных нарушений и складки, образовавшиеся в результате локального давления дунитовой магмы на кристаллизовавшиеся хромитовые руды. Следует отметить, что размах крыльев таких складок незначительный (десятки сантиметров), но они охватывают значительные по площади участки магматического тела, образуя своеобразную дисгармоничную интромагматическую складчатость. Более крупные складки облекания, флексуры и синклиналоморфные складки наблюдаются в расслоенных интрузивах Скаергаард и Илимауссак в Гренландии (Уэйджер, Браун, 1970, стр. 91—92, фиг. 51—54; стр. 479, фиг. 268; стр. 483, фиг. 271), а также в Норильском и Талнахском руденосных расслоенных интрузивах в Норильском районе (Тарасов, 1968, рис. 1; 1974, фиг. 2, 4). Большинство экзомагматических ИД представлено конформными с интромагматическими ИД складчатыми формами или дисгармоничной складчатостью, будинаж-структурами, разрывами. Широко развиты складчатые структуры в поверхностных магматических (вулканических) ИД (Мархинин, 1959, стр. 123, фиг. 28; и др.).

Мигматитовые ИД формируются при внедрении вторичных расплавов, образовавшихся при ультраметаморфизме и селективной выплавке. Для этих расплавов характерна насыщенность флюидами, за счет чего они имели большую подвижность. Особенно широко мигматитовые ИД развиты в зонах гранитизации. При этом образовывались различные по форме и размерам тектонические структуры — гнейсовые купола, мелкая дисгармоничная складчатость, птигматитовые жилы, складки и другие формы (Судовиков, 1964; Менерт, 1971). По-видимому, одной из разновидностей мигматитовых ИД являются реоморфические ИД. Среди группы мигматитовых ИД выделяются также экзомигматитовые (артеритовые) ИД, в которых жильный материал привносится автономно извне в преобразуемую толщу, и эндомигматитовые (венитовые) ИД, образующиеся в результате селективного плавления и одновременных пластических деформаций исходных пород.

Метаморфогенные (метатипные) ИД сопровождаются физико-химическими превращениями, не приводящими к расплавному состоянию вещества ИТ. Преобразование пород происходит в твердом состоянии. Среди этих дислокаций выделяются ультраметаморфические, метаморфические, динамометаморфические и гидротермальные. Различные мор-

---

<sup>3</sup> Расслоение наблюдается как в вертикальном разрезе, так и по латерали ИТ за счет кристаллизационно-гравитационной и кинетической дифференциации вещества. В этом они имеют, хотя и далекие, аналогии с генезисом слоистого строения моноклиналей, состоящих из слоистых осадочных толщ.

фологические разновидности метаморфических ИД образуются за счет метаморфических реакций, механически пассивного продвижения метаморфических растворов и пространственной дифференциации их состава. Метаморфические ИД зачастую сопровождаются мощной флюидизацией пород, при этом увеличивается пластичность последних, уменьшается их плотность. Всестороннее, направленное или литостатическое давление, синхронное с метаморфическими процессами, приводит к выдавливанию силикатных ИТ с образованием метаморфогенных ИД. При ультраметаморфических и метаморфических ИД, не сопровождающихся пликвативными и дизъюнктивными дислокациями, а также напряженным состоянием всей системы, образуются слои и складки замещения за счет пространственной и вещественной дифференциации вещества растворов. Это пассивные ИД.

Нередко при ИД не происходит заметного преобразования химического состава вещества ИТ. К таковым относятся соляные, угольные, ангидритовые и другие ИД. Преобразование вещества происходит за счет нарушения физико-механических свойств его. Образующиеся при этом дислокации составляют ряд деформационных ИД. Среди этих дислокаций выделяются группы ИД пластического, вязкого и вязко-пластического течений. Основным показателем при классификации этих дислокаций служит коэффициент пластичности или вязкости. Представляется не совсем обоснованным уподоблять горные породы только вязким (Gipoux, 1948) или только пластичным телам (Гогель, 1969), так как в природе имеются и те и другие разновидности. При классификации, однако, следует учитывать, что «при гидростатическом давлении все материалы, жидкие и твердые, ведут себя с достаточной степенью приближения одинаково: они являются идеально упругими» (Рейнер, 1965, стр. 20).

Большое значение в формировании деформационных ИД кроме вещественного состава и структурно-текстурных особенностей вещества ИТ имеют вода и газовые составляющие, которые придают значительную подвижность породам. Работами М. Мак-Грегора и Г. Вильсона (McGregor, Wilson, 1939) установлено, что «идеальная масса, состоящая из круглых зерен, могла бы стать мобильной в том случае, если бы 26% ее объема составляла жидкость» (стр. 210). Это характерно для осадочных зернистых пород, образующих при флюидизации и давлении нептунические (кlastические) ИД. Необходимо также подчеркнуть, что и сами водные ИТ создают ИД слабвязкого течения за счет аномально высокого пластического давления (гидродинамических аномалий) и гидроразрывов (Дурмишьян, 1972; Желтов, 1966 и др.). Это же замечание относится и к гидротермальным ИД. Однако, в отличие от гидротермальных ИД, при деформационных ИД слабвязкого течения минеральных преобразований не происходит. Вода здесь играет роль рабочего инъективного тела или же производит только физико-механические видоизменения вещества, придавая ему мобильность. Так, не исключено, что в соляных ИД такую роль играют рассолы и нефти, которые в процессе движения ИТ выжимаются и скапливаются в апикальных частях соляных диапиров. В большинстве случаев деформационные ИД образуются под действием гравитации и механизмов нагнетания. Эти дислокации сопровождаются дисгармоничной складчатостью, будинаж-структурами и образуют купола, штоки и другие формы.

#### **КЛАССИФИКАЦИЯ ИД ПО СТЕПЕНИ АКТИВНОСТИ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ВМЕЩАЮЩУЮ ТОЛЩУ**

Соотношения ИТ с вмещающими породами с механических позиций могут быть двоякими: в одних случаях они активно воздействуют на вмещающую толщу и образуют новые тектонические формы, дробление

вмещающих пород, изменение угла их залегания и разрыв сплошности слоистой структуры; в других случаях таких форм не образуется, ИТ нарушают сплошность слоистой структуры на величину мощности ИТ, создавая структуры типа «вставленных» в пространство геологических тел. Сочетаясь с другими типами тектонических дислокаций, они унаследуют их. Характерные для первого случая ИД могут быть отнесены к ряду дислокаций **активного вторжения**, вторые — **пассивного заполнения** или **замещения**. Выявление признаков этих дислокаций проводится при изучении структурных характеристик — формы, углов залегания и т. п. В ряду ИД активного вторжения могут быть выделены группы ИД, сопровождающиеся образованием пликативных, дизъюнктивных и одновременно пликативных и дизъюнктивных дислокаций во вмещающих толщах (крыльях ИД, по Ю. А. Косыгину, 1969). При развитии ИД пассивного заполнения пликативные и дизъюнктивные дислокации не связаны с ними генетически и во времени развиваются до или после проявления ИД (в последнем случае ИТ оказывают определенное влияние на характер развития послейнъективных дислокаций, так как ИТ изменяют физико-механические свойства первичной структуры слоистой толщи в определенных участках). Пассивные ИД, контролируемые синхронными с ними по времени развития дизъюнктивными и пликативными дислокациями, относятся к типам дизъюнктивно-инъективных и пликативно-инъективных дислокаций.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Генетическая классификация инъективных дислокаций может быть основана на четырех критериях: 1 — механизме, вызывающем инъекции, 2 — агрегатно-фазовом состоянии вещества инъективных тел, 3 — сопутствующих физико-химических и физико-механических превращениях и 4 — степени активности воздействия на вмещающую толщу. Такая классификация вполне удовлетворительно охватывает известные механизмы происхождения всех рядов ИД, выделенных по структурно-вещественным признакам (Тарасов, 1974). При этом выявлено, что наибольшую взаимосвязь имеют следующие критерии: 1—2—3, 2—3, 2—3—4, 1—4. Критерии 1, 2, 3 отражают разнообразие генетических видов ИД в процессе их зарождения и динамики развития; критерий 4 позволяет классифицировать ИД в стадии их фиксации и является как бы замыкающим в цепи явлений, приведших к ИД: мобилизации вещества → → перемещения (с определенным комплексом физико-химических превращений) → стабилизации на новом гипсометрическом уровне.

Выделенные классификационные подразделения ИД по структурно-вещественным признакам (Тарасов, 1974) и генезису требуют дальнейшей детализации при изучении конкретных разновидностей ИД. При этом целесообразно объединение их в комплексы. Одна из главных задач — выяснение основных отличий и общности ИД складчатых и платформенных областей. Изучение Ю. А. Косыгиным (1969) и Г. Л. Поспеловым (1969) общих признаков различных генетических групп инъективных тел позволило более глубоко понять механизмы формирования инъективных дислокаций и закономерности распределения их в пространстве.

Автор выражает искреннюю благодарность Ю. А. Косыгину и В. А. Кулындышеву за обсуждение материалов статьи и критические замечания.

### Литература

- Белоусов В. В. Общая геотектоника. М., Госгеолиздат, 1948.  
Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.  
Бронгулеев В. В. Основные генетические типы складчатых структур земной коры.— Сов. геология, 1956, сб. 54.

- Гогель Ж. Основы тектоники. М., «Мир», 1969.
- Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Гольдштейн М. Н. Механические свойства грунтов. М., Стройиздат, 1971.
- Дурмишьян А. Г. О роли аномально высоких пластовых давлений (АВПД) в формировании структур и залежей нефти и газа Южно-Каспийской впадины.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 5.
- Елисеев Н. А. Метаморфизм. Изд-во Ленингр. ун-та, 1959.
- Желтов Ю. П. Деформации горных пород. М., «Недра», 1966.
- Иванкин П. Ф. Морфология глубокоовскрытых магматогенных рудных полей. М., «Недра», 1970.
- Каличко М. К. О механизме и условиях образования грязевых вулканов. Тр. ВНИГНИ, вып. 27, М., Гостоптехиздат, 1960.
- Косыгин Ю. А. Соляная тектоника платформенных областей. М.—Л., Гостоптехиздат, 1950.
- Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969.
- Кравченко Г. Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М., «Наука», 1969.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии, т. 1, 2, М., «Наука», 1971.
- Мархинин Е. К. Вулканы острова Кунашир.— В сб.: Вулканизм Камчатки и Курильских островов. Тр. Лабор. вулканол., вып. 17. Изд-во АН СССР, М., 1959.
- Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., «Мир», 1971.
- Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М., «Наука», 1968.
- Поспелов Г. Л. Проблемы эндогенной динамической флюидологии.— Геол. и геофиз., 1969, № 11, 12.
- Рейнер М. Реология. М., «Наука», 1965.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые вопросы петрологии. Изд-во Ленингр. ун-та, Л., 1964.
- Тарасов А. В. Структурный контроль медно-никелевого оруденения на месторождении Норильск I.— Геол. и геофиз., 1968, № 5.
- Тарасов А. В. Структура юго-западной части Талнахского медно-никелевого месторождения — Геология рудных месторожд., 1974, № 2.
- Тарасов А. В. К вопросу классификации инъективных дислокаций.— Геотектоника, 1974, № 6.
- Тетяев М. М. Основы геотектоники. ОНТИ, 1934.
- Туговик Г. И. Эксплозии и рудный процесс. М., «Недра», 1974.
- Уилкинсон У. Л. Неньютоновские жидкости. М., «Мир», 1964.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., «Мир», 1970.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.
- Gignoux M. Méditation sur la tectonique d'écoulement par gravité.— Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, 1948, v. 27.
- Goodspeed G. E. Some tectural features of magmatic and metasomatic rocks.— Amer. Mineralogist, 1959, v. 44, No. 3—4.
- McGregor M. and Wilson G. On granitisation and associated processes.— Geol. Mag., 1939, v. 76, p. 193—215.
- Ramberg H. Gravity deformation and the earth's crust as studied by centrifuged models. London — New York, 1967.

Норильская экспедиция  
Севморгео

Статья поступила  
15 января 1975 г.

В. П. ЛОЗИЕВ

**СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА И ТИПЫ ЛОКАЛЬНЫХ  
ДИСЛОКАЦИЙ ЮЖНО-ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ**

Локальные складки находятся на разной стадии геологического развития в различных участках депрессии. Поэтому возможно расположить их совместно с парагенетически связанными разрывами и другими более мелкими дислокациями в виде естественных рядов, отражающих переход от простых структурных форм к более сложным. Такие ряды автор называет эволюционно-генетическими. Более мелкие подразделения — группы дислокаций — обладают достаточно определенной структурной характеристикой в плане и разрезе.

Между герцинскими сооружениями Гиссаро-Алая на севере и западе и Памиром на востоке располагается депрессия, выполненная мощными (10—14 км) мезозойско-кайнозойскими отложениями. С юга она ограничена Северо-Афганским выступом, находящимся за пределами СССР. С одной стороны, это тектоническая впадина, заключенная между поднятиями древних консолидированных пород, но с другой — интенсивно расчлененная горная страна, сама в антропогене ставшая областью сноса. Это обстоятельство было отмечено А. Р. Бурачком еще в 1932 г. (Бурачек, 1934), предложившим именовать упомянутую структуру Южно-Таджикской депрессией. Со структурной точки зрения депрессия представлена субмеридионально ориентированным мегасинклином, складки которого опрокидываются во встречном направлении по отношению друг к другу.

Геологический разрез региона имеет двухэтажное строение. Нижний этаж представлен образованиями домезозойского консолидированного фундамента, верхний — более рыхлыми породами мезозойско-кайнозойского чехла.

Консолидированное основание, обладающее сложным внутренним строением, разделено на отдельные блоки продольными и диагональными разрывными нарушениями. Блоковая структура фундамента хорошо устанавливается в горном обрамлении депрессии, где последний обнажается на поверхности. В самой депрессии источником сведений о строении фундамента являются геофизические данные либо представления, основанные на сравнительном анализе геологического строения депрессии и обрамления (Антонов, 1969; Белеловский, 1965; Власов, 1969; Вонгаз и др., 1962; Лозиев, Лим, 1969; Лозиев, 1970; Таль-Вирский, 1962).

Верхний неконсолидированный этаж делится на два основных структурно-формационных комплекса: нижний и верхний, отвечающие платформенному и орогенному режимам геологического развития региона. Эта, достаточно грубая, схема структурно-формационного расчленения геологического разреза депрессии отражает лишь самые крупные события ее геологической жизни. Значительно подробнее расчленение осуществлено Л. Б. Вонгазом в специальной работе (Вонгаз, 1972).

Отложения платформенного этапа (4—5 км) представлены разнообразными, преимущественно морскими накоплениями юрского, мелового и палеогенового возраста.

Отложения орогенного этапа (3—7 км) слагаются грубой континентальной молассой неогенового и антропогенного возраста.



Кроме того, между консолидированным фундаментом и платформенными накоплениями выделяются переходные отложения. Они обнажаются у восточной границы депрессии, в пределах так называемой Оби-Ниоуской тектонической зоны (Власов, 1961, 1962), вскрыты бурением на Северо-Афганском выступе (Браташ и др., 1970) и представлены преимущественно красноцветными, а также морскими и вулканогенными породами (около 3 км) верхнепермско-триасового и триасового возраста.

Тектоническому районированию, проблеме развития и происхождения складчатости Южно-Таджикского мегасинклинория посвящено большое количество работ многочисленных исследователей. Подробный анализ перечисленных работ осуществлен в специальной монографии С. А. Захарова (1970), что позволяет автору не останавливаться на этом вопросе.

В настоящее время, в пределах советской части мегасинклинория целесообразно различать пять крупных структурных подразделений (рис. 1): Кафирниганский и Вахшский антиклинории, разделенные Яван-Кургантюбинским синклинорием, а также Сурхандарьинский и Яхсуйский синклинории (Лозиев, 1975). Кроме того, у западной и восточной границ мегасинклинория выделяются Байсунский и Оби-Ниоуский участки прибортовых дислокаций, тяготеющие к зонам глубинных разломов, отделяющих депрессию от смежных поднятий.

Самые сложные, преимущественно чешуйчатые формы структур развиваются в северо-восточной оконечности антиклинориев. Здесь же отмечается максимальная частота антиклинальных складок. Синклинали нацело перекрываются чешуями. В южном направлении антиклинали погружаются, их своды преобретают аркообразную и коробчатую конфигурацию, расстояние между ними увеличивается. Из-под разрывов, усложняющих их крутые крылья, появляются оси синклинальных изгибов. В синклинориях развиваются широкие синклинальные складки и сжатые антиклинали с гребневидной формой сводов. В целом складчатость мегасинклинория может быть отнесена к типу общего смятия по В. В. Белоусову (1962). Она резко отличается от складчатости предгорных ступеней за северной границей депрессии, которая характеризуется субширотной ориентировкой деформаций, линейными и овальными формами складок в плане, отсутствием сложных складчатых и складчато-чешуйчатых структур, являясь типичным примером отраженной прерывистой складчатости.

Антиклинали депрессии Л. М. Сафьяном (Сафьян и др., 1969) разделены на два морфологических типа: северный и южный. Северный тип характеризуется строго ориентированным наклоном осевых плоскостей, на крутых крыльях четко проявляются взбросы с амплитудой до 2,5—3,5 км. В последнем случае складки приобретают чешуйчатый облик. В южном типе складок осевая плоскость может наклоняться в разные стороны в пределах одного крупного тектонического элемента. В присводовой части обычно имеется грабен. На крыльях антиклиналей развиваются симметричные килевые складки. Данные бурения, полученные в последнее время, доказали широкое развитие пологих разрывов в основании многих складок обоих типов и позволили значительно дополнить представления о глубинном строении складчатых дислокаций (Воскресенская, 1973; Кондур, Кукушкин, 1972; Кондур и др. 1973; Коробка, 1971; Кравченко, 1972).

Так стало ясно, что среди структур чехла депрессии значительным развитием пользуются дисгармоничные срывы, существование которых предполагали еще первые исследователи региона, доказывавшие дисгармоничный характер складчатости региона (Здорик, 1930; Херасков, 1932). Считалось, что наиболее четко дисгармония должна быть проявлена на уровне границы консолидированного фундамента и более рыхлого чехла и по мощным гипсоносным отложениям позднеюрского возраста.

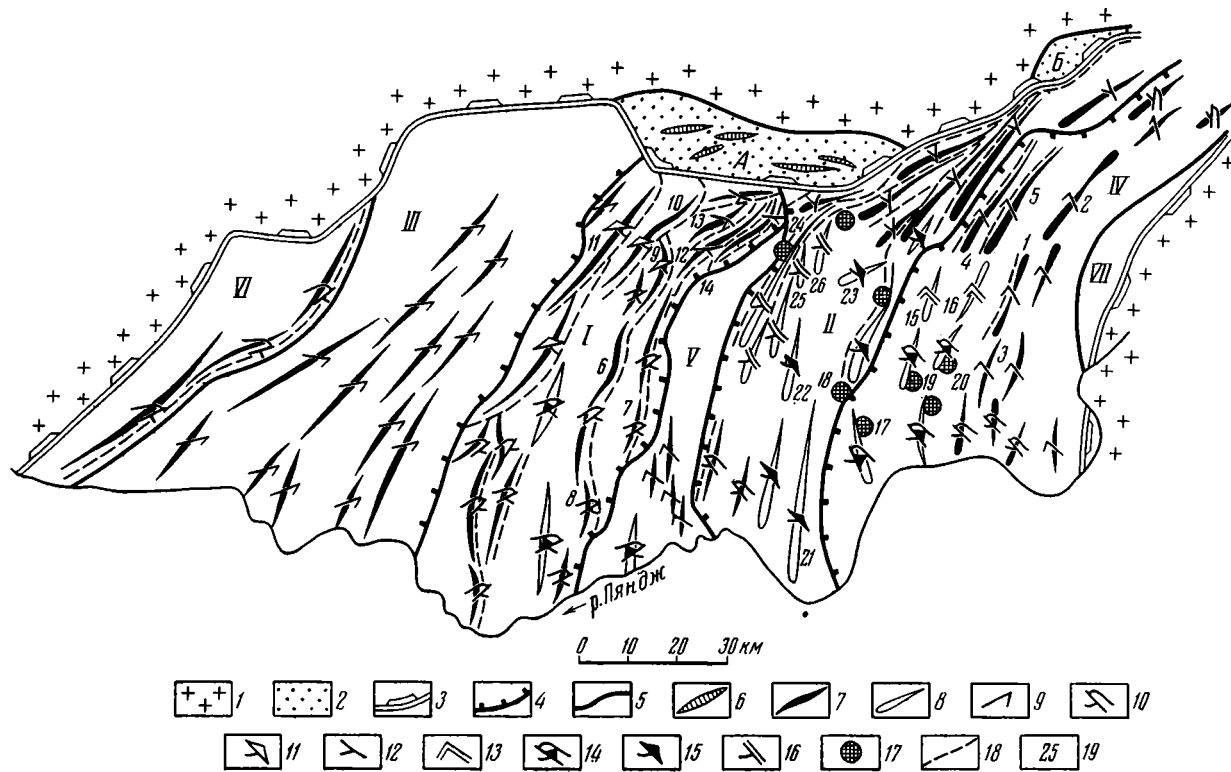


Рис. 1. Схема тектоники Южно-Таджикской депрессии

1 — горное обрамление депрессии; 2 — предгорные ступени: А — Душанбинская; Б — Новобадская. Границы: 3 — Южно-Таджикской депрессии; 4 — антиклинориев и синклинориев; 5 — участков прибортовых дислокаций. Наиболее крупные антиклинали: 6 — складки предгорных ступеней; 7 — складки Исомбайского ряда; 8 — складки Кабадианского ряда. Группы антиклиналей: 9 — Ханабадская; 10 — Кызимчекская; 11 — Бабатагская; 12 — Джетымтауская; 13 — Кизылсуйская; 14 — Саятская; 15 — Чалтауская; 16 — Каратауская; 17 — соляные диапиры; 18 — основные разрывы, секущие чехол; 19 — номера складок, упоминающихся в тексте и на рис. 2

Перечень крупных структурных элементов депрессии: Антиклинории: I — Кафирниганский; II — Вахшский. Синклинории: III — Сурхандарьинский; IV — Яхсуйский; V — Яван-Кургантиубинский

Участки прибортовых дислокаций: VI — Байсунский; VII — Оби-Ниоуский. Перечень анти-

клиналей: 1 — Ханабадская; 2 — Дарайсо; 3 — Теболяйская; 4 — Больджуанская; 5 — Дегимахмудская; 6 — Актауская; 7 — Аруктауская; 8 — Кызимчекская; 9 — Гарданиуштинская; 10 — Каршитауская; 11 — Гургенская; 12 — Даганакникская; 13 — Ренганская; 14 — Джетымтауская; 15 — Кизылсуйская; 16 — Гулисаяская (Пушионская); 17 — Саятская; 18 — Алимтайская; 19 — Ходжасартиская; 20 — Танапчинская; 21 — Южная Каратауская; 22 — Чалтауская; 23 — Гулизинданская; 24 — Северная Каратауская; 25 — Сарсарьякская; 26 — Санглакская

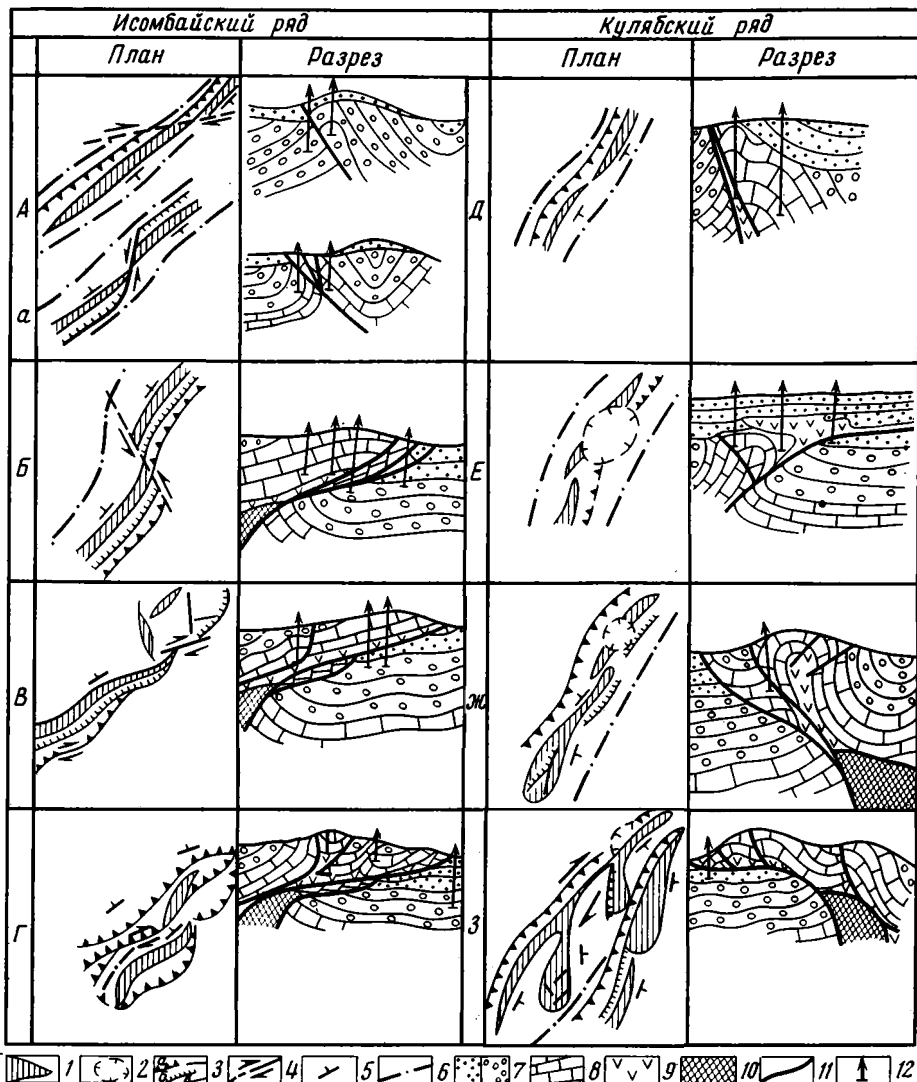


Рис. 2. Ряды локальных структурных форм в Южно-Таджикской депрессии  
 1 — оси антиклиналей; 2 — изометричные криптодиапировые вздутия. Разрывные нарушения: 3а — взбросы, надвиги; 3б — сбросы; 3в — разные мелкие разрывы; 4 — взбросо-сдвиги и ориентировка сдвигового смещения; 5 — направление падения пластов; 6 — оси синклиналей; 7 — молассовые отложения: а — антропогеновые, б — неогеновые; 8 — надсолевые морские отложения; 9 — гипсо-соленосные отложения; 10 — подсолевые отложения; 11 — разрывы; 12 — части структур, изученные бурением (обозначения 7—12 только для разрезов). Группы (А—З) или подгруппы (а) и примеры (в скобках) антиклиналей: А — Ханабадская (Ханабадская, Дарансо, Теболяйская); а — Больджуанская (Больджуанская, Дегимахмудская); Б — Кызимчекская (Актауская, Аруктауская, Кызимчекская); В — Бабатагская (Гарданиуштинская, Каршитауская, Гургенская); Г — Джетымтауская (Даганакиикская, Ренганская, Джетымтауская); Д — Кизылсуйская (Кизылсуйская, Гулисайская); Е — Саятская (Алимтайская, Ходжасартинская, Танапчинская); Ж — Чалтауская (Южная Каратауская, Чалтауская, Гулизинданская); З — Каратауская (Северная Каратауская, Сарсарьякская, Санглакская)

В настоящее время срыв по гипсосоленосным отложениям, крайним выражением которого явилось чешуйчатое строение северо-восточной оконечности Кафирниганского и Вахшского антиклинориев, подтвержден бурением (Кондур, Кукушкин, 1972; Коробка, 1972; Кравченко, 1972). Максимальное значение чешуйчатых перекрытий, по мнению автора, колеблется в пределах 10—15 км.

Более мелкие проявления дисгармонии внутри чехла описаны Л. М. Сафьяном (1971) и еще более усложняют структуру региона. К сказанному необходимо добавить, что, несмотря на значительные успехи в изучении складчатости надсолевых отложений, характер деформаций, расположенных глубже этого срыва, остается недостаточно ясным до настоящего времени, поскольку подсолевые отложения до сих пор не вскрыты скважинами даже на глубинах в 5 км. Это определяет гипотетичность всех более глубинных построений.

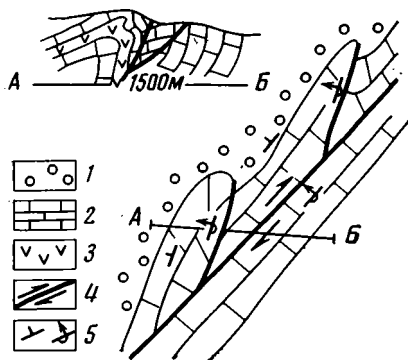


Рис. 3. Складки оперения одной из чешуй северо-восточной оконечности Кафирниганского антиклинория  
1 — неогеновые конгломераты; 2 — палеогеновые известняки; 3 — палеогеновые гипсы; 4 — разрывы и ориентировка сдвиговой составляющей смещения; 5 — элементы залегания

Возникновение вторичной дисгармонии в чехле депрессии различными исследователями связывается с разными причинами (Захаров, 1964; Сафьян и др., 1969; Херасков, 1932). Автор склонен полагать, что последняя развивается лишь в условиях орогенного режима как реакция неоднородного литологически, слоистого чехла депрессии на интенсивные горизонтально ориентированные складкообразующие усилия, которые возникают в результате сложных дифференцированных перемещений блоков консолидированного фундамента. Такая складчатость именуется складчатостью надблокового коробления. (Лозиев, 1975). Степень развития дисгармонии тем больше, чем сложнее деформировано консолидиро-

ванное основание при прочих равных условиях, к которым относятся: мощность и литологическая характеристика сминаемых в складки отложений, а также продолжительность складкообразующих движений.

Влияние мощности чехла на интенсивность проявления складчатости было показано автором в предшествующей работе (Лозиев, 1975). Это дает возможность перейти непосредственно к следующему вопросу. напомним, что значения мощности чехла депрессии значительно превышают величину радиуса складчатых изгибов, что предопределяет широкое развитие дисгармоничных процессов в ее структуре (Захаров, 1964).

**Продолжительность складчатых движений.** Исследования А. Р. Бурачека, В. А. Васильева, Л. Б. Вонгаза, С. А. Захарова, Н. П. Костенко, В. В. Лоскутова, Я. Р. Меламеда, В. И. Попова, Н. П. Хераскова, О. К. Чедия позволяют достаточно уверенно полагать, что формирование современной структуры и рельефа Южно-Таджикской депрессии произошло в новейшую эпоху орогенеза в неоген-антропогеновом отрезке геологической истории. Геологическое развитие характеризуется прерывистым ходом и специфическими особенностями событий, что позволило автору разделить орогенический цикл на три стадии: начальную, промежуточную и заключительную (Лозиев, 1972). Каждой стадии соответствует определенный структурно-формационный ярус, в основании которого фиксируется обычно угловое несогласие, либо разрыв, наиболее четко проявившиеся в антиклинориях.

В начальной стадии формируется неогеновый ярус, представленный грубыми молассовыми накоплениями, мощностью 3—7 км. В антиклинориях неогеновые отложения несогласно залегают на размытых сводах антиклиналей. В синклиналях угловое несогласие отсутствует. Неогеновые молассы лежат в нормальной стратиграфической последовательности на красноцветах олигоцен-раннемиоценового возраста. Наиболее резкое несогласие наблюдалось автором в северной оконечности Кафирниганского антиклинория, где размыт достигает верхнемеловых отложений. На юге этого антиклинория глубина размыта уменьшается, неогеновый ярус лежит со скрытым, либо явным угловым несогласием на палеогеновых отложениях (Болтышев, Махкамов, 1969).

В Яхсуйском и, по всей видимости, Сурхандарьинском синклинориях несогласие в основании неогеновых отложений не фиксируется, но зачастую наблюдается отчетливое выполаживание слоев в синклиналях (Чедия, 1962), особенно заметное в верхней части яруса, свидетельствующее о конседиментационном росте локальных складок, во всяком случае, во второй половине неогена. Таким образом, в начальной стадии складчатость развивалась конседиментационно на фоне общего погружения депрессии. Наибольшей скоростью и контрастностью характеризовалось развитие локальных антиклиналей в пределах антиклинарных сооружений, что привело к возникновению углового несогласия и размыта, достигших наибольшей интенсивности в северной части Кафирниганского антиклинория. Последнее, возможно, свидетельствует и о том, что процесс складкообразования происходил неодновременно и распространялся с северо-востока на юго-запад. К сходному выводу значительно ранее пришли также, М. М. Кухтиков (1957) и О. К. Чедия (1962), сравнивавшие возраст структур депрессии и Заалайского хребта. В синклинориях складкообразование несколько запаздывает, протекает менее интенсивно и не приводит к возникновению несогласий в ядрах локальных антиклиналей.

Промежуточной стадии соответствует ранне-среднеантропогеновый ярус, представленный галечниками, песками, осадочными брекчиями и глинами аллювиального, пролювиального и аллювиально-озерного происхождения, а также лессоподобными породами. Мощность этих отложений изменчива. Она достигает максимальных величин (более 1500 м) в Яван-Кургантюбинском рампе и Яхсуйском синклинории. В антиклинориях мощность обычно незначительна, но в отдельных внутренних прогибах, например на юге Кафирниганского антиклинория, может достигать 500—800 м. В основании яруса прослеживается резкое угловое несогласие. В антиклинориях этим несогласием срезаются как антиклинальные, так и синклинальные складки. Глубина среза на северо-востоке может достигать нижнемеловых отложений, а на юге обычно не выходит за пределы пород позднемелового и палеогенового возраста. В синклинориях размыту подвергаются в основном своды антиклиналей (Чедия, 1962). В синклиналях фиксируется затухание несогласия и конседиментационное увеличение мощностей описанных отложений.

Скорость складчатых движений оказывается соизмеримой, с одной стороны, со скоростью осадконакопления, что приводит к формированию конседиментационных синклиналей, а с другой стороны, является достаточной для значительного выравнивания возникающих поднятий. В результате формируется выровненная поверхность, покрытая чехлом антропогеновых отложений. Останцы древнего рельефа встречаются весьма редко в виде резко расчлененных гребней антиклиналей и возвышаются над выровненной поверхностью на первые сотни метров, либо перекрываются ниже- и среднеантропогеновыми отложениями. Описанные накопления и поверхность несогласия дислоцированы в складки и разобщены по разрывам, в зоне которых испытывают очень сложные приразрывные смятия. Эти движения уже относятся к завершающей стадии развития депрессии и определяют становление ее современного рез-

ко расчлененного горного рельефа. Скорость движений значительно превышает скорость накопления осадков, в силу чего формируется серия эрозионных и эрозионно-аккумулятивных террас позднеантропогенного и современного возраста, врезаемых в более древние отложения. Террасы обычно не деформированы. Лишь в отдельных редких случаях на юге Кафирниганского антиклинория и по восточному борту Яхсуйского синклинория наблюдаются смещения верхнеантропогенных террасовых уровней.

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что складчатость в изученном регионе протекала неравномерно. Рост складок несколько запаздывает в южной части антиклинорийных сооружений и синклинориях, что отчетливо фиксируется затуханием несогласий в орогенных отложениях. Соответственно уменьшается и интенсивность складчатых движений, непосредственным отражением которой являются морфологические особенности локальных складчатых форм в разрезе и в плане, достигающих максимальной сложности в северо-восточной части антиклинориев и обладающих достаточно простой морфологией в синклинориях. Сказанное позволяет предполагать, что локальные складки в различных участках депрессии находятся на разной стадии своего развития. Наиболее развитыми представляются скученные чешуйчатые структуры северо-восточной оконечности антиклинориев. Они достигли достаточной контрастности уже к началу неогенового времени, что документируется срезанием антиклинальных сводов складок преднеогеновым несогласием.

В южной оконечности антиклинориев, где складчатые деформации отличаются меньшей сложностью, подобная контрастность складчатой структуры была достигнута лишь к началу антропогенного времени, что привело к развитию предантропогенного несогласия. В синклинориях, где эти несогласия не проявились, складки стоят на ранних ступенях развития и характеризуются наименее сложной гребневидной формой сводов. Упрощение структуры антиклинальных форм в разрезе сопровождается уменьшением сложности структурного рисунка в плане, что наиболее четко проявляется в изменении конфигурации осей локальных складок и разрывов, ограничивающих их крутые крылья. Оси и разрывы в плане имеют волнистые очертания. Самыми сложными формами волнистости в виде сочлененных между собой дуг, либо синусоидально изогнутых линий характеризуются чешуйчатые складки. Более простые коробчатые формы имеют оси и разрывы, изогнутые в виде ломаной линии, и, наконец, гребневидные структуры характеризуются наиболее прямолинейными формами этих элементов. Таким образом, наблюдаются все типы волнистости разрывов (гирляндовая, синусоидальная и ломаная линии), описанные М. В. Гзовским и затем полученные им экспериментально путем горизонтального сжатия моделей из петролатума (Гзовский, 1953; Гзовский, Черткова, 1953). В этих работах было убедительно показано, что формы волнистости изменяются от простых (ломаная линия) к сложным (синусоидальная и гирляндовая) по мере развития деформации. Следовательно, наблюдается отчетливо выраженная связь между формами структур в плане и разрезе, с одной стороны, и между сложностью дислокаций и стадией их геологического развития, с другой.

Представляется поэтому возможность расположить локальные складки совместно с парагенетически связанными разрывами и другими более мелкими дислокациями в виде естественного ряда, отражающего переход от простых структурных форм к более сложным, который автор называет эволюционным. Однако поскольку морфология складок зависит не только от положения в эволюционном ряду, но и от условий формирования и происхождения, то в последнем объединяются лишь структурные формы, связанные единством упомянутых факторов.

Таким образом, под эволюционно-генетическим рядом локальных структурных форм понимаются естественные, парагенетически связан-

ные между собой сообщества пликативных и дизъюнктивных дислокаций, имеющие одинаковое происхождение и условия образования и расположенные в порядке геологического развития — от простых форм к сложным.

На изученной территории выделяются два таких ряда — Исомбайский и Кулябский (рис. 2). Они состоят из четырех групп локальных структурных форм (дислокаций) каждый, обладающих характерной морфологической характеристикой в плане и разрезе.

Упомянутые ряды достаточно отчетливо различаются между собой участием соляно-гипсовых масс в формировании складчатой структуры. В Исомбайском ряду соленосные отложения не имеют самостоятельного структурообразующего значения и приурочиваются к разрывам, играя роль смазки в основании перемещающихся чешуй. В Кабадианском (Кулябском) ряду формируются соляные диапиры, что сопровождается образованием изометричных структурных форм, наложенных на линейную складчатость. Складки Исомбайского ряда тяготеют преимущественно к северо-западной части депрессии, а Кабадианского — к юго-восточной. Такое распределение структур, по всей видимости, связывается с фациальной зональностью галогенных отложений и показывает, что в юго-восточной части региона упомянутые толщи слагаются преимущественно солями значительной мощности.

В Исомбайский ряд включаются преимущественно складки северного морфологического типа. Ряд подразделяется на Ханабадскую, Кызычекскую, Бабатагскую и Джетымтаускую группы.

Ханабадская группа дислокаций (рис. 2, А) состоит преимущественно из прямолинейных асимметричных складок с гребневидной формой свода. Крутое крыло обычно усложняется крутым ( $40\text{--}60^\circ$ ), иногда гидротермально минерализованным разрывом, что свидетельствует о достаточно глубоком заложении последнего. Антиклиналь совместно с сопряженными синклиналями подставляется по простиранию аналогичными структурами со значительным смещением по диагонали.

Своды антиклиналей имеют прямое отражение в рельефе. В описанной группе можно выделить Большедуанскую подгруппу дислокаций. Это гребневидные антиклинали, имеющие ломаную конфигурацию осей в плане, смещенные по диагональным сдвигам, которые не затрагивают сопряженные синклинальные изгибы (рис. 2, а). Осевая плоскость антиклиналей и разрывы, ограничивающие их крутые крылья, могут быть наклонены в разные стороны в противоположных плечах сдвигов. Характерно обратное отражение структур в рельефе и положительные изгибы предантропогеновой поверхности над ядрами синклиналей. Перечисленные различия, по всей видимости, дают возможность предполагать формирование упомянутых структур в результате дисгармоничного срыва, происходящего на меньших глубинах по сравнению со структурами Ханабадской группы, скорее всего внутри надсолевых отложений.

Кызычекская группа (рис. 2, Б). Представлена чешуйчатыми складками с сохранившимися сводами. В плане антиклинали имеют прямолинейную, либо волнистую форму осей и разрывов типа ломаной линии. Синклинали прямолинейны, перекрываются сопряженными чешуями. Разрыв в основании чешуй пологий ( $30^\circ$ ), ветвится в виде веера, расходящегося к поверхности. Висячим плечом нарушений перекрыты наиболее мощные (более 1500 м) антропогеновые отложения, представленные чередованием слоев, состоящих из хорошо окатанного аллохтонного аллювия, грубоокатанных, либо неокатанных пород местного происхождения, слагающих висячее крыло. При этом наиболее размытые части свода антиклиналей, несогласно перекрытые нижеантропогеновыми породами, располагаются в базальных чешуях веера и перекрываются чешуями, размытыми в меньшей степени. Самая верхняя чешуя, выраженная в виде антиклинального изгиба на поверхности, перекры-

вает размытые своды совместно с несогласно залегающими отложениями и характеризуется наилучшей сохранностью. Формирование описанного веера разрывов, по мнению автора, возможно в условиях горизонтального сжатия над погружающимся блоком фундамента, путем последовательного скальвания наползающей на лежащее крыло и одновременно погружающейся антиклинали. В основании базальной чешуи бурением устанавливается присутствие солей позднеюрского возраста, по которым осуществляется срыв надсолевых отложений. Амплитуда срыва, вероятно, составляет около 10 км.

**Бабатагская группа (рис. 2, В).** Представлена чешуйчатыми складками с неполностью сохранившимися сводами. В плане оси антиклиналей и разрывов, ограничивающих крутые их крылья, имеют волнистую конфигурацию типа ломаной линии. По простиранию разрывы ветвятся в южном направлении (в сторону упрощения структуры), что, по всей видимости, является результатом последовательного уменьшения величины перекрытия нижних чешуй верхними. В основании базальной чешуи наблюдается пластичный горизонт, представленный гипсами позднеюрского возраста, залегающий параллельно с породами всячего крыла. Бурением вскрываются соли. Всячее крыло чешуи усложняется дополнительными диагональными разрывами типа сдвигов и мелкими складками, возникновение которых автор связывает с короблением чешуи при ее перемещении по автохтону. Тем самым придается большое значение указанным мелким нарушениям как диагностическому признаку, позволяющему определить корневую часть чешуи и вероятное положение подсолевого свода. Бурением устанавливается падение базальной плоскости разрыва под углами 20—25°. Синклинали, сопряженные с крутым крылом складки, прямолинейны. Нацело перекрываются всячими крыльями чешуйчатых складок. Амплитуда перекрытия достигает, в предположении автора, 12—13 км.

**Джетымтауская группа (рис. 2, Г).** Объединяет наиболее сложно построенные чешуйчатые складки, с частично сохранившимися сводами. В плане оси складок и разрывы, ограничивающие чешуи, имеют синусоидальную, либо гирляндовую волнистость. Всячая чешуя интенсивно деформирована, испытывает сложные пликативные и дизъюнктивные дислокации, в результате чего сама приобретает чешуйчатое строение. Разрывы, ограничивающие отдельные чешуи, оперяются дополнительными диагональными складками и мелкими разрывными нарушениями, под острым углом отходящими от основного нарушения (рис. 3). Они свидетельствуют о сдвигании чешуй в северном направлении в соответствии с простиранием структур депрессии, осуществляющимся параллельно с крупными чешуйчатыми перекрытиями. Складки практически не изучены бурением. Автором предполагается субгоризонтальное, либо даже ныряющее залегание базальной чешуи и максимальная амплитуда горизонтального перекрытия.

**Кулябский ряд.** Объединяет дислокации, весьма резко отличные от структур Исомбайского ряда. Включает локальные антиклинали южного типа. В последних отчетливо проявляются черты, свидетельствующие об элементах поперечного изгиба, проявленные как в плане, так и в разрезе складок. Они заключаются в усложнении линейных форм складок изометричными вздутиями, формировании в сводах антиклиналей структур растяжения в виде сбросов и грабенов, наличии соляных диапиров и излияний, что свидетельствует о весьма значительном влиянии процессов соляной тектоники на морфологию антиклиналей. Однако это не типичный соляной тектогенез (Волос, 1971). Основное различие, по мнению автора, заключается в механизме перемещения и воздействия соляных масс на вмещающие породы. В условиях типичной соляной тектоники галогенные массы перемещаются под нагрузкой перекрывающих пород. В результате инверсии плотностей, что может осуществляться в спокой-



ной тектонической обстановке (автономный соляной тектогенез). Внедрение солей происходит в виде изометричных штоков и лишь впоследствии диапиры могут сливаться в гряды, валы и более сложные линейные формы (Бровар и др., 1970; Лебедева, 1956). В депрессии же явления соляной тектоники накладываются на первичные линейные складки, усложняя их морфологию. Внедрение солей осуществляется обычно по разрывам, секущим крутые крылья складок, и происходит при активном воздействии подсолевой структуры (индуктивный соляной тектогенез).

Кулябский эволюционно-генетический ряд подразделяется на четыре группы дислокаций: Кизылсуйскую, Саятскую, Чалтаускую и Каратаускую (рис. 2, Д—З).

Кизылсуйская группа (рис. 2, Д). Состоит преимущественно из прямолинейных асимметричных складок с гребневидной формой свода. Крутое крыло усложняется крутым ( $50\text{--}60^\circ$ ) разрывом, к которому обычно приурочивается соляной шток. Локальные антиклинали подстилают друг друга по простиранию, образуя единую линию, которая слегка изгибается в участках сочленения складок. Своды складок срезаются предантропогенным несогласием до уровня палеогеновых отложений.

Саятская группа (рис. 2, Е). Состоит из линейных асимметричных складок с гребневидной, либо коробчатой формой свода. Крутое крыло усложняется разрывом, по которому выжимаются юрские соли. Результатом излияния солей, по всей видимости, явилось компенсационное прогибание антиклинали и сопряженных крыльев синклиналей. Оно фиксируется накоплением мощной (до  $1000\text{--}1200\text{ м}$ ) толщи ниже- и среднеантропогенных отложений, залегающих на размытых до верхнего мела антиклинальных сводах. Излившиеся соли образуют изометричные в плане формы, наложенные на линейную складчатую структуру. В рельефе они выглядят в виде платообразных возвышенностей, усложненных более контрастными поднятиями вблизи центров излияния.

Чалтауская группа (рис. 2, Ж). Представлена линейными асимметричными складками с коробчатой, либо аркообразной формой сводов. Крутое крыло ограничивается довольно крутым ( $40\text{--}50^\circ$ ) взбросом. Более мелкие разрывы рассекают свод складки в продольном направлении. Они обычно являются сбросами, служат границами грабенов, формирующихся в результате растяжения последних. Локальные антиклинали образуют единые линии, волнообразно изгибающиеся в плане, в которых локальные складки сочленяются между собой кулисообразно. Линейные формы складок усложняются изометричными и каплевидными в плане вздутиями. Изометричные вздутия развиты серией мелких разноориентированных разрывов, образующих своеобразное сочетание, напоминающее структуру битой тарелки. Каплевидные формы рассекаются разрывами, ветвящимися наподобие конского хвоста. Очевидно, что формирование этих мелких структурных форм тесно связывается с проявлением процессов соляной тектоники, которые накладываются на линейную складчатость депрессии.

Каратауская группа (рис. 2, З). Объединяет наиболее сложные структурные формы, представленные группой чешуйчатых складок с частично сохранившимися сводами. Оси складок и пологие разрывы, ограничивающие чешуи в плане, имеют гирляндовую, либо синусоидальную волнистость. К разрыву могут приурочиваться штоки солей. Свод складки усложняется отдельными каплевидными вздутиями и взбросами, ориентированными под острым углом к простиранию основной структуры, что свидетельствует о сдвигании чешуй в северном направлении. В наиболее широких частях вздутий развиваются разноориентированные разрывы. В целом Каратауская группа чрезвычайно напоминает Джетымтаускую, но отличается достаточно отчетливым проявлением процессов соляной тектоники.

Таким образом, можно предполагать, что складчатые дислокации депрессии и сопровождающие их разрывы усложняются во времени и в настоящий момент находятся на разных стадиях развития. Это обстоятельство выражается в морфологических особенностях дислокаций в плане и разрезе и предполагает принципиальную возможность геологического прогноза глубинного строения в условиях дисгармоничной складчатости.

Однако недостаточная изученность локальных складок бурением, связанная с глубоким залеганием подсолевой структуры, дает возможность предлагать приведенные построения лишь в качестве рабочей гипотезы, позволяющей путем сравнительного анализа локальных дислокаций в плане определить наиболее вероятный вариант их глубинного строения, во всяком случае до уровня первого срыва, и выбрать рациональную методику поисково-разведочных работ, что представляется чрезвычайно важным практически, особенно при исследованиях на нефть и газ.

#### Литература

- Антонов Ю. В.* Методика и результаты интерпретации геофизических исследований в Южном Таджикистане. Сб. «Проблемы нефтегазоносности Таджикистана», вып. II, часть 1. Душанбе, «Ирфон», 1969.
- Белеловский М. Л.* Тектоническое районирование подсолевого структурного этажа Афгано-Таджикской впадины (по геофизическим данным).— Сб. «Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазоносности Таджикистана», вып. I. Душанбе, «Ирфон», 1965.
- Белоусов В. В.* Проблема происхождения складчатости.— Сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Болтышев В. В., Маххамов Р. М.* Новые данные о геологии хребтов Мадян-Булак, Сулдуз и северной части хребта Бабатаг.— Сб. «Проблемы нефтегазоносности Таджикистана», вып. I. Душанбе, «Ирфон», 1969.
- Браташ В. И., Егунов С. В., Печников В. В., Шеломенцев А. И.* Геология и нефтегазоносность севера Афганистана.— Тр. ВНИГНИ, вып. LXXX. М., «Недра», 1970.
- Бровар И. М., Лата И. Г., Шмайс И. И.* Типы солянокупольных структур северной части междуречья Урала и Волги.— Геология нефти и газа, 1970, № 10.
- Бурачек А. Р.* Геоморфология Южно-Таджикской депрессии. Таджикская комплексная экспедиция 1932 г., вып. IV. Л., ОНТИ, 1934.
- Власов Н. Г.* Основные черты доюрской истории Юго-Западного Дарваза.— Сб. «Геология Средней Азии». Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1961.
- Власов Н. Г.* Схема тектоники Юго-Западного Дарваза.— Докл. АН СССР, 1962, т. 145, № 6.
- Власов Н. Г.* Схема тектоники Памиро-Гималайского сектора Азии.— Сб. «Вопросы стратиграфии палеозоя». Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1969.
- Волос Г. С.* Роль соляного тектогенеза в формировании локальных складок Афгано-Таджикской впадины на примере Обигармской зоны.— Тр. Таджикск. отд. ВНИГНИ, вып. 112, сб. 3. Душанбе, «Дониш», 1971.
- Вонгаз Л. Б., Коган А. Б., Сафьян Л. М.* Тектоническое строение Таджикской депрессии. Тезисы докладов на Душанбинской сессии 2-го Всесоюзного тектонического совещания. Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1962.
- Вонгаз Л. Б.* О структурно-формационных этапах мезо-кайнозойского осадочного чехла и развитии структуры Афгано-Таджикской впадины.— Тр. ВНИГНИ, вып. 122. Ротапринт, картолитография ВНИГНИ, М., 1972.
- Воскресенская Ю. А.* Основные результаты и направление дальнейших геолого-разведочных работ на нефть и газ в Кулябской мегасинклинали.— Тр. Таджикск. отд. ВНИГНИ, вып. 142, сб. 5. Душанбе, «Дониш», 1973.
- Гзовский М. В.* Волнистость простираения крупных тектонических разрывов.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1953, № 2.
- Гзовский М. В., Черткова Е. И.* Моделирование волнистости простираения крупных тектонических разрывов.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1953, № 6.
- Захаров С. А.* Кардинальный вопрос тектогенеза в связи с направлением поисков нефти и газа в Таджикской депрессии и основами сейсмоструктурного районирования Южного Таджикистана.— Сб. «Проблемы геологии Таджикистана». Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1964.
- Захаров С. А.* Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе, «Дониш», 1970.
- Здорик Б. М.* Таджикстанский фосфоритоносный комплекс.— Удобрение и урожай, 1930, № 6.
- Кондур В. П., Кукушкин Р. М.* К вопросу о возрасте поднадвиговой толщи Северного Бабатага.— Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1972, № 1 (43).

- Кондур В. П., Кукушкин Р. М., Сафьян Л. М. и др.* Основные результаты, эффективность и дальнейшее развитие геолого-разведочных работ на Бабатаге.—Тр. Таджикск. отд. ВНИГНИ, вып. 142. Душанбе, «Дониш», 1973.
- Коробка В. С.* Соляной тектогенез и нефтегазоносность Кулябской мегасинклинали.—Тр. Таджикск. отд. ВНИГНИ, вып. 116. Душанбе, «Дониш», 1971.
- Кравченко К. Н.* К вопросу об интерпретации глубинного строения и направления геолого-разведочных работ на нефть и газ в макроантиклиналях Афгано-Таджикской впадины.—Тр. Таджикск. отд. ВНИГНИ, вып. 133. Душанбе, «Дониш», 1972.
- Кухтиков М. М.* К вопросу методики определения возраста тектонической структуры.—Труды ИГ АН ТаджССР, вып. II. Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1957.
- Лебедева Н. Б.* Моделирование процесса образования диапировых куполов.—Сов. геология, 1956, № 54.
- Лозиев В. П., Лим С. К.* К вопросу о перестройке палеозойского структурного плана и блоковом строении домезозойского фундамента западной части Таджикской депрессии и южного склона Гиссарского хребта.—Геол. сб. Львовского геол. о-ва, 1969, № 12.
- Лозиев В. П.* Общие черты структурного плана деформаций поверхности палеозойского фундамента южных склонов Гиссарского хребта и мезо-кайнозойского покрова западной части Таджикской депрессии.—Материалы научной конференции, посвященной 10-летию ТКЛ ВНИГНИ. Ротапринт РВЦ ЦСУ ТаджССР, Душанбе, 1970.
- Лозиев В. П.* Об антропогенных отложениях в междуречье Вахша и Кафирнигана.—Тр. Таджикск. отд. ВНИГНИ, вып. 133. Душанбе, «Дониш», 1972.
- Лозиев В. П.* К проблеме происхождения деформаций в чехле Южно-Таджикской депрессии.—Геотектоника, 1975, № 4.
- Сафьян Л. М., Мирошниченко В. М., Волос Г. С.* Некоторые закономерности взаимоотношения структурных планов Таджикской депрессии.—Сб. «Проблемы нефтегазоносности Таджикистана», вып. II, часть I. Душанбе, «Ирфон», 1969.
- Сафьян Л. М.* К вопросу о дисгармонии в складках Афгано-Таджикской впадины.—Тр. Таджикск. отд. ВНИГНИ, вып. 116. Душанбе, «Дониш», 1971.
- Таль-Вирский Б. Б.* Закономерности тектонического развития эпиплатформенной подвижной области Тянь-Шаня.—Тезисы докладов на Душанбинской сессии II Всесоюзного тектонического совещания. Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1962.
- Херасков Н. П.* Тектонический очерк ЮЗ окончания Гиссарского хребта и некоторых прилегающих к нему районов.—Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Сер. геол., 1932, № 1.
- Чедия О. К.* История геологического развития Таджикистана в кайнозое.—Сб. «Новейший этап геологического развития территории Таджикистана». Душанбе, Полиграфкомбинат, 1962.

Таджикское отделение  
ВНИГНИ  
Душанбе

Статья поступила  
20 мая 1974 г.

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.243.3(479.22)

В. Н. ШОЛПО, Г. Д. БЕЛОУСОВ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕЛИЧИНЫ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ДЕФОРМАЦИИ  
ПОРОД СВАНЕТСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ  
ПО РАСПЛЮЩЕННЫМ КОНКРЕЦИЯМ

При обсуждении различных вопросов механизма деформации горных пород в складчатых областях очень важно иметь количественные оценки размеров деформации. Трудности получения таких оценок непосредственно при полевых наблюдениях достаточно очевидны, хотя во многих случаях именно в поле могут быть собраны исходные данные для расчета величины деформации. Количественная характеристика деформаций, испытанных породами в складчатой области, может быть получена из замеров различных деформированных включений. Мы попытаемся показать на конкретном примере Сванетского антиклинория, расположенного в западной половине южного склона Большого Кавказа, как могут быть обработаны данные по деформированным включениям для общих оценок интенсивности деформации в крупной структуре.

Для этого может быть использована известная методика, предложенная Е. Клоосом (Cloos, 1947), однако мы попытаемся показать, что массовые замеры, более или менее равномерно охватывающие единую крупную структуру, могут характеризовать деформацию этой структуры в целом.

В Сванетском антиклинории такими включениями, распространенными более или менее равномерно по всей структуре, являются конкреции марказита и сидерита, рассеянные в массе глинистых пород нижней юры. Обычно эти конкреции уплощены и ориентированы своей длинной осью вдоль падения поверхностей кливажа. Упорядоченная ориентировка осей конкреций, соответствующая к тому же другим элементам структуры (кливаж, осевые поверхности складок), может рассматриваться как результат деформаций (Gay, 1968; Dunnet, 1969). Уплощенная форма конкреций позволяет считать, что имела место деформация расплющивания, т. е. укорочение в горизонтальном направлении, вкрест простирания складчатой структуры, и удлинение в субвертикальном, вдоль падения кливажа и осевых поверхностей складок.

Иногда в чисто сланцевых толщах складки удается увидеть только благодаря послышным горизонтам расплющенных конкреций. Прекрасный пример — антиклинальный перегиб в ущелье р. Зесхо, в ядре Сванетского антиклинория, вырисовывающийся по четырем горизонтам марказитовых конкреций (рис. 1).

Во всех случаях в расплющенных конкрециях удается установить их размеры вдоль длинной оси  $a$ , направленной субвертикально (почти па-

раллельно осевой поверхности складки), и вдоль оси  $c$ , перпендикулярной к первой и расположенной вкrest простираения осевой плоскости складки. В некоторых случаях удается получить и замер вдоль оси  $b$ , ориентированной вдоль простираения осевой плоскости складки.

Предположив, что первоначальная форма конкреций была шарообразной или близкой к тому, можно вычислить диаметр шара  $d = \sqrt[3]{abc}$

и абсолютные и относительные удлинения по всем осям (Cloos, 1947). Сравнивая реальные относительные удлинения осей расплюснутых конкреций с теоретическими номограммами трехосной деформации шаров различного диаметра, можно убедиться, что допущение о первоначально шарообразной форме конкреций не противоречит действительности.

Размеры деформации конкреций не могут быть перенесены автоматически на деформацию вещества вмещающих слоев, поскольку механиче-

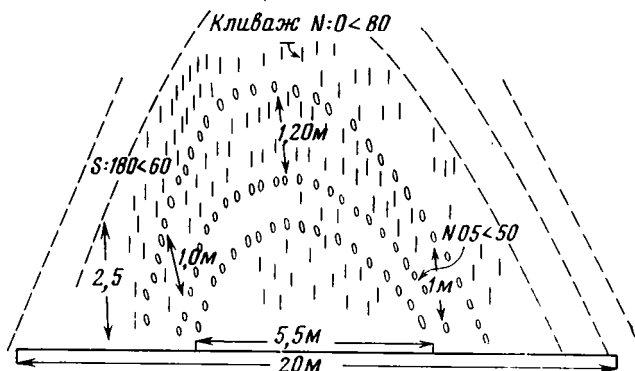


Рис. 1. Антиклинальная складка в устье р. Зесхо в ядре Сванетского антиклинория. Полевая зарисовка

ские свойства этих пород сильно различаются. К сожалению, мы не можем оценить разницу пластических свойств аспидных сланцев и марказита или сидерита, слагающего конкрецию, поскольку таких данных нам не удалось обнаружить в литературе. Но по упругим свойствам вещество конкреций имеет показатели (модуль Юнга, модуль сдвига, коэффициент Пуассона) в 4,5—5 раз больше, чем вещество вмещающих пород (Берч и др., 1949). Во всяком случае деформация конкреций — это нижний предел деформации, которую могли испытать сланцевые толщи.

Мы не располагаем достаточным количеством замеров деформированных конкреций по отдельным структурным пересечениям антиклинория, чтобы выявить какие-то закономерные изменения размеров деформации по каждому из них. Поэтому данные по всему Сванетскому антиклинорию сведены в едином графике, представляющем собой как бы его обобщенное поперечное сечение, на котором показано изменение величины деформации в зависимости от положения точки наблюдения в структуре антиклинория (рис. 2). По вертикальной оси графика отложены относительные удлинения  $(d + \Delta l)/d$ , и тогда горизонтальная линия с ординатой 1 обозначает отсутствие деформации ( $\Delta l = 0$ ). Все точки, относящиеся к оси  $a$ , расположатся выше этой линии, поскольку вдоль этой оси конкреции испытывали растяжение. Точки, соответствующие деформации по оси  $c$  (сжатие), расположатся ниже ординаты 1. По горизонтальной оси отложены расстояния в километрах, причем за нулевые точки отсчета приняты границы ядра антиклинория, и весь график разбивается по горизонтальной оси на три части, соответствующие ядру антиклинория и его крыльям. Точки, нанесенные на этот график, явля-

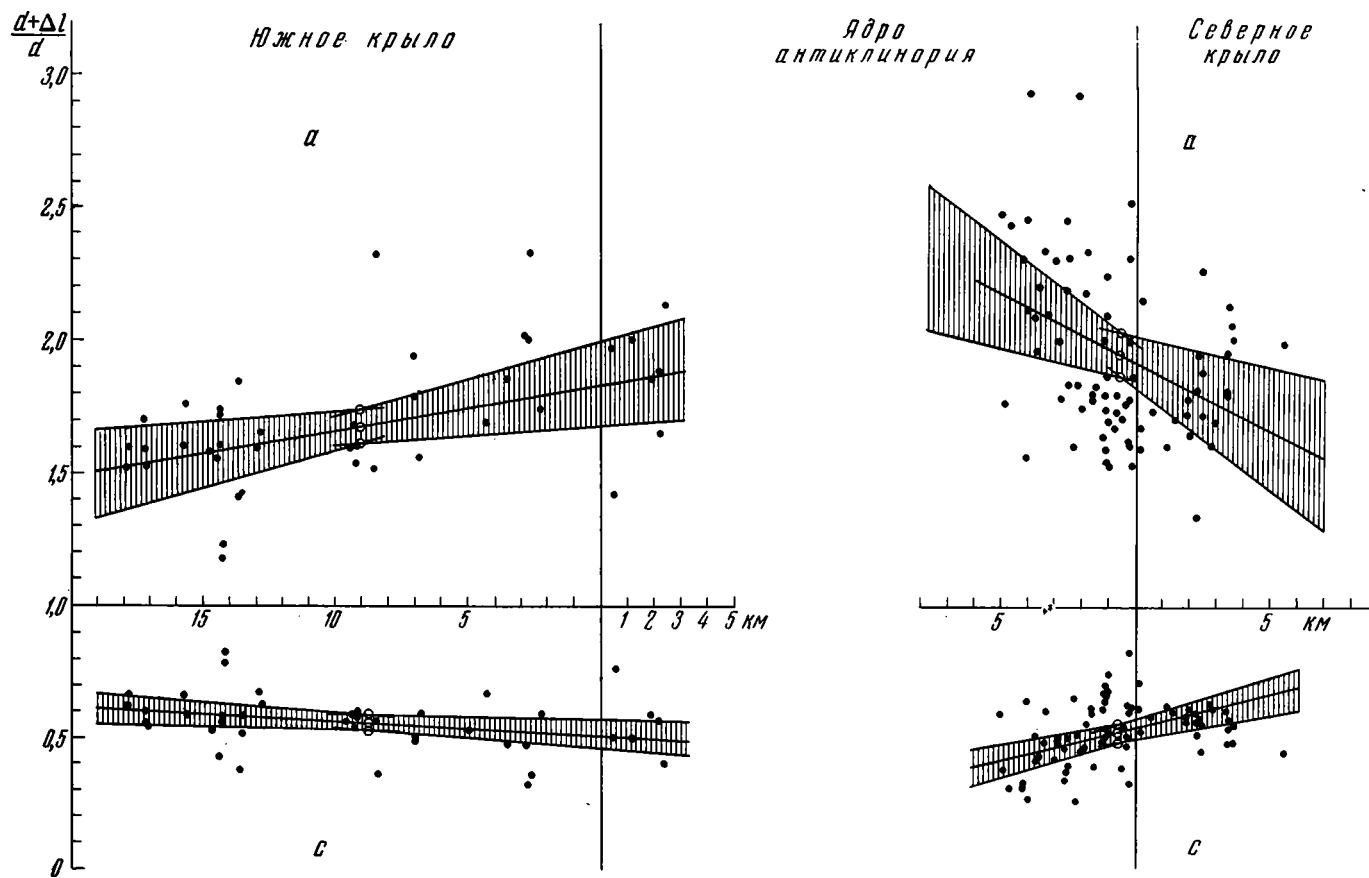


Рис. 2. График зависимости размеров деформации конкреций от положения в структуре Сванетского антиклинария. Пояснения в тексте

ются средними значениями, полученными из единичных замеров расплющенных конкреций, приуроченных к определенному месту в общей структуре антиклинория.

Поскольку размеры конкреций по оси  $b$  можно измерить только по некоторым из них, эти данные не использованы при общих расчетах. Таким образом мы рассматриваем как бы плоскую деформацию конкреций, хотя в действительности это не так; и в нашем случае это должно сказаться на соблюдении равенства

$$\left(\frac{d + \Delta a}{d}\right)\left(\frac{d + \Delta c}{d}\right) = 1.$$

Как видно из таблицы, на южном крыле это равенство не соблюдается, и это является свидетельством того, что здесь деформация наиболее сильно отличается от плоской, чего нет в ядре и на северном крыле антиклинория.

Из графика видно, что точки образуют на координатной плоскости отдельные сгущения — облака, в которых, несмотря на большой разброс, можно увидеть определенную закономерность. Для того, чтобы выявить тенденции изменения относительной деформации, весь материал был подвергнут статистической обработке, результаты которой также показаны на графике (см. рис. 2) и приведены частично в таблице.

**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

Поскольку все точки отчетливо разделяются на две группы — южную (крыло и прилегающая часть ядра) и северную, — статистическая обработка делалась по этим группам отдельно. Уже по средним значениям размеров деформации, показанным в таблице, можно видеть, что в ядре антиклинория происходит возрастание этой величины. Средние размеры удлинения оси  $a$  —  $(d + \Delta a)/d$  (таблица) позволяют отчетливо различать крылья и ядро антиклинория. Эта величина равна 1,65 на южном крыле, 1,75 — на северном, в ядре антиклинория относительное удлинение изменяется от 1,85 до 2,00. Та же тенденция наблюдается и по оси  $c$ : деформация (укорочение) растет от крыльев к ядру антиклинория, хотя и более медленно, чем по оси  $a$ . На южном крыле  $(d + \Delta c)/d$  имеет средние значения 0,56, на северном — 0,58, а в ядре — 0,55 до 0,50. Эта же закономерность может быть показана изменением степени расплющенности конкреций, выражаемой отношением  $a/c$ .

Тенденции изменения размеров деформации более наглядно изображаются линиями регрессии, которые вычислялись отдельно для разных групп точек. Линия регрессии строится способом наименьших квадратов, смысл которого заключается в том, чтобы сумма квадратичных отклонений координат всех точек от подобранной линии была минимальной. Кроме того, на графике показаны доверительные области для вычисленных линейных регрессий с 5%-ным уровнем значимости (Пустыльник, 1968). Для проверки степени соответствия полученных линий регрессии исходным данным вычислены коэффициенты корреляции, которые показывают, насколько тесно связаны величины деформации и расстояние от данной точки до границы ядра. В случае отсутствия зависимости между этими величинами коэффициент корреляции равен нулю, при

однозначной функциональной зависимости — единице. В нашем случае коэффициент корреляции отличается от нуля ( $r=0,35\div 0,52$ ), но связь между рассматриваемыми величинами далека от функциональной.

В принципе существует возможность более точно подобрать функцию регрессии и тем самым повысить значение коэффициента корреляции. Это делается методом последовательных приближений, для чего к уравнению регрессии прибавляются члены все более высокого порядка. Однако для наших целей достаточно установить общие тенденции изменения величины деформации для разных структурных зон антиклинория. Кроме того, приближенный характер исходного фактического материала делает неоправданным усложнение математической обработки для получения более точных оценок.

Существенно, что характеристика интенсивности деформации, полученная по расплюсченным конкрециям, соответствует тем качественным оценкам степени деформированности пород, которые вытекают из рассмотрения морфологии складчатости Сванетского антиклинория (Шолпо, 1973). Наибольшие деформации наблюдаются в ядре антиклинория, а на северном крыле они больше, чем на южном. Таким образом ясно, что деформированные конкреции — важный индикатор, позволяющий получить количественные оценки степени деформированности пород.

#### Литература

- Берч Фр., Шерер Дж., Снайсер Г.* Справочник для геологов по физическим константам. М., Изд-во иностр. лит., 1949.
- Пустыльник Е. И.* Статистические методы анализа и обработки наблюдений. М., «Наука», 1968.
- Шолпо В. Н.* Складчатость Сванетского антиклинория.— *Геотектоника*, 1973, № 4.
- Dunnet D.* A technique of finite strain analysis using elliptical particles.— *Tectonophysics*, 1969, № 7.
- Gay N. C.* Pure shear and simple shear deformation of inhomogeneous viscous fluids, 1. Theory.— *Tectonophysics*, 1968, № 3.
- Cloos E.* Oblite deformation in the South Mountain Fold, Maryland.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1947, v. 58, No. 9.

Институт физики  
Земли АН СССР

Статья поступила  
19 июня 1973 г.



## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.242.51

В. А. РАЗНИЦЫН

## О КЛАССИФИКАЦИИ АВЛАКОГЕНОВ

(замечания к работам В. К. Гавриша  
о генетической классификации авлакогенов)<sup>1</sup>

Любые вопросы, связанные с проблемой рифтов, привлекают в настоящее время все большее внимание. И этот интерес не случайный, так как открытие глобальной сети срединно-океанических хребтов с осевыми рифтами явилось событием, заставившим геологов пересмотреть многие геотектонические гипотезы и свое отношение к известным структурам земной коры. Поэтому выступление В. К. Гавриша (1972) с генетической классификацией авлакогенов и его дальнейшие публикации по этому вопросу (1973, 1974) заслуживают рассмотрения, хотя большую актуальность сейчас приобрел другой аспект: какое место занимают авлакогены в семействе рифтовых структур и какое отношение они имеют к срединно-океаническим хребтам и геосинклиналям настоящего и прошлого (Айзберг и др., 1971; Анцупов и др., 1972; Милановский, 1970, 1972; Разницын, 1974; Ушаков и др., 1972)? Приведенный в работах В. К. Гавриша материал по рифтовым структурам представляет значительный интерес, но его схема классификации авлакогенов вызывает ряд возражений.

В. К. Гавриш (1972) считает, что в основу классификации авлакогенов надо положить действующие силы; это в свою очередь привело его к необходимости анализа процессов в мантии, к попытке представить разноречивые мнения о генезисе рифтовых структур как характеристики реально существующих их типов. Свои построения он начал с использования схемы морфологической классификации грабенов П. Н. Кропоткина. По аналогии с последней В. К. Гавриш и для авлакогенов указал три основных их типа: рифтовый, клинообразный и щелевой. Он назвал их соответственно рифтогенным, хамелоногенным и схизногенным, с выделением в первом из них катетогенного и горизонтогенного подтипов. В этой классификации из трех типов два (рифтогенный и схизногенный) в равной степени «щелевые». Первоначально и сам В. К. Гавриш (1970, стр. 23) считал «щелевым» рифтогенный тип, указывая, что rift означает «расселина» и связывал образование его с растяжением.

Второй тип авлакогенов («клинообразный», или «хамелоногенный»), ограниченный расходящимися книзу разломами (рамп), практически нигде не установлен. В приведенном В. К. Гавришем в качестве примера

<sup>1</sup> Генетическая классификация и нефтегазоносность авлакогенов. Тез. II Республ. совещ. Львов, 1972; Генетическая классификация рифтогенов.— Геол. ж., 1973, т. 33, вып. 3; Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазоносность рифтогенов, Киев, «Наукова думка», 1974.

этого типа Абдулинско-Серноводском авлакогене падение плоскостей сбрасывателей не выявлено. Скорее всего разломы здесь также сходятся книзу, и этот авлакоген относится к рифтогенному типу. Об этом же говорит наличие по краям Абдулинско-Серноводского авлакогена двух линейных положительных магнитных аномалий (Борисов, 1962; Разницын, 1964), указывающих на проникновение базальтоидов вдоль краевых разломов, чаще происходящее по сбросам и раздвигам, чем по взбросам.

К структурам растяжения относится и третий, схизогенный тип, для которого В. К. Гавриш привел только два примера. Большие затруднения, которые испытывает В. К. Гавриш при выборе примеров схизогенов и хамелогенов, определении их места в схеме и подборе диагностических признаков, скорее всего говорит об искусственности самого их обособления. Искусственным представляется также разделение «катетогенного» подтипа рифтогенных авлакогенов и «хамелогенного» типа. Прогибы первого подтипа, по словам В. К. Гавриша, являются структурами, рожденными «вертикальными усилиями», а прогибы второго типа — результатом опускания, т. е. фактически тоже связанными с «вертикальными усилиями». «Горизонтотенный» подтип в свою очередь практически неотделим от «схизогенного» типа, который также образовался «в результате горизонтального смещения» (Гавриш, 1972, стр. 44).

Не лучше обосновано и разделение «катетогенного» и «горизонтотенного» подтипов рифтогенов между собой. Для катетогенного подтипа В. К. Гавришу пришлось допустить действие сил горизонтального растяжения. Для горизонтотенного подтипа автор схемы указал на смену вертикальных рифтообразующих усилий горизонтальными.

При внимательном изучении авлакогенов несомненно будет установлены и сдвиговые перемещения для разных авлакогенов, а также закономерная смена растяжения сжатием для некоторых из них.

Коренным отличием авлакогенов разного типа, возникших под действием одинаковых усилий, по мысли В. К. Гавриша, является характер процессов в мантии. Так, например, для разделения авлакогенов, в равной степени обязанных своим происхождением влиянию горизонтальных (тангенциальных) сил, по его мнению, надо установить, что является причиной расхождения конвекционных токов в мантии (для «горизонтотенного подтипа» или возникновение «гравитационно-инерционных напряжений Земли» (для «схизогенного» типа). Но как это сделать, если упомянутые процессы только предполагаются?

Для единственного представителя хамелогенов в схеме В. К. Гавриша — Абдулинско-Серноводского авлакогена — в качестве отличительной черты указывается «уплотнение подкорового слоя», с которым связывается сжатие на глубине. Но именно это сжатие С. И. Субботин, на которого ссылается В. К. Гавриш, выдвигает в качестве основной причины образования Днепровско-Донецкого авлакогена, относящегося В. К. Гавришем к катетогенному подтипу рифтогенного типа авлакогенов, образуемому при восходящем движении конвекционного потока. Этот вопрос подробно рассмотрел В. Я. Клименко (1972).

Предложение В. К. Гавриша выделять процессы в мантии и гравитационно-инерционные напряжения Земли в качестве признаков, позволяющих разделять типы авлакогенов, нельзя принять и по другой причине. Восходящее течение вещества, если бы оно и было причиной образования одного типа авлакогенов, невозможно отделить от расходящегося конвекционного течения, ведущего к образованию другого типа авлакогенов, так как это единый процесс с движением восходящего потока, растекающегося затем в стороны.

Положение несколько не улучшилось, когда В. К. Гавриш в последних работах (1973, 1974) видоизменил свои представления о действующих силах и вместо конвекционных течений, в качестве основных при

формировании рифтогенов, выдвинул фазовые, полиморфные и другие превращения подкорового вещества (по С. И. Субботину). Действие конвекционных сил, по его мнению, сохранилось для катетогенного подтипа, но дополнилось еще «непрерывно-прерывистым смещением на юг волны более тяжелого, чем земная кора, перидотитового (?) вещества» (1973, стр. 80). Что это за волна, не говорится.

Различать авлакогены нельзя и по действию гравитационно-инерционных сил, противопоставляемых действию конвекционных течений в мантии, так как причины растяжения земной коры при образовании «щелевых» авлакогенов в действительности неизвестны. Предположений высказывается много. Они представляют интерес, но не могут, несмотря на увлекательность экскурсов в область мантии, лечь в основу классификации. Таким образом, классификация авлакогенов В. К. Гавриша теряет под собой твердую почву, так как выделенные типы практически нельзя установить.

В наличии выделенных В. К. Гавришем отдельных типов авлакогенов не убеждают и ссылки на авторитеты. В. К. Гавриш (1973, стр. 82) пишет, что «хамелоноген формировался, как предполагал Н. С. Шатский, опусканием земной коры по ранее существовавшей, или потенциальной сетке разломов в связи с уплотнением подкорового вещества». Но Н. С. Шатский никогда не выделял «хамелоногены» и не утверждал, что уплотнение подкорового вещества является признаком, позволяющим выделить какой-либо тип бороздой рожденных структур. Он говорил о предполагаемых процессах, не выделяя их в качестве диагностического признака.

Неверным надо считать и выражение, что «по мнению Р. Фрейде, схизноген Мертвого моря сформировался...» (1974, стр. 83), или что Криворожский «схизноген, по данным Я. Н. Белевцева и других, выполнен криворожской метаморфической толщей» (1974, стр. 84). Неправильно это потому, что указанные исследователи не выделяли «схизногенов». И если относиться к ним палеоавлакогены, уже названные и выявленные, то в эту же группу нельзя включать грабен Мертвого моря.

Таким образом по генезису, так же как и по форме, авлакогены в рассматриваемых работах В. К. Гавриша разделены неудачно.

Следует отметить и тяжелое восприятие терминов и их неудачное нагромождение. Например, «горизонтотенный подтип рифтогенного типа авлакогенов». Классификация не становится более генетической от частого употребления слова «генезис». К тому же окончания «генный» нежелательны для прилагательных к слову «авлакоген», уже имеющему такое окончание, указывающее на природу структуры. Еще хуже, когда автор классификации для «удобства» и «сокращения» выбрасывает основной термин Н. С. Шатского (1964) — «авлакоген», называя структуры «рифтогенами», «хамелоногенами» и «схизногенами».

В. К. Гавриш (1973, стр. 79; 1974, стр. 44, 45) считает целесообразным называть материковые рифты «рифтогенами» в отличие от океанических рифтов — «георифтогеналей» А. П. Виноградова и Г. Б. Удинцева. При этом В. К. Гавриш упустил из виду два существенных момента. Во-первых, ликвидировать термин «авлакоген», введенный в литературу Н. С. Шатским, можно только после того, как будет доказана его ненужность, иначе это будет нарушением правила приоритета.

Во-вторых, выделяя рифтогены в качестве материковых рифтов, наряду с океаническими георифтогеналами, он забыл о «схизногенах» и «хамелоногенах», которые оказались за пределами материков и океанов.

Схема В. К. Гавриша не отличается новизной, так как все выделенные им типы уже были известны ранее и назывались значительно проще с указанием их генетических особенностей. Например, Е. Е. Милановский (1970) выделил «щелевой» тип.

Рифтогенный тип В. К. Гавриша уже выделен под названием «рифт-авлакогенов» (Разницын, 1964, стр. 116, 117) с описанием генезиса структур (растяжение и горизонтальное перемещение блоков) и приведением тех же примеров (Байкал и др.), которые указывает и В. К. Гавриш. Хамелоногенный тип структур с опусканием участка земной коры — катетогенный подтип рифтогенов — также давно известен как «грабен-авлакоген» (Разницын, стр. 116, 117), или «рифтовая долина» (Виллис, 1934).

Большой интерес в работах В. К. Гавриша вызывает конкретное описание структур и истории их развития. Но и в этом отношении надо отметить ряд ошибочных положений. Неправильно, например, говорить о расширениях Днепровско-Донецкого авлакогена на концах и основанном на этом сходстве с Рейнским грабеном (1973, стр. 78). Днепровско-Донецкий авлакоген имеет сложное строение и историю развития, без понимания которой нельзя говорить о его форме. Расширение на северо-западе, в Припятской части, связано с девонским этапом, а расширение на юго-востоке характерно для каменноугольного этапа и наблюдается только с одной стороны.

Выгибание поверхности Мохоровичича не характеризует сводового поднятия Сарматского щита, на которое ссылается В. К. Гавриш (1973, стр. 78), а наблюдается в узких контурах авлакогена (1973, стр. 80), как и в других подобных случаях у прогибающихся структур. Сокращение мощности земной коры или частичное увеличение ее не указывает на определенный тип авлакогенов, как полагает В. К. Гавриш, так как отмечается у большинства впадин земной коры с переходом по простиранию отрицательных аномалий в положительные (например, в Донецком бассейне) в связи с появлением элементов структур восходящего развития (Соллогуб и др., 1970).

Сводообразование, предшествующее заложению авлакогенов и отмечаемое В. К. Гавришем для рифтогенного типа, не во всех случаях устанавливается. И если Е. Е. Милановский (1970) выделил сводово-вулканический тип рифтовых зон в Африке (Эфиопский, Кенийский), то он отметил небольшую глубину (0,5—1,5 км), уменьшающуюся к концам этих молодых кайнозойских структур. Это особый тип рифтов. Днепровско-Донецкий прогиб — один из глубочайших прогибов земной коры, приведенный В. К. Гавришем в качестве примера, — таких признаков не имеет. Выделение в его пределах миогеосинклинали, как это допускает В. К. Гавриш, делает совершенно несравнимыми Кенийскую и Днепровско-Донецкую структуры.

Сводовое «воздымание коры в каледонскую фазу складчатости» с образованием грабена нельзя доказать ни приводимой В. К. Гавришем математической формулой, ни указанием на то, что позднее признаки этой структуры были уничтожены эрозией. Такие прогибы бесследно не исчезают. О наличии свода на месте Днепровско-Донецкого авлакогена также не может свидетельствовать распространение нижнедевонских и белорусско-валдайских отложений, так как они не окаймляют свода. Днепровско-Донецкий грабен-авлакоген заложился на склоне Украинского щита, что подтверждается залеганием более молодых пород на юге (на Украинском щите) и более древних на севере (на склоне Воронежской антеклизы).

Во избежание возникновения терминологической путаницы надо уточнить, не касаясь деталей, в чем заключается основной дефект схемы генетической классификации авлакогенов В. К. Гавриша и какие ее элементы правильные. Основной дефект схемы состоит в повторении одних и тех же типов авлакогенов под разными названиями.

Первоначально В. К. Гавриш (1970) использовал известное деление авлакогенов на рифт-авлакогены (щелевые) и грабен-авлакогены, изменив их названия на «рифтогены» и «хамелоногены». Затем (в 1972 г.) он

усложнил схему введением «схизногенов», несмотря на то, что им уже были выделены щелевые рифтогены. Последние в дальнейшем (1973) подразделены на катетогены и горизонтогены, повторяющие хамелоногены и схизногены, связанные, по идее В. К. Гавриша, с вертикальными и горизонтальными смещениями блоков.

Самостоятельными в схеме В. К. Гавриша можно считать только два типа, которые он выделил в первой своей работе (1970). К ним относятся щелевые рифты — рифтогены (рифт-авлакогены) и грабенообразные прогибы с опусканием блоков по сбросам, т. е. катетогены или хамелоногены (грабен-авлакогены). Кроме них, по работам многих исследователей выделяются и другие типы, которые В. К. Гавриш без достаточных оснований включает в два указанных типа или вообще не рассматривает.

Вопросы генезиса авлакогенов и их классификации далеко еще не разработаны, и усилия, направленные на выяснение эволюции этих структур, связи их с современными рифтами и срединно-океаническими хребтами и на другие проблемы, надо приветствовать. Но стремление В. К. Гавриша к повторению и оправданию своей однажды выдвинутой, но весьма противоречивой и запутанной схемы классификации авлакогенов (1972), только уводит этого исследователя от решения других вопросов, связанных с той же проблемой, но более интересных и важных.

### Литература

- Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Синичка А. М. Сарматско-Туранский линеймент земной коры.— В сб.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., 1971.
- Анципов П. В., Макаревич В. Н., Конышев В. С. Основные черты геологического строения и развития эпиплатформенных рифтовых зон и авлакогенов.— Геол. нефти и газа, 1972, № 9.
- Борисов А. А. О некоторых особенностях глубинной структуры платформенных территорий Советского Союза.— Сов. геология, 1962, № 1.
- Гавриш В. К. Глубинные разломы и геотектоническое развитие Доно-Днепровского прогиба. Автореф. докт. дис. Ин-т геол. наук АН УССР, Киев, 1970.
- Гавриш В. К. Генетическая классификация и нефтегазоносность авлакогенов. Тез. II Республ. совещ.: Закономерности образования и размещения промышленных месторождений нефти и газа. Львов, 1972.
- Гавриш В. К. Генетическая классификация рифтогенов.— Геол. ж., 1973, т. 33, вып. 3.
- Гавриш В. К. Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазоносность рифтогенов. Киев, «Наукова думка», 1974.
- Клименко В. Я. При причини і механізм формування платформених западин типу Дніпровсько-Донецької (в порядку обговорення).— Тектоніка і стратиграфія, 1972, № 2.
- Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков.— Вестн. Моск. ун-та. Геология, 1970, № 2.
- Милановский Е. Е. К проблеме пространственных взаимоотношений геосинклинально-орогенных и рифтовых поясов.— Вестн. Моск. ун-та. Геология, 1972, № 4.
- Разницын В. А. Тектоника Южного Тимана. М.— Л., «Наука», 1964.
- Разницын В. А. Авлакогены. ВИЭМС. Экспресс-информация, 1974, сер. 7, № 1.
- Разницын В. А. Что представляют собой Донбасс и Днепровско-Донецкий прогиб.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1974, № 3.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова Н. И. Строение и эволюция земной коры Украины и сопредельных регионов.— Сов. геология, 1970, № 5.
- Ушаков С. А., Федынский В. В., Шабалин Н. А. Геофизические данные о природе рифтовых зон.— Вестн. Моск. ун-та. Геология, 1972, № 3.
- Шатский Н. С. О прогибах донецкого типа. Избр. тр. М., «Наука», 1964.



## ХРОНИКА

УДК 551.263.2

**СОВЕЩАНИЯ ПО ПРОЕКТУ «ОФИОЛИТЫ» МЕЖДУНАРОДНОЙ ПРОГРАММЫ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ (Швейцария, Иран, 1975 г.)**

Проект «Офиолиты», включенный по предложению советских геологов в МПГК, уже в первый год своего существования привлек к себе внимание международной геологической общественности. Научная программа проекта, разработанная в Москве в прошлом году (см. «Геотектоника», № 2, 1975), была разослана во многие страны, и научные организации 38 стран выразили пожелание принять участие в ее выполнении. В строгом соответствии с этой научной программой в 1975 г. по проекту «Офиолиты» было проведено два международных научных совещания.

Первое из них состоялось с 5 по 9 мая в Цюрихе (Швейцария). В нем приняли участие члены Редколлегии Атласа «Офиолиты»: проф. А. Гансер, д-ра В. Дидрих (Швейцария), М. Давудзаде (Иран), П. Ирвин (США) и А. Л. Книппер (СССР). Атлас было решено создать в рамках работы над проектом.

Участники совещания избрали проф. А. Гансера председателем редакционного совета. Была разработана подробная легенда для карт с изображением выходов пород офиолитовой ассоциации м. 1 : 1 000 000, которые в дальнейшем могут быть трансформированы в м. 1 : 5 000 000. Предполагается, что в ближайшие три года под руководством редакционного совета будут созданы карты офиолитов Альпийско-Гималайского и Тихоокеанского поясов, а также Урала и Аппалачей.

Второе, пленарное заседание Международной рабочей группы проекта состоялось в Иране с 30 сентября по 20 октября 1975 г.; в нем участвовала советская делегация в составе Н. А. Богданова, Н. Л. Добрецова, А. Л. Книппера, М. С. Маркова и А. Я. Шараськина. Кроме советских ученых на заседании присутствовали представители из 14 стран — М. Давудзаде, М. Сабзеги, К. Гжеран, М. Берберьян, М. Пазиранде и др. (Иран), Ж. Бокэ, Ф. Будье, Г. Лапьер, Р. Рику, Г. Рокси (Франция), Р. Лорент, Д. Маллас, Х. Вильямс (Канада), В. Бортолотти, М. Сагри (Италия), Г. Борли (Англия), В. Дитрих (Швейцария), П. Ирвин (США), С. Карамата (Югославия), З. Мисарж (ЧССР), Д. Сантьяго (Филиппины), Т. Сузуки (Япония), О. Текели (Турция) и Д. Циммерман (Австралия).

Заседание состояло из двух частей — научной сессии и полевых экскурсий, во время которых проводилось обсуждение конкретных геологических объектов и выработывались рекомендации для дальнейших исследований.

Заседания в Тегеране были открыты приветствиями к участникам Министра индустрии и горного дела Ирана г-на Ф. Нажмабади и Директора геологической службы Ирана г-на Р. Азафи. В своих выступлениях они подчеркнули важность проведения МПГК для развивающихся стран и выразили особое удовлетворение, что рабочее совещание по проекту «Офиолиты» проводится в Иране.

Во время научной сессии в Тегеране были заслушаны доклады по общим и региональным проблемам, связанным со строением и структурным положением офиолитовых комплексов Ирана и других регионов Альпийско-Гималайского пояса.

В дальнейшем в течение 15 дней проводилась геологическая экскурсия в районах распространения офиолитовых комплексов, которой руководили сотрудники Геологической службы Ирана д-ра М. Давудзаде и М. Сабзеги. Общая протяженность ее была более 2500 км. Во время экскурсии участники смогли ознакомиться с офиолитами шести районов (Мешхеда, Сабзевара, Найна, Нейриза, Эсфендеге и Фарьяба). После проведения маршрутов, во время экскурсии проводились обсуждения результатов полевых наблюдений. Всего было проведено 6 таких заседаний. Во время обсуж-

дений было достигнуто общее понимание по многим проблемам геологии офиолитов и была сделана попытка дать классификацию меланжа и сформулировать его отличия от олистостромов. Специальное внимание было уделено характеру и типам месторождений хромитов, с которыми члены рабочей группы проекта познакомились во время экскурсии.

Основной задачей при исследовании офиолитов в складчатых поясах вообще и в Иране, в частности, является выяснение двух аспектов: 1) условия образования и первоначальное положение офиолитовых комплексов в структуре земной коры; 2) современное положение и характер вторичных перемещений офиолитов в складчатых зонах. По единодушному мнению участников совещания формирование офиолитов сходно с процессом развития коры океанического типа. В результате горизонтальных перемещений кора океанического типа местами шарьруется на края континентальных глыб. Во время этого процесса и в течение более поздних фаз складчатости происходит частичное дробление пород офиолитовой ассоциации и превращение их в серпентинитовый меланж. Если это построение в целом принимается большинством специалистов, то условия образования отдельных членов офиолитовой ассоциации служат предметом научной дискуссии, которая касается главным образом расчленения офиолитовых комплексов на разновозрастные группы пород. В настоящее время все больше геологов предлагают следующую схему образования офиолитового комплекса. Наиболее древние породы офиолитов — гарцбургит-дуниты сменяются вверх по разрезу анортитово-пироксеновыми габбро, троктолитами и амфиболитами. Ультрабазиты, главным образом гарцбургиты, несут следы интенсивного катаклаза, бластомилонитизации и неоднократного метаморфизма. Возраст их неизвестен и может быть в отдельных зонах раннедокембрийским. Растяжение земной коры на континентах выводит этот субстрат («первый офиолитовый комплекс, или меланократовый фундамент») в более высокие горизонты литосферы. В зонах растяжения одновременно происходит внедрение в меланократовый фундамент пластичного материала мантии, который дифференцируется. В результате возникает «кумулятивный» комплекс пород, включающий пироксениты и полосчатые габбро, нередко сменяющиеся в верхней части разреза диоритами, кварцевыми диоритами, тоналитами и трондjemитами. В верхней части этого более молодого офиолитового комплекса располагаются серии «параллельных» даек, тесно связанные с перекрывающими их толентовыми базальтами. Возраст «второго» офиолитового комплекса одновременен возникновению океанической структуры, т. е. в Альпийско-Гималайском поясе он в мезозойский, в варисских поясах — нижне- и среднепалеозойский и т. д. Эта точка зрения в наиболее полной форме была обоснована в докладе проф. С. Рокси (Франция) на заседании в Тегеране.

Поэтому в экскурсиях по Ирану крайне важно представлялось познакомиться и обсудить строение отдельных разрезов офиолитовой ассоциации и выяснить взаимоотношения между отдельными его членами.

Как известно, в Иране офиолиты особенно широко распространены. По тектоническому положению они могут быть расчленены на пять групп: 1) офиолиты Иранского Азербайджана; 2) офиолиты восточного обрамления Лутской глыбы; 3) офиолиты Центрального Ирана (районы Мешхеда, Робат-Сефида, Сабзеvara, Найна); 4) офиолиты Загроста (Нейриз) и 5) офиолиты Иранского Белуджистана (Эсфендеге, Фарияб). Экскурсии рабочей группы проекта «Офиолиты» были целиком посвящены знакомству с тремя последними районами.

Офиолиты Центрального Ирана. Офиолитовый комплекс представлен здесь серпентинитовым меланжем, в цемент которого погружены блоки всех слагающих его пород, а также глыбы известняков верхнесенонского возраста и андезиты палеоцен-эоцена.

Включения глыб и фрагментов разреза палеогеновых пород определяют время становления серпентинитового меланжа в современной структуре. Возраст пород офиолитовой ассоциации — доверхнемеловой, так как глоботрункановые известняки верхнего сенона, определяющие, по мнению иранских геологов (М. Сабзахи и др.), верхний возрастной предел эффузивно-радиоляритовой серии офиолитового комплекса, тесно связаны с андезитовой серией палеогена и имеют разрывные контакты с офиолитами.

Среди блоков серпентинитового меланжа (район Найна) или вблизи него (район Сабзеvara) встречаются блоки метаморфических пород — амфиболитов и зеленых сланцев. Первичное положение амфиболитов неясно и они могут быть отторженцами меланократового докембрийского фундамента Центрального Ирана. Породы зеленосланцевой фации метаморфизма (мегабазальты, мраморы и метарадиоляриты района Найна) возникли в результате преобразования эффузивно-радиоляритовой серии офиолитового комплекса.

По возрасту эти офиолиты, вероятно, сопоставимы с офиолитами низов мезозоя Альпийской части Тетиса. Они, по-видимому, обнажались в конце мела в зонах растяжения и раскальвания глыбы Центрального Ирана и в конце палеогена были выжаты на поверхность в виде протрузий или линейных покровов серпентинитового меланжа.

Офиолиты Загроста (Нейриз). Породы офиолитового комплекса слагают серию тектонических пластин, надвинутых на автохтон Внешнего Загроста (карбонатная серия триаса — среднего мела). Они были подробно изучены Л. Рикку, который

был гидом экскурсии в этом районе. В аллохтонном комплексе выделяется три пластины; нижняя сложена радиоляритами (формация Пичакун, верхний триас — нижний мел), средняя — серпентинитовым меланжем, а верхняя — в различной степени серпентинизированными ультраосновными породами. Становление покровов происходило в кампанский век.

Ультраосновные породы верхней пластины содержат включения мраморов триаса, вдоль контактов которых с ультрабазитами развиты гранат-пироксеновые скарны, обнаруженные и внутри перидотитов. Это позволяет предполагать, что скарны возникли в результате биметасоматоза уже по твердым ультрабазитам. Следует отметить, что строение покровов Нейриза сходно с покровами Омана и Керманшаха, прослеживающихся вдоль северо-восточной части Аравийской платформы и являющихся иным структурным типом выходов офиолитов.

Офиолиты Иранского Белуджистана. К востоку от Внешнего Загроса или от Оманской линии (по А. Гансеру) на простирании Главного загросского надвига расположены многочисленные выходы пород офиолитовой ассоциации. К ультраосновным породам здесь приурочены месторождения хромитов, которые разрабатываются в рудниках Эсфандеге и Фарьяб. Эти районы и служили базами экскурсии на юге страны.

В районе Эсфандеге выходы офиолитов встречаются структурно вместе с наиболее древними (докембрийскими — по И. Штеклину) метаморфическими образованиями серии Абшур. Они слагают тектонические покровы, перемещенные по направлению на юг. Нижняя тектоническая пластина в этом районе сложена метаморфизованными в условиях высоких давлений ультрабазитами, основными лавами и кремнистыми породами, содержащими лавсонит, кроссит и гранат. На них тектонически налегают бластомилонитизированные и сложно деформированные дунит-гарцбургиты, клинопироксениты, троктолиты, анортит-пироксеновые габбро и полосчатые амфиболовые габбро. Взаимоотношения между этими разными комплексами пород в большинстве случаев тектонические, что ставит под сомнение выводы М. Сабзахи о принадлежности ультраосновных — основных пород Эсфандеге к стратиформной интрузии. Участники экскурсии пришли к выводу, что здесь обнажен типичный разрез офиолитов, который подстилает мощную аллохтонную пластинку, сложенную амфиболитами и гранатсодержащими мраморами серии Абшур. Между слоистыми габброидами и амфиболитами встречаются пегматоидные габбро, имеющие высокотемпературные магматические контакты с амфиболитами серии Абшур. Образование последних неясно: либо они являются ремобилизованными габброидами, либо более поздними магматическими телами, связанными с формированием «вторичных», лерцолит-пироксенитовых офиолитов. Все эти породы трансгрессивно перекрываются неметаморфизованными юрскими терригенными отложениями. Пластины аллохтона располагаются на сильно тектонически переработанной олигостромовой толще верхнепалеогенового возраста.

В районе рудника Фарьяб офиолиты также залегают в аллохтоне, который расчленяется на три пластины. Самая верхняя пластина сложена амфиболитами, зелеными сланцами и мраморами серии Абшур, средняя — хромитосносными дунит-гарцбургитами, сходными с ультрабазитами Эсфандеге, а нижняя пластина — серпентинитовым меланжем, в котором, помимо блоков пород офиолитового комплекса (в том числе подушечных лав и радиоляритов), содержатся глыбы мраморизованных известняков и блоки олигострома. Автохтонный комплекс представлен флишем и олигостромовой толщей олигоцен-миоценового возраста, перекрывающимся верхнемиоцен-четвертичной молассой.

Таким образом, экскурсия по офиолитам Ирана позволила ее участникам познакомиться со всеми структурными типами залегания этих образований. Отдельные члены офиолитовой ассоциации были подвергнуты анализу в разных структурных условиях, как в серпентинитовом меланже, так и в крупных тектонических пластинах. К сожалению, наличие срывов по границам комплексов-членов офиолитовой ассоциации затрудняло выявление природы первичных соотношений между ними. Осмотренные зоны контактового метаморфизма между ультрабазитами и вмещающими их породами скорее свидетельствуют о многообразии вторичных магматических и метасоматических процессов, чем об интрузивной природе ультрабазитов. Участники экскурсий смогли познакомиться с разнообразием форм серпентинитового меланжа и олигостромов, столь широко развитых в Альпийско-Гималайском поясе и часто выделяющихся вместе в виде зон «цветного меланжа».

На своем заключительном заседании членами рабочей группы проекта «Офиолиты» были единодушно выработаны рекомендации по геологии районов, осмотренных во время экскурсии. Они выразили свою признательность сотрудникам Геологической службы Ирана за прекрасно организованные экскурсии. Успех иранского совещания рабочей группы проекта «Офиолиты» МПГК во многом был предопределен дружеской и деловой обстановкой, объединявшей всех его участников.

*Н. А. Богданов, Н. Л. Добрецов, А. Л. Книппер,  
М. С. Марков, А. Я. Шараскин*



## К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Журнал «Геотектоника» освещает общие и региональные геоструктурные закономерности, механизмы и природу тектонических деформаций, типы и историю тектонических движений, связи тектоники и магматизма, а также связи тектоники и полезных ископаемых.

Редакция журнала «Геотектоника» просит авторов при оформлении для печати статей соблюдать следующие обязательные правила.

1. Работа должна быть представлена в окончательно подготовленном для печати виде и иметь соответствующую документацию.

2. Объем статей, как правило, не должен превышать авторского листа (24 стр. машинописного текста), кратких сообщений — 6 стр. машинописного текста.

3. Рукопись печатается на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, адрес автора.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью. Тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные двумя черточками снизу, строчные — сверху; правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские; h и n, g и q, l и e, I—J и др., а также делать четкое различие между O (большим), o (малым) и 0 (нулем).

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

6. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным измерениям.

7. Цитируемая литература дается в конце статьи по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому.

В списке литературы приводятся следующие данные: фамилии и инициалы авторов, далее для журналов — название статьи и журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания; для книг — название работы, изд-во, место и год издания.

8. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора и год издания.

9. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной). В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

10. Все иллюстрации, приложенные к рукописи, должны быть пронумерованы, на обороте каждой из них надписывается фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях. Список подрисуночных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях, а в тексте обязательны ссылки на них.

11. Все рисунки, карты должны быть четко выполнены и пригодны для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на рисунке. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

12. Иллюстрирование статей рисунками допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество — 5—6 рис. на авторский лист.

13. К статье должна быть приложена аннотация (до 1 стр. машинописного текста) для всех статей — краткий реферат для ВИНТИ (1—2 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

14. Редакция сохраняет за собой право сокращать статьи и подвергать их правке, а также возвращать статьи в случае несоблюдения приведенных выше правил.

15. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами.

16. По выходе статьи в свет автор получает 25 оттисков.

*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 *Кроткова Т. М.*

---

«Сдано в набор 6/V-1976 г. Т-10850 Подписано к печати 17/VI-1976 г. Тираж 2000 экз.  
Зак. 4148. Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Усл. печ. л. 11,2+1 вкл. Бум. л. 4. Уч.-изд. листов 12,4

---

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

В-232

ПЕСОЧНЫЙ ПЕР 3-42

МАКАРЬЧЕВУ Г И

70228

1-12

Цена 1 р. 20 к.

Индекс 70228

А



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»